

А. А. ГАБРИЕЛЯН

ПАЛЕОГЕН и НЕОГЕН
АРМЯНСКОЙ ССР

ЕРЕВАН 1964

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՌ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱ

ԵՐԿՐԱԲԱՆԱԿԱՆ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԻՆՍՏԻՏՈՒՏ
ԵՐԵՎԱՆԻ ՊԵՏԱԿԱՆ ՀԱՄԱԼՍԱՐԱՆ

Ա. Հ. ԳԱՔՐԻԵԼՅԱՆ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՌ
ՊԱԼԵՈԳԵՆՆ ՈՒ ՆԵՈԳԵՆԸ

ՍՏՐԱՏԻԳՐԱՖԻԱՆ, ՏԵԿՏՈՆԻԿԱՆ, ԵՐԿՐԱԲԱՆԱԿԱՆ
ԶԱՐԳԱՑՄԱՆ ՊԱՏՄՈՒԹՅՈՒՆԸ

АКАДЕМИЯ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР

ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК
ЕРЕВАНСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ

А. А. ГАБРИЕЛЯН

ПАЛЕОГЕН И НЕОГЕН АРМЯНСКОЙ ССР

СТРАТИГРАФИЯ, ТЕКТОНИКА, ИСТОРИЯ
ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР
ЕРЕВАН

1964



17203

14526

Работа представляет сводку наших знаний по геологии палеогеновых и неогеновых отложений Армении. Приводится детальное описание характерных разрезов, дается анализ существующих стратиграфических схем и предлагается единая региональная схема стратиграфического расчленения палеогеновых и неогеновых образований республики. В работе описаны основные тектонические структуры районов распространения третичных отложений и изложены основные этапы истории геологического развития Армении и прилегающих частей Малого Кавказа в палеогеновое и неогеновое время.

Приводится сопоставление разрезов палеогеновых и неогеновых отложений Армении с разрезами сопредельных районов Малого Кавказа и разбираются некоторые общие стратиграфические вопросы.

Работа рассчитана на широкий круг геологов Кавказа, а также лиц, занимающихся стратиграфией и палеонтологией палеогеновых и неогеновых отложений юга СССР.

ПРЕДИСЛОВИЕ

В геологическом строении Армянской ССР породы палеогенового и неогенового возраста играют ведущую роль. Они представлены наибольшим площадным распространением по сравнению с образованиями других геологических систем и с ними связано значительное количество месторождений полезных ископаемых как магматогенного, так и осадочного происхождения.

Поэтому детальное изучение стратиграфии и тектоники палеогеновых и неогеновых отложений Армянской ССР и палеогеографии времени их образования имеет актуальное значение.

За последнее десятилетие геологическими учреждениями республики проведены большие работы в районах распространения палеогеновых и неогеновых отложений и накоплен огромный фактический материал.

Очень ценные данные получены также опорными и структурными скважинами в Араратской котловине при поисково-разведочных работах на нефть и газ. Эти данные еще более обогатили наши представления о геологическом строении необнаженных свит, слагающих Среднеараксинскую межгорную впадину.

Вместе с тем необходимо отметить, что до настоящего времени еще нет опубликованной обобщенной работы, подытоживающей накопленный богатый материал. Имеются лишь многочисленные журнальные статьи, в которых затрагиваются отдельные вопросы, касающиеся стратиграфии, тектоники и палеонтологии палеогеновых и неогеновых отложений.

Разумеется, настоящая работа, представляющая сводку по геологии отложений указанных геологических систем, в значительной мере восполнит этот пробел и будет иметь большое научное и практическое значение.

В данной работе систематизированы и обобщены результаты многолетних исследований автора по данной теме, а также многочисленные, весьма ценные материалы, добытые Институтом геологии АН Армянской ССР, Ереванским государственным университетом, Управлением геологии и охраны недр при Совете Министров Армянской ССР и центральными научно-исследовательскими учреждениями Москвы и Ленинграда.

Для решения отдельных вопросов широко использованы также материалы по геологии палеогеновых и неогеновых отложений соседних республик Азербайджана и Грузии.

Излагаемый в настоящей работе фактический материал по отдельным районам количественно и качественно не равноценен, и не все вопросы геологии палеогеновых и неогеновых отложений нашей республики разработаны одинаково детально.

Мы считаем, что настоящая сводка поможет выявить слабые места в области изучения палеогеновых и неогеновых отложений и позволит наметить направление дальнейших исследований.

Наиболее детально и систематически изучались палеогеновые и неогеновые отложения Приараксинской зоны, где имеются сравнительно более полные разрезы, представленные в основном морскими фациями и богатые ископаемой фауной. Менее детально изучены районы, сложенные преимущественно вулканогенными породами.

При составлении данной работы значительную помощь оказали сотрудники Института геологии АН Армянской ССР С. М. Григорян и П. М. Асланян.

Нами также были использованы новые данные Т. Ш. Татевосяна и А. И. Адамяна по геологии Сюника (Зангезура) и С. И. Баласаняна — по северной Армении.

Всем названным лицам, а также О. А. Саркисяну, взявшему на себя редактирование, автор выражает свою глубокую признательность.

ВВЕДЕНИЕ

1. Географическое положение. Основные черты орогидрографии и геоморфологии Армянской ССР

Территория, занимаемая Армянской ССР, находится между $38^{\circ}50'$ — $41^{\circ}18'$ северной широты и $13^{\circ}7'$ — $16^{\circ}17'$ восточной долготы от Пулково ($43^{\circ}27'$ — $46^{\circ}27'$ восточной долготы от Гринвича). С Советской Арменией сопредельны на севере—Грузинская ССР, на востоке—Азербайджанская ССР, на юге—Иран и на западе—Турция. Территория Армянской ССР составляет около 30 тыс. кв. км. Это—горная страна, являющаяся водоразделом между реками Кура и Аракс в их среднем течении. Высшая точка ее—г. Арагац (4095 м), низшая—расположена у границы с Грузинской ССР в долине р. Дебед, около ст. Ламбалу (450 м).

Преобладающая часть территории республики расположена на высотах от 1000 до 2500 м над уровнем моря.

Территория Армянской ССР представляет небольшую часть обширного Армянского нагорья, расположенного между Иранским и Малоазиатским (Анатолийским) плоскогорьями. Часть Армянского нагорья, между реками Кура и Аракс, известна в литературе под названием Малого Кавказа или Антикавказа.

Основные орографические элементы последнего в пределах Армянской ССР следующие: южнее Триалетского хребта (Грузинской ССР) в юго-восточном направлении тянется Сомхетский хребет, представляющий собой группу отдельных массивов, достигающих высоты 2100—2400 м. Главнейшими вершинами здесь являются г. Лалвар (2545 м) и Леджан (2528 м).

Южнее Сомхетских гор в юго-восточном направлении проходит Базумский хребет с главной вершиной г. Халаб (3016 м). Между указанными хребтами, в верхнем и среднем течении р. Дзорагет, на отметке 1400—1500 м расположена Лорийская котловина, представляющая плоскую равнину, наклоненную к юго-востоку и круто обрывающуюся у каньона р. Дебет. К северу от западного окончания Базумского хребта перпендикулярно к нему приблизительно в меридиональном направлении протягивается Джавахетский хребет (Мокрые горы), входящий в систему Джавахетского (Ахалкалакского) вулканического нагорья и примыкающий на севере к Триалетскому хребту. К западу от Джавахет-

ского хребта почти параллельно ему проходит Гукасянский (Самсарский) вулканический хребет с многочисленными, хорошо сохранившимися вулканическими конусами.

Южнее Базумского хребта протягивается Памбакский хребет, который начинается на западе у Джаджурского перевала (1952 м) и, протягиваясь в восточном направлении, обрывается у оз. Севан в районе г. Севан. Главнейшими вершинами Памбакского хребта являются Тежелер (3101 м) и Маймех (3082 м).

На северо-восточном отроге Памбакского хребта расположен Севанский перевал (2122 м), через который проходит магистральная шоссе-вая дорога Ереван—Тбилиси.

Западнее Памбакского хребта тянется Ширакский хребет, который отделяется от Памбакского Джаджурским перевалом и ограничивает Ленинаканскую котловину с севера.

От средней части Памбакского хребта на юго-восток отходит хребет Цахкуняцкий, отроги которого доходят до р. Раздан.

Восточнее Памбакского хребта, вдоль северо-восточного побережья оз. Севан, проходит хребет Арегуни, переходящий далее на востоке в Севанский (Шагдагский) хребет. Наивысшая точка последнего—Гинал (3372 м). Памбакский хребет вместе с Арегунийским и Севанским составляют главную часть водораздельной линии между бассейнами Куры и Аракса.

От Севанского хребта в северо-западном направлении отходит Миапорский (Мургузский) хребет, отделенный от Арегунийского долиной реки Миапор (Гетик), притока р. Агстев. Непосредственным восточным продолжением Севанского хребта является Мравский (Муровдагский) хребет, расположенный в Азербайджанской ССР.

От вершины Кенгур-Даг (3251 м), расположенной на стыке отмеченных хребтов, отходит на юг самый высокий в Закавказье Зангезурский хребет, протягивающийся до р. Аракс, где он круто обрывается между Ордубадам и Мегри.

Главной вершиной Зангезурского хребта—водораздела между бассейнами р. Воротан, Арпа и Нахичеван-чай—является Капутджух (3906 м). Важнейшие восточные отроги Зангезурского хребта представляют Баргушатский хребет с главной вершиной Арамазд (3392 м) и Мегринский хребет.

От Зангезурского хребта на запад ответвляется Айоцзорский (Даралагезский) хребет, который на западе, через ущелье р. Арпа, переходит в Урцский (Сарайбулагский) хребет.

Западнее бассейна оз. Севан расположено Гегамское вулканическое нагорье, имеющее форму выпуклого щита, вытянутого в субмеридиональном направлении и усаженного многочисленными вулканическими конусами. Наивысшие точки нагорья—Аждаак (3598) и Спитак-Сар (3560 м).

Южнее оз. Севан, в почти широтном направлении, тянется Варденисский (Южно-Севанский) хребет с главной вершиной Варденис (3520 м). Варденисский хребет на востоке сочленяется с Зангезурским хребтом, а на западе—Гегамским нагорьем.

В западной части Армянской ССР в виде куполовидного щита возвышается вулканический массив Арагац с четырьмя скалистыми вершинами и с абсолютной отметкой 4095 м (северная вершина).

Между массивом гор. Арагац и Гегамским нагорьем расположено обширное Егвардско-Канакерское вулканическое плато со средней высотой 1000—1200 м. К востоку от Зангезурского хребта находится Сюникское вулканическое нагорье с главной вершиной Ишхансар (3552 м).

К югу от гор. Арагац и Гегамского нагорья, в юго-западной части республики, расположена Среднеараксинская котловина со средней высотой над уровнем моря 800 м. Она состоит из трех впадин—Арагатской, Нахичеванской и Джульфинской, из коих последние две находятся на территории Нахичеванской АССР.

С юга Арагатская котловина ограничена широтным Армянским (Агридагским) хребтом, ныне находящимся на территории Турции. На восточном окончании Армянского хребта, над равниной среднего течения р. Аракс, на правом ее берегу, возвышается потухший вулкан Арарат, состоящий из двух вершин—Большого Арарата (5156 м) и Малого Арарата (3925 м).

К востоку от Гегамского вулканического нагорья находится Севанская нагорная котловина, большая часть которой занята оз. Севан, на отметке 1910 м, крупнейшее высокогорное озеро в СССР.

Между горными хребтами и вулканическими массивами имеются многочисленные, сравнительно менее высокогорные котловины—Ширакская (Ленинаканская), Апаранская, Памбакская, Лорийская и др.

Речная сеть Армянской ССР принадлежит бассейну Каспийского моря. Самая большая река Армянского нагорья—Аракс, длиной около 1000 км. Она берет свое начало из родников хребта Бюракан (Бингел—в Западной Армении) на отметках около 2500—3000 м и впадает в р. Куру в пределах Азербайджанской ССР.

Главнейшие левые притоки Аракса в пределах Армянской ССР—Ахурян, Касах, Раздан, Азат, Арпа, Воротан.

Притоки рр. Куры, Дзорагет, Памбак (Дебед) и Агстев являются важнейшими реками северной части Армянской ССР.

Крупные родники Армянской ССР в основном приурочены к контактам разновозрастных лавовых покровов или же к контактам лав с подстилающими их водоупорными осадочно-вулканогенными породами. Наиболее мощные родники этого типа с высокими питьевыми качествами приурочены к бассейнам рр. Раздан, Касах, Воротан, Дзорагет и оз. Севан.

Армянская ССР богата многочисленными высококачественными минеральными источниками, на базе которых созданы курорты республиканского и всесоюзного значения (Джермук, Арзни, Анкаван, Дилижан и др.). Выходы минеральных источников генетически связаны с региональными разрывными нарушениями (с разломами глубокого заложения) и соответственно сгруппированы в трех зонах: Севано-Акеринской (Дилижан-Фиолетово-Катнахбюрская группа источников), Анкавано-

Сюникской (минеральные источники Анкавана, Камо, Мартуни, Джермука, Татева и др.) и Приараксинской (источники Арзни, Веди, Арарата и др.).

В формировании современного облика рельефа Армянской ССР принимали участие почти все известные нам рельефообразующие факторы.

Первичный, или так называемый палеотипный рельеф Армянской ССР целиком обусловлен складкообразовательными процессами и непосредственным воздействием колебательных движений земной коры.

Многие крупные формы рельефа обусловлены тектоническим строением данных участков. Так, например, хребты Севанский, Айоцдзорский, Уруцкий, Цахкуняцкий, Мравский и др. являются антиклинальными сооружениями, а Памбакский, Базумский, Арегунийский и др.—синклиналиями. Крупные депрессии (Среднеараксинская, Севанская) представляют синклинории, но в других местах (Памбакская долина) отрицательные формы рельефа связаны с их антиклинальным строением (обращенный тип рельефа).

Большинство крутообрывистых склонов многих складчатых хребтов (Мравский, Цахкуняцкий, Уруцкий и др.) обусловлено сбросовыми нарушениями. Исключительно велика роль неогенового и антропогенного вулканизма в создании современного рельефа Армянского нагорья. «Вся природа Армении говорит о ее вулканическом прошлом»,—писал А. Н. Заварицкий (1944).

Не менее отчетливо выявляется на территории Армянской ССР зависимость форм рельефа от литолого-петрографического состава горных пород.

Созданные тектоникой и вулканизмом формы рельефа с самого же начала их возникновения подверглись воздействию экзогенных агентов, рельефообразующая роль которых столь же велика, как и роль эндогенных факторов.

Ледники имели сравнительно небольшое значение в формировании рельефа республики. В конце плиоцена и в четвертичном периоде вершины некоторых высоких хребтов и вулканических массивов (Арагац, Гегамское нагорье, Варденисский и Зангезурский хребты) были покрыты ледяными шапками, которые отдельными потоками по древним речным долинам спускались по склонам вниз до 2000 м абсолютной высоты. Ледники эти своей экзарационной деятельностью образовали широкие и глубокие корытообразные торговые долины, ледниковые цирки и другие формы рельефа. В предгорных равнинах вышеуказанных хребтов и массивов широко распространены продукты аккумулятивных действий ледников в виде флювиогляциальных конусов выноса, конечных морен и т. д.

Учитывая перечисленные основные рельефообразующие факторы и созданные ими формы рельефа, на территории Армянской ССР выделены следующие их главнейшие генетические типы (А. А. Габриелян и С. П. Бальян, 1952):

I. Скульптурно-тектонический, горно-эрозионный, охватывающий все

складчато-глыбовые эрозионные хребты республики и разделяющие их горные долины и ущелья.

II. **Аккумулятивный**—аллювиально-пролювиальные и озерно-речные равнины (Арагатская, Ширакская, Севанская, Памбакская, Лорийская и др.).

III. **Вулканический и тектоно-вулканический**, охватывающий центральную часть Антикавказа и выраженный в виде вулканических плато (Джавахетское, Лорийское, Октемберянское, Егвардско-Канакерское, Ераблурское и др.), приподнятых последующими тектоническими движениями вулканических массивов (г. Арагац, Гегамское нагорье) и вулканических аппаратов—центров извержений, широко развитых по всей вулканической области Антикавказа.

IV. **Гляциальный**—развит в вершинных частях высоких хребтов и вулканических массивов в виде троговых долин цирков, а по периферии их—в виде моренных и флювиогляциальных накоплений.

Началом формирования современного рельефа Антикавказа мы считаем олигоценовую эпоху, так как с этого времени его значительная центральная часть окончательно освободилась от морского режима и вступила в континентальную фазу развития.

2. Краткий очерк геологического строения Армянской ССР

Территория Армянской ССР составляет часть крупной структурной зоны (мегаантиклинория) Антикавказа (Малый Кавказ), расположенной во внутренней части Крымско-Кавказской геосинклинальной области и характеризующейся сложностью и разнообразием геологического строения. Здесь обнажаются отложения почти всех геологических систем—от докембрия и до четвертичного периода включительно. Отложения этих систем, за исключением четвертичного, интенсивно дислоцированы, составляют крупные антиклинорные и синклинорные структуры, осложненные разрывными нарушениями и пронизанные интрузивными телами.

Наиболее древние образования выступают фрагментарно в ядрах крупных антиклинорных структур—Цахкуняцкой (Арзаканской), Ахумской, Зангезурской—и представлены различными глубоко метаморфизованными породами (сланцы различного минералогического состава, гнейсы, мигматиты, доломиты, мраморы, метаморфизованные порфириты и др.). В Цахкуняцком массиве, где наиболее мощно развиты метаморфические породы, выделяется ряд свит, которые отличаются литологическим составом пород, степенью метаморфизма и налегают друг на друга, по-видимому, с перерывом и несогласием. Докембрийский—нижнепалеозойский возраст этих метаморфических пород определяется на основании региональных сопоставлений со сланцами Дзирульского массива и Главного Кавказского хребта. Кроме того, имеются прямые геологические данные, свидетельствующие о том, что в Храмском массиве породы метаморфического комплекса несогласно перекрываются вулканогенно-континентальными образованиями пермо-карбона, а в Зангезу-

ре—гораздо слабее метаморфизованными, но фаунистически охарактеризованными отложениями верхнего девона.

Фаунистически охарактеризованных отложений силура и нижнего девона на территории Армянской ССР не обнаружено.

В Приараксинской зоне широко развиты отложения среднего и верхнего палеозоя, представленные исключительно осадочными фациями (известняковая формация среднего девона, терригенная формация верхнего девона—нижнего карбона, известняковая формация перми). Детальное изучение стратиграфии и фауны указанных формаций позволило Р. А. Аракеляну и М. С. Абрамян (1952) произвести ярусное, а иногда и зональное расчленение этих отложений и установить регионально выраженный перерыв между отложениями нижнего карбона и перми, соответствующий среднему и верхнему карбону. Отложения триаса развиты в тех же районах и постепенными переходами связаны с подстилающими образованиями перми. Нижний и средний триас представлены карбонатными породами, а верхний триас выражен в регрессивной фации песчано-глинистых угленосных пород.

Отложения юрского возраста широко развиты по северо-восточному склону Антикавказа (Сомхето-Карабахская тектоническая зона), составляют основную часть Кафанского антиклинория и выражены в вулканогенных, вулканогенно-осадочных и осадочных фациях. К. Н. Паффенгольцем (1960), Л. Н. Леонтьевым (1948), А. Т. Асланяном (1958), В. Т. Акопяном и Н. Р. Азаряном (1959) и др. разработана следующая схема стратиграфического расчленения юры.

Нижний—средний лейас в составе синемюрского и домерского ярусов представлен аркозовыми и слюдистыми песчаниками и сланцами с базальным конгломератом в основании, развитыми по периферии Локского массива.

Породы тоара—нижнего аалена состоят из граувакковых песчаников и сланцев, которые в Ахумском массиве трансгрессивно перекрывают метаморфизованную свиту эопалеозоя, а в Локском согласно сменяют отложения среднего лейаса.

В составе байоса выделяются три вулканогенные свиты, суммарной мощностью свыше 3000 м. Нижняя свита состоит из эпидотизированных, плагиоклазовых и авгитовых порфиритов, их пирокластов (нижний байос), а средняя—из кварцевых порфиритов, альбитофиритов и их пирокластических разностей верхнего байоса. Верхняя свита сложена различными порфиритами и их туфообломочными разностями. В Айоцдзоре байос выражен в фации маломощных песчано-глинистых пород.

Батские отложения представлены туфопесчаниками, сланцами и порфиритами.

Породы верхней юры трансгрессивно и несогласно перекрывают различные горизонты средней юры и выражены как в осадочных, так и в вулканогенных фациях. В Северной Армении (Алавердский и Иджеванский районы) келловейский и оксфордский ярусы сложены песчано-глинистыми и туфогенными отложениями, а кимериджский ярус—извест-

няками, доломитами и песчаниками. В Зангезуре кимеридж выражен в вулканогенной фации. Породы титонского яруса развиты в Зангезуре и выражены в вулканогенных (порфириды, туфобрекчии) и осадочных (известняки) фациях.

Отложения нижнемелового возраста на территории Армянской ССР имеют незначительное развитие. Наиболее полный разрез установлен в Зангезуре, где породы этого подотдела в составе валанжинского, готеривского, барремского, аптского и альбского ярусов постепенными переходами связаны с подстилающими отложениями титона и выражены в вулканогенных (порфириды и их обломочные разности) и осадочных (известняки, песчаники) фациях.

В бассейне р. Агстев, в Иджеванском хребте, развиты отложения среднего и верхнего альба, представленные мелководными туфогенными песчаниками и мергелями (А. А. Атабекян, 1954).

Палеонтологически охарактеризованные альбские отложения установлены также в западной части северного склона Базумского хребта, где они представлены метаморфизованными осадочно-вулканогенными образованиями (В. Т. Акопян, 1962).

Гораздо более широким распространением пользуются отложения верхнемелового возраста. Отложения сеномана трансгрессивно залегают на более древних породах и представлены различными терригенными (местами туфогенными) и карбонатными породами, а отложения турона, коньяка и сантона—терригенными и вулканогенными образованиями с подчиненным значением карбонатных пород.

Кампанский и маастрихтский ярусы характеризуются наибольшей выдержанностью фаций и почти повсеместно выражены пелитоморфными и органогенными разноцветными известняками и мергелями.

Датский ярус в общем имеет регрессивное развитие, хотя местами породы его перекрывают различные горизонты более древних отложений и выражены преимущественно в фации терригенного флиша и отчасти карбонатных пород.

Обширное развитие имеют на территории республики отложения эоцена (нижнего, среднего и верхнего), суммарной мощностью до 5 км, представленные флишевыми образованиями, нормально-морскими терригенными и карбонатными породами с богатой фауной и различными вулканогенно-обломочными породами.

Породы олигоценового возраста имеют более ограниченное распространение по сравнению с эоценом и выражены в трех фациях. В Приараксинской зоне отложения нижнего-среднего олигоцена представлены песчано-глинистыми породами, а верхнего олигоцена—нижнего миоцена—озерно-континентальными молассовыми породами.

В Айоцдзоре, Сюнике, Вардениском хребте олигоцен сложен различными вулканогенными образованиями, а в Дилижанском районе—пресноводно-озерными, песчано-глинистыми и туфогенными лигнитоносными породами.

Средний и верхний миоцен в лагунной фации развит в Ереванском

прогибе и представлен мощной (свыше 1 км) серией гипсо-соленосных песчано-глинистых пород. В верхах этой серии выделяется фаунистически охарактеризованный верхний сармат, отложения которого в Центральной вулканической области Антикавказа фациально замещаются вулканогенно-обломочными образованиями. Морские отложения плиоцена на территории Армянской ССР не известны. Большим площадным распространением пользуются вулканогенно-пролювиальные образования мио-плиоцена и несогласно перекрывающие их покровы эффузивных пород верхнего плиоцена. В депрессиях (Араксинская, бассейн оз. Севан, бассейн р. Воротан) верхи плиоцена представлены также пресноводно-озерными и вулканогенно-обломочными породами.

Четвертичные образования республики составлены различными континентальными породами. Наиболее широко развиты вулканические продукты—базальты, андезиты-базальты, дациты, туфы и др., потоки которых приурочены к древним речным долинам, и озерно-речные отложения, также приуроченные к древним долинам и тектоническим депрессиям. Ограниченным распространением пользуются ледниковые отложения (морены, флювиогляциальные конусы выносов), развитые на перифериях высокогорных хребтов.

В Арагатской котловине и в долинах крупных рек распространены аллювиальные, пролювиальные и делювиальные образования.

Образования всех геологических систем—от древнейших и до плиоцена включительно—дислоцированы в разной степени, в зависимости от их возраста. Слагающие территорию республики отложения составляют несколько структурных ярусов: зопалеозойский, раннегерцинский (Д—С₁), позднегерцинский (Р—Т), нижнеальпийский (J—неоком), среднеальпийский (альб-эоцен) и верхнеальпийский (Pg₃—Q), которые отчетливо разграничены регионально выраженными перерывами, несогласиями и поверхностями трансгрессии. Каждый из указанных структурных ярусов в свою очередь подразделяется на более мелкие структурные единицы—подъярусы.

Территорию Антикавказа мы подразделяем на три тектонических комплекса, отличающихся возрастом складчатости (А. А. Габриелян, 1961, фиг. 2).

I. Область нижнеальпийской (киммерийской) складчатости; здесь основными фазами складчатости, обусловившими формирование главных пликативных структур и интрузивных комплексов, являются среднеюрская и предверхнеюрская, неокомская и предпалеогеновая.

В этом комплексе выделяются две крупные структурные единицы—Сомхето-Карабахский мегантиклинорий и Кафанский антиклинорий.

II. Область среднеальпийской складчатости. Она охватывает складчатые зоны Аджаро-Триалетии и центральной части Армянской ССР. Основными фазами складчатости здесь являются предверхнеэоценовая, предолигоценная и предсреднемиоценовая.

III. Область верхнеальпийской складчатости (Приараксинская зона). В формировании структур этой области главную роль играли пред-

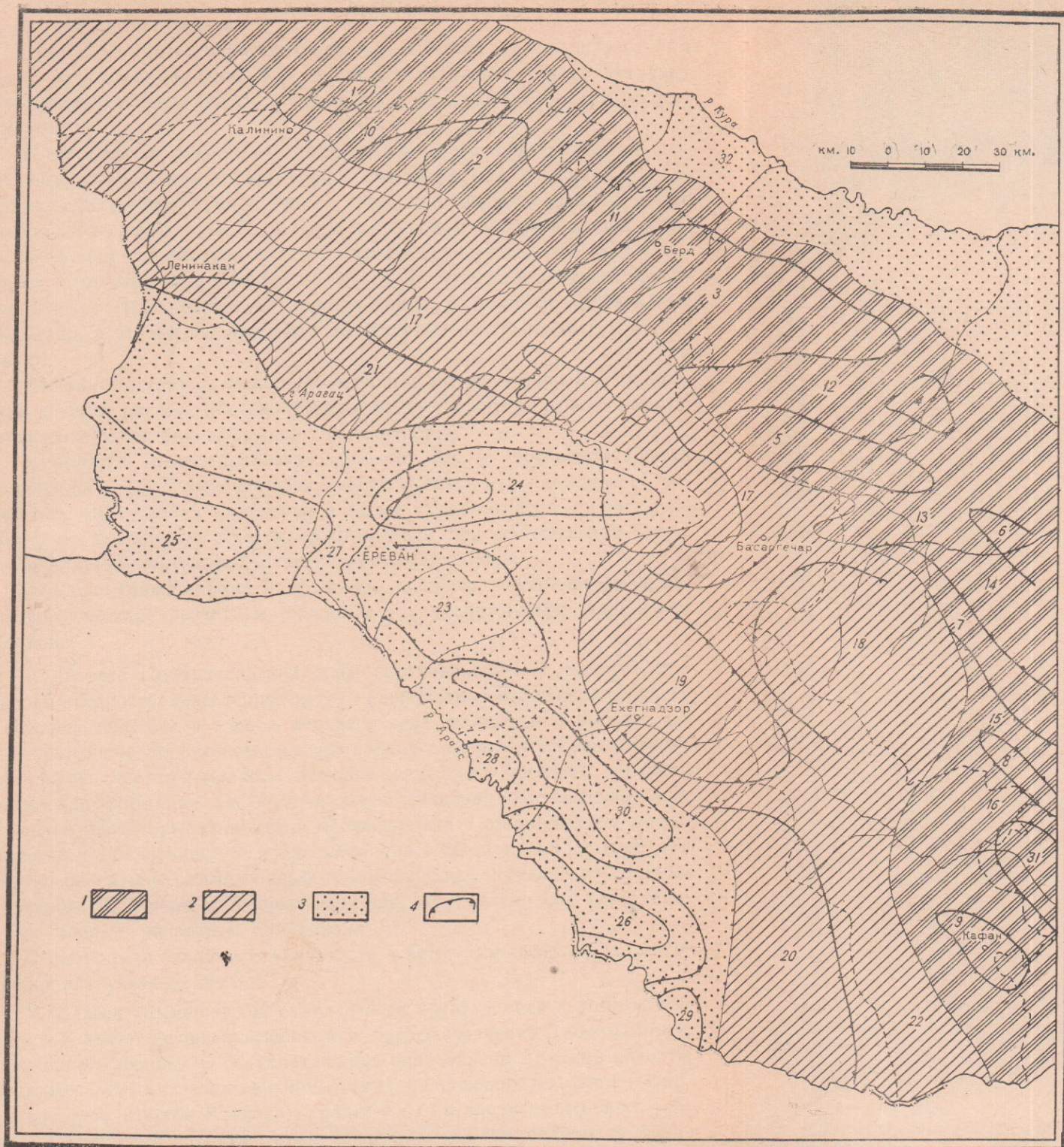


РИС. 2. СХЕМА ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ АРМЯНСКОЙ ССР И ПРИЛЕГАЮЩИХ ЧАСТЕЙ АНТИКАВКАЗА

1. Область раннеальпийской (Киммерийской) складчатости—Сомхето-Кафанский тектонический комплекс. Антиклинии: 1. Локский, 2. Алавердский, 3. Шамхорский, 4. Гекгельский, 5. Мровдагский, 6. Агдамский, 7. Карабахский, 8. Лачинский, 9. Кафанский. Синклинии: 10. Лалварский, 11. Иджеванский, 12. Дашкесанский, 13. Тоурагачайский, 14. Степанакертский, 15. Сарибабинский, 16. Гочасский.

2. Область среднеальпийской складчатости (складчатый комплекс центральной части Арм. ССР). Синклинии: 17. Севано-Ширакский, 18. Кельбаджарский, 19. Айоцзорский, 20. Ордубадский. Антиклинии: 21. Цахкуняцкий,

22. Сюникский. 3. Область верхнеальпийской складчатости (северный край Анатолийско-Иранского межгорного прогиба). Синклинии и наложенные впадины: 23. Ереванско-Вединский, 24. Ереванский соленосный бассейн, 25. Нижнеахурянский (Октемберянский) прогиб, 26. Нахичеванский соленосный бассейн. Антиклинии: 27. Паракар-Енгиджинское погребенное горстовое поднятие, 28. Волчьи ворота, 29. Джульфинский, 30. Урцско-Айоцзорский, 31. Акеринский прогиб, 32. Куринская впадина.

4. Контуры антиклинорий и синклинорий.

олигоценая, предсреднемиоценовая, предэотическая и послепонти-
ческая фазы тектогенеза.

Указанные геотектонические зоны различаются стратиграфическими
разрезами, формациями пород, типами пликативных структур, историей
интрузивного и эффузивного вулканизма и металлогеническими особен-
ностями.

В строении киммерийской складчатой зоны принимают участие тер-
ригенные образования лейаса, порфиритовая формация догтера, вулка-
ногенно-обломочные и карбонатные формации верхней юры, а также
нижнего и верхнего мела. В Локском и Ахумском массивах из-под лейа-
са выступают метаморфизованные породы эопалеозоя, что свидетель-
ствует об отсутствии в этой зоне отложений среднего и верхнего палео-
зоя. Очень ограниченным распространением пользуются образования
палеогена, а отложения неогена и антропогена почти полностью отсут-
ствуют.

Эта зона состоит из нескольких крупных антиклинориев и синклино-
риев, которые расположены по отношению друг к другу кулисообразно и
характеризуются брахиформной складчатостью.

В области среднеальпийской складчатости, в противоположность
Сомхето-Қафанской зоне, широко развиты мощные вулканогенные и тер-
ригенные образования палеогена, а также карбонатные и терригенные
отложения верхнего и, отчасти, нижнего мела, при региональном отсут-
ствии или незначительном развитии отложений юры.

Эта зона также состоит из ряда синклинориев и антиклинориев, ха-
рактеризующихся развитием линейных с ундулирующими шарнирами
складок.

В разрезе Приараксинской зоны верхнеальпийской складчатости
широко распространены терригенные и карбонатные отложения среднего
и верхнего палеозоя и триаса, верхнего мела, флишевые формации да-
ний—палеоцена, терригенные и карбонатные отложения эоцена и олиго-
цена, красноцветные молассы верхнего олигоцена—нижнего миоцена,
соленосная формация среднего-верхнего миоцена, вулканогенно-обло-
мочные и молассовые отложения мэотиса-понта и озерно-речные и вул-
каногенные образования верхнего плиоцена и антропогена. В этой зоне
широко развиты несимметричные брахискладки, купола и соляные
структуры. В отличие от первых двух зон, Приараксинская характери-
зуется слабым развитием вулканизма.

С основными этапами складчатости генетически тесно связано вне-
дрение интрузивных пород.

В области киммерийской складчатости крупные тела гранитоидных
интрузий имеют предверхнеюрский и предсеноманский (по-видимому,
неоқамский) возраст. В складчатой зоне центральной Армении развиты
ультраосновные интрузии верхнемелового и эоценового возраста (офио-
литовый пояс Малого Кавказа), гранитоиды предверхнеэоценового воз-
раста и щелочные интрузии, внедрившиеся перед олигоценом. В Айоц-
дзоре и Зангезуре имеются мелкие тела гранитоидов, прорывающие

вулканогенный олигоцен и являющиеся, по-видимому, досреднемиоценовыми.

В Приараксинской зоне гранитоидные интрузии отсутствуют. Имеются мелкие тела основных и ультраосновных пород (бассейн р. Веди), эоценового возраста, а также экструзии и субвулканические массивы кислых пород нижнеплиоценового и верхнеплиоценового возраста.

Область киммерийской складчатости, по И. Г. Магакьяну и С. С. Мкртчяну (1958), характеризуется в основном медно- и серно-колчеданным оруденением, при подчиненном значении скарновых железорудных месторождений и полиметаллов.

Для складчатой зоны центральной части Армянской ССР, по указанным исследователям, характерно медно-молибденовое оруденение с подчиненным значением полиметаллов.

Приараксинская зона характеризуется широким развитием галогенных образований и почти полным отсутствием магматогенных месторождений.

Границами указанных тектонических зон в большинстве случаев служат региональные тектонические швы (глубинные разломы)—Севано-Акеринский, Анкавано-Зангезурский и Приараксинский, которые контролируют формации горных пород, изменение мощностей отложений, металлогенические особенности и сейсмическую активность, а также проявления вулканизма и минеральных источников (А. А. Габриелян, 1961₁).

ГЛАВА I

СТРАТИГРАФИЯ ПАЛЕОГЕНОВЫХ И НЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ АРМЯНСКОЙ ССР

1. Распространение палеогеновых и неогеновых отложений

Палеогеновые и неогеновые отложения на территории Армянской ССР пользуются наибольшим площадным распространением по сравнению с образованиями других геологических систем и характеризуются сильной изменчивостью фаций и мощностей. Нормально-морским отложениям в одном районе соответствуют по времени вулканогенные образования в другом районе. Нередки также фациальные переходы между морскими и лагунно-континентальными образованиями.

Однако, при детальном анализе имеющихся фактов, можно наметить определенную закономерность в пространственном распространении фаций палеогеновых и неогеновых отложений на территории республики.

Так, сравнительно более полный разрез морских отложений палеогена имеется в Араксинской тектонической зоне, характеризующейся миогеосинклинальным типом развития. Здесь отложения палеоцена и отчасти нижнего эоцена выражены в фации терригенного, местами туфогенного флиша. В указанной зоне наиболее широким развитием пользуются породы среднего и верхнего эоцена. Отложения среднего эоцена налегают трансгрессивно на различные горизонты более древних образований, вплоть до палеозоя. Средний эоцен в бассейне р. Веди представлен нуммулитовыми известняками, песчаниками и глинами, а в Ереванском прогибе он вместе с верхним эоценом составляет мощную терригенную флишевую свиту. Примерно в такой же фации здесь выражены отложения верхнего эоцена. Далее к востоку, в Айоцзорском синклинории, осадочные породы среднего-верхнего эоцена фациально замещаются различными вулканогенными образованиями.

В Ереванском прогибе и бассейне р. Веди стратиграфически выше верхнего эоцена залегают породы нижнего-среднего олигоцена, представленные песчано-глинистыми отложениями, с богатой фауной моллюсков и нуммулитов. Верхний олигоцен—нижний миоцен выражен в фации лагунно-континентальных молассовых пород. Олигоценовые образования, слагающие значительную часть Восточного Айоцзора, север-

ного Загезура и Варденисского хребта, представлены вулканогенными породами.

В Севано-Ширакском синклинории, охватывающем центральную часть Армянской ССР и характеризующемся эвгеосинклинальным типом развития, средний и верхний эоцен выражен в основном в различных вулканогенно-обломочных фациях с подчиненным значением осадочных образований. Палеоценовые отложения представлены здесь вместе с датским ярусом карбонатными отложениями, а нижний эоцен—терригенным флишем и вулканогенными образованиями.

Породы олигоцена, обнажающиеся отдельными небольшими изолированными останцами в мульдовой части указанного синклинория, представлены пресноводно-озерными песчано-глинистыми лигнитоносными образованиями.

Ограниченное распространение имеют породы миоцена. Отложения открыто-морского типа на территории республики не установлены.

В Ереванском прогибе развита мощная (до 1 км) свита лагунных образований, представленных глинами и песчаниками с мощными линзами и пластами гипса и каменной соли, среднемиоцен-среднесарматского возраста. Выше лагунных образований залегает также мощная свита песчано-глинистых и карбонатных отложений с мактровой фауной верхнего сармата. После верхнего миоцена территория Антикавказа вовлекается в общее сводовое поднятие и окончательно приобретает континентальный режим развития. В центральной вулканической области Армянского нагорья широко развиты вулканогенно-обломочные и пролювиально-вулканогенные образования мзотиса-понта и среднего плиоцена. Выше с эрозионным и угловым несогласием налегает вулканогенная свита верхнего плиоцена, представленная покровными долеритовыми базальтами, андезито-базальтами, андезитами, а также липаритами, обсидианами, дацитами и их переходными разновидностями. Продукты вулканической деятельности верхнеплиоценового времени образуют обширные вулканические плато (Лорийское, Ахурянское, Октемберянское, Егвардско-Канакерское, Ераблурское и др.) и слагают горы Арагац и Араилер. Кислые эффузии образуют экструзивные конусы (Артени, Атис, Ишхансар и др.).

В тектонических депрессиях и межгорных впадинах (Арагатская и Ширакская котловины, бассейны оз. Севан и р. Воротан) развиты песчано-глинистые озерно-речные отложения, в составе которых значительную роль играют пирокластические продукты. В некоторых предгорных равнинах (Советашенское и Ахавнадзорское плато) широко распространены флювиогляциальные пролювиальные образования, относящиеся по возрасту к верхам плиоцена и нижнему постплиоцену.

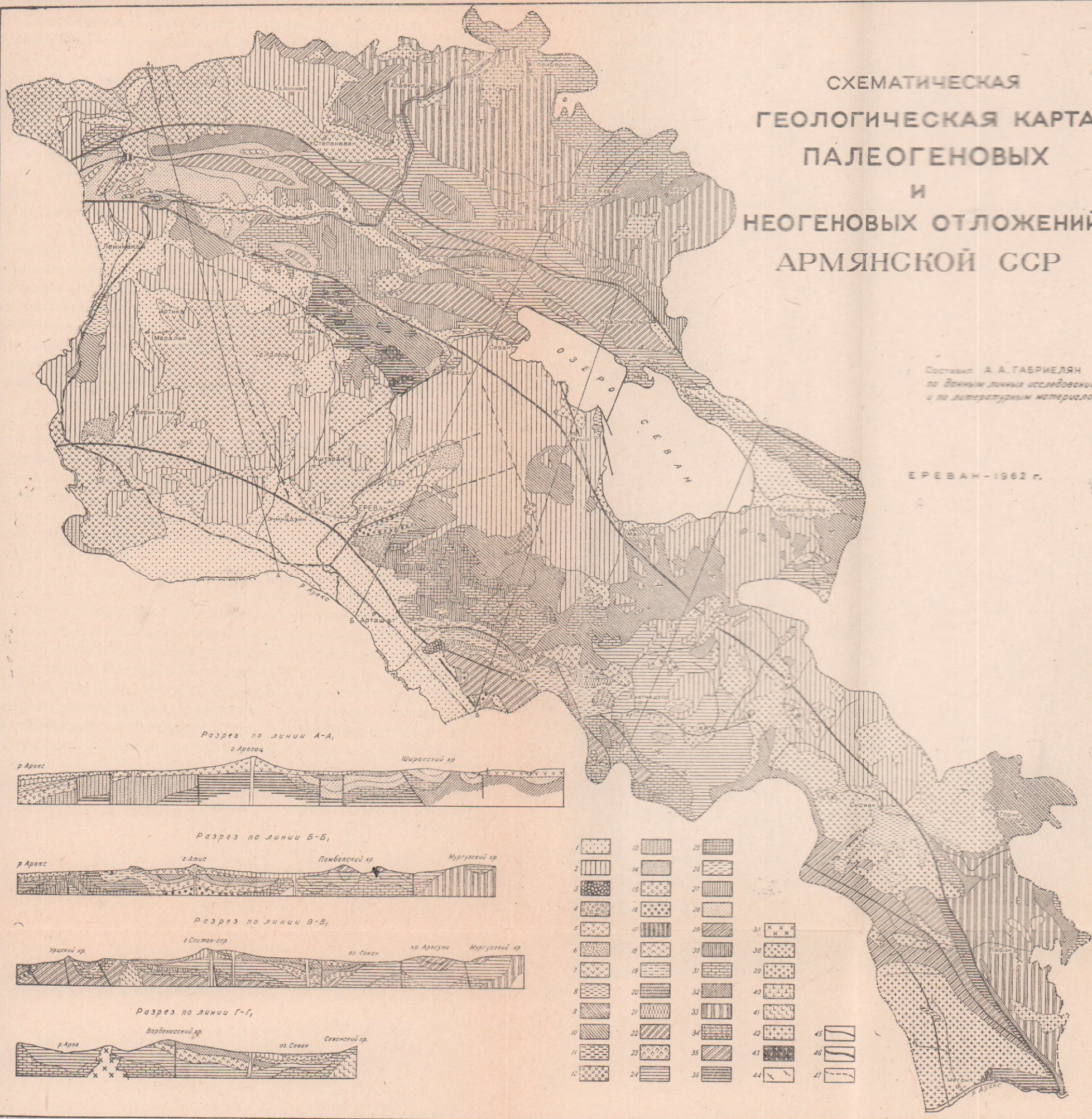
2. История изучения палеогеновых и неогеновых отложений

В истории исследования палеогеновых и неогеновых отложений Армянской ССР можно выделить три этапа. Первый этап охватывает время до установления Советской власти в Армении. Работы этого периода не

СХЕМАТИЧЕСКАЯ
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
ПАЛЕОГЕНОВЫХ
И
НЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ
АРМЯНСКОЙ ССР

Составил А. А. ГАБРИЕЛЯН
по данным личных исследований
и по литературным материалам

ЕРЕВАН - 1962 г.



ФИГ. 3. УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

1. Аллювиально-делювиально-пролювиальные отложения. 2. Постплиоценовые лавы и туфы. 3. Нижний постплиоцен—верхний плиоцен: травертины. 4. Нижний постплиоцен—верхний плиоцен: покровные галечники. 5. Верхний плиоцен: андезиты, андезитодациты и др. (вулканогенная свита Ишхансарского и Джавахетского хребтов). 6. Средний (?) плиоцен: экструзии липаритов, обсидианов и др. кислых лав. 7. Верхний плиоцен: вулканогенная свита—покровные долеритовые базальты, авгитовые базальты, андезитобазальты, роговообманковые андезиты и др. 8. Верхний плиоцен: пресноводно-озерные отложения (диатомитовые глины, песчаники, пемзовые пески и др.). 9. Верхний плиоцен: вулканогенно-обломочные образования (туфобрекчии, туфоконгломераты и др.). 10. Мио-плиоцен (мэотис-понт): вулканогенно-обломочная свита (туфобрекчии, туфоконгломераты, агломератовые туфы и др.). 11. Нижний плиоцен (мэотис-понт): угленосная песчано-глинистая свита. 12. Мио-плиоцен: экструзии кислых пород (обсидианы, липариты и др.). 13. Миоцен: глины, песчаники, конгломераты (молассы Ахурянского прогиба). 14. Сарматский ярус: песчано-глинистые отложения (Разданская свита). 15. Нижний сармат—средний миоцен: гипсо-соленосная свита. 16. Нижний миоцен—верхний олигоцен: глины, песчаники, конгломераты (красноцветная молассовая свита). 17. Средний-верхний олигоцен: глины, алевролиты, песчаники, конгломераты (Дилижанская угленосно-сланценовая свита). 18. Оligоцен: андезиты и их пирокласты (Амульсарская вулканогенная свита). 19. Средний-нижний олигоцен: песчано-глинистые отложения (Шорагбюрская свита). 20. Верхний эоцен: песчано-глинистый флиш Ереванского прогиба. 21. Верхний эоцен: глины, песчаники, известняки, конгломераты. 22. Верхний эоцен: вулканогенная свита Севано-Ширакского синклинория (преимущественно кислые и щелочные эффузии и их пирокласты). 23. Верхний эоцен: андезиты Айоцзора. 24. Средний эоцен: туфогенная свита (туфы, туфопесчани-

ки, туфоалевролиты, нуммулитовые известняки) бассейна оз. Севан и Айоцзора. 25. Средний эоцен: песчано-глинистый флиш Ереванского прогиба. 26. Средний эоцен: известняки, глины, песчаники, конгломераты. 27. Средний эоцен: вулканогенные образования (преимущественно порфириды и их пирокласты) Севано-Ширакского синклинория. 28. Средний эоцен-палеоцен: Ширакская туфогенная свита (туфосланцы, туфоалевролиты, туфопесчаники и др.). 29. Средний-нижний эоцен: вулканогенная свита Сюника и Северной Армении (преимущественно порфириды и их пирокласты). 30. Нижний эоцен — датский ярус: туфогенный песчано-глинистый флиш (Кетузская и Гарнийская свиты). 31. Верхний мел: известняки, мергели, глины, песчаники, конгломераты, туфобрекчии, туфоконгломераты и др.). 32. Нижний мел: глины, песчаники, известняки и вулканогенные образования. 33. Юра: различные вулканогенные и осадочные образования. 34. Триас: известняки, мергели и песчано-глинистые отложения. 35. Средний-верхний палеозой (Девон пермь): песчаники, кварциты, глинистые сланцы, известняки. 36. Эопалеозой: метаморфические породы. 37. Предверхнеолигоценные гранитоиды Айоцзора и северного Сюника. 38. Предолигоценные щелочные интрузии Севано-Ширакского синклинория. 39. Верхний эоцен-предверхнеолигоценные кислые, щелочные и основные интрузии Сюника (Мегри-Ордубадский плутон). 40. Предверхнеэоценовые гранитоиды Севано-Ширакского синклинория. 41. Предверхнеэоценовые основные и ультраосновные интрузии Севано-Ширакского синклинория и басс. р. Веди. 42. Предсеноманские (неокомские) гранитоиды северных районов Армянской ССР. 43. Палеозойские кислые и основные интрузии. 44. Падение и простиранье свит. 45. Сбросы, взбросы, надвиги. 46. Региональные тектонические швы (разломы глубокого заложения). 47. Молодые тектонические разломы.

носили характера планомерных, систематических исследований и имели в основном маршрутный характер с целью выяснения частных вопросов геологического строения Армянского нагорья, главным образом уже известных к тому времени месторождений полезных ископаемых.

Наиболее крупным исследователем этого времени является академик Г. Абиx, который почти полвека (1840—1880) занимался изучением геологии Кавказа, в частности Армянского нагорья, и по справедливости считается отцом геологии Армении. В своих региональных исследованиях Г. Абиx коснулся почти всех основных вопросов геологии Армянского нагорья. Конечно, работы Г. Абиxа в настоящее время являются устаревшими, но вместе с тем многие его выводы и до сегодняшнего дня сохраняют свою ценность.

Г. Абиx (1873, 1882) впервые установил олигоценый возраст песчано-глинистых отложений Шорагбюрской антиклинали и произвел сопоставление этих отложений с синхронными отложениями альпийской зоны Западной Европы. Исследования последних десятилетий полностью подтвердили выводы Г. Абиxа, сделанные им еще в конце прошлого века.

Большая заслуга Г. Абиxа в области изучения палеогеновых и неогеновых отложений Армении заключается также и в том, что он впервые дал монографическое описание фауны этих отложений—Ахалцихского бассейна, Приереванского района и др.

Другим исследователем того же периода является Ф. Освальд.

В работах последнего освещены общие вопросы региональной геологии и, в частности, история тектонического развития Армянского нагорья.

Как известно, Ф. Освальд (1916) подчеркнул исключительно важное значение в формировании современной тектонической структуры Армянского нагорья дизъюнктивных нарушений, что подтверждается более детальными исследованиями последних лет.

Он неоднократно указывал, что олигоцен вблизи Еревана и в Айоцдзоре представлен средиземноморской коралловой фацией, которая прослеживается и в Иране.

К концу XIX века относятся исследования горных инженеров Г. Г. Цулукидзе, Г. Б. Халатова и В. И. Архипова, которые на основании собранной ими нуммулитовой фауны впервые установили среднеэоценовый возраст мощной туфогенной свиты Айоцдзора. Вместе с тем следует отметить, что многие их палеонтологические определения в настоящее время уже устарели. Например, нельзя согласиться, как это справедливо отмечает Б. Ф. Мефферт (1931), с некоторыми фаунистическими данными указанных исследователей, в частности, с указанием на совместное нахождение *Nummulites planulatus* Lamarck и *N. intermedius* d'Arch., ибо первая форма встречается в нижнем эоцене, а вторая—характерна для олигоцена.

Большие стратиграфические и регионально-геологические исследования проводил в 1910—1930 гг. французский геолог П. Боннэ, впервые

установивший олигоценый возраст глинисто-песчаниковой толщи бассейна р. Шагап (Боннэ, 1927).

К первому этапу исследований относятся также работы А. Марголиуса (1909), посвященные главным образом геологии месторождений каменной соли Карской области и Ереванской губернии, а также ранние исследования В. В. Богачева.

Второй этап изучения геологии Армении начинается после установления Советской власти и охватывает период с 1920 по 1940 гг., когда быстрый рост горно-химической промышленности республики потребовал систематического и планомерного изучения всей ее территории в несравненно более широком масштабе. В этот период в республике были созданы геологические учреждения, в которых сосредотачивались научно-исследовательские и геолого-разведочные работы.

Наиболее крупным вкладом в изучение геологии Армении и всего Антикавказа являются многолетние плодотворные исследования академика АН Армянской ССР К. Н. Паффенгольца.

К. Н. Паффенголец в течение около 40 лет (с 1922 г. по настоящее время), систематически занимаясь регионально-геологическими исследованиями Антикавказа, дал ряд очень ценных опубликованных и рукописных сводных работ по региональной геологии этой сложнопостроенной горной области. Им были разработаны на современном научном уровне основы стратиграфии палеозойских, мезозойских и кайнозойских отложений Антикавказа и выявлены основные черты его тектоники и истории геологического развития.

Дальнейшими более детальными исследованиями большого коллектива геологов республики получен ряд новых фактов, позволяющих значительно детализировать схему стратиграфического расчленения палеогеновых и неогеновых отложений Армянской ССР, предложенную К. Н. Паффенгольцем, и по-новому определить возраст и стратиграфическое положение ряда важнейших свит. Так, например, мощная серия вулканогенных пород, слагающая центральную вулканическую область Антикавказа и относящаяся К. Н. Паффенгольцем к олигоцену, ныне расчленяется на ряд свит, относящихся к олигоцену, миоцену и плиоцену.

Для второго периода также весьма ценными являются многолетние исследования В. В. Богачева, которому принадлежит большая серия статей и монографий, касающихся в основном стратиграфии и палеонтологии палеогеновых и неогеновых отложений Армянского нагорья. В своих исследованиях В. В. Богачев в большинстве случаев правильно определял возраст и стратиграфическое положение ряда важнейших свит—верхнемиоценовый возраст соленосных отложений Среднеараксинской впадины, плиоценовый возраст молодых вулканогенных образований и др.

В 1929 г. в Приереванском районе детальные геологические исследования провел П. П. Гамбарян (1934), который впервые составил геологическую карту этого района и наряду с детальным изучением петрографии

вулканических образований произвел также стратиграфическое расчленение осадочных пород.

В 1931 г. В. Ф. Захаров при гидрогеологических исследованиях Ереванской низменности отнес шорагбюрскую свиту песчано-глинистых пород к олигоцену, по-видимому, основываясь на палеонтологических данных Г. Абиха.

Он же впервые указал на присутствие морского сармата в Армении, обнаружив в каньоне р. Раздан, у сел. Кетран, под покровами андезитобазальтовых лав известняки, содержащие раковины *Mastra*.

В дальнейшем слои с *Mastra caspia* были обнаружены в 1934 г. М. П. Казаковым, изучавшим гидрогеологические условия низовий р. Раздан.

В период 1926—1927 гг., а затем в 1937 г. в Айоцдзоре (Даралагезе) и в Зангезуре геологические исследования проводились В. Н. Котляром при изучении им интрузивов и рудных проявлений этих районов. Он, совместно с А. В. Кржечковским, исследовавшим западную часть Айоцдзора, составил сводную геологическую карту Айоцдзора. Большие региональные исследования проводил В. Н. Котляр также в пределах центральной и северо-западной Армении (Памбакский хребет, Кироваканский район и др.). В многочисленных опубликованных статьях и недавно изданной монографии по геологии Памбакского хребта (В. Н. Котляр, 1958) приводится не только подробное петрографическое описание интрузивных тел, но дается также описание разрезов вулканогенных свит палеогена и обосновывается их возраст.

Большие регионально-геологические работы проводились в течение ряда лет А. Н. Соловкиным в Зангезуре. Он произвел стратиграфическое расчленение развитых здесь кайнозойских вулканогенных толщ и впервые установил молодой (нижнепостплиоценовый) возраст горисской вулканогенно-обломочной толщи. Возраст этой толщи ныне определяется как верхний плиоцен. А. Н. Соловкин дал подробное описание петрографического и минералогического состава этой вулканогенно-обломочной толщи и сделал выводы о ее генезисе.

С 1927 по 1933 гг. большие комплексные геологические исследования в бассейне оз. Севан и в районе массива горы Арагац вела экспедиция АН СССР под общим руководством академика Ф. Ю. Левинсона-Лессинга. Коллектив исследователей, входящих в состав указанной экспедиции (А. С. Гинзберг, Б. М. Куплетский, М. П. Казаков, С. С. Кузнецов, А. А. Турцев, Е. Н. Дьяконова-Савельева, П. И. Лебедев, Г. Д. Афанасьев и др.), составил в результате проведенных исследований многотомные сводки, в которых подробно освещены вопросы геологии и гидрогеологии бассейна оз. Севан. П. И. Лебедев разработал стратиграфию вулканогенной свиты массива Арагац и детально исследовал ее петрографический состав (1931).

Третий этап изучения палеогеновых и неогеновых отложений Армянской ССР охватывает период времени с 1940 г. по настоящее время. На этом этапе в гораздо более широких масштабах развернулись исследо-

вания стратиграфии и фауны отложений отдельных геологических систем, в том числе палеогена и неогена.

Наши геологи приступили к более детальному изучению разрезов с целью более дробного их стратиграфического расчленения и уточнения возраста и стратиграфического положения отдельных свит и толщ. С этой же целью широко развернулись палеонтологические исследования—монографическое изучение ископаемой фауны и флоры.

Начиная с указанного времени (точнее, с 1938 г.) стратиграфией и тектоникой палеогеновых и неогеновых отложений Армянской ССР начал заниматься автор настоящей работы совместно с Л. А. Авакяном, А. А. Асатрян, Л. М. Радопуло и Ю. А. Мартиросян. Результаты этих исследований частично опубликованы в серии научных статей и монографий. Много ценного материала содержат рукописные отчеты, хранящиеся в фондах геологических учреждений.

Литологией палеогеновых и неогеновых отложений начали заниматься В. П. Асратян, А. И. Месропян и И. Г. Гаспарян. Первый из них опубликовал несколько статей по флишевым отложениям эоцена Приереванского района, а А. И. Месропян провел детальное минералогопетрографическое изучение разрезов палеогеновых и неогеновых отложений естественных обнажений и, в частности, буровых скважин Араратской котловины. И. И. Гаспарян произведены литолого-минералогические исследования миоценовых песчано-глинистых отложений Ереванского прогиба и бассейна р. Веди, а также палеогеновых отложений западного Айоцдзора.

Работы указанных геологов дали ценный материал для суждения об условиях образования указанных отложений и выяснения ряда палеогеографических вопросов. В организации литологических исследований в республике своими методическими указаниями и непосредственными полевыми исследованиями большую помощь оказывал и оказывает С. Г. Саркисян.

В этот период в связи с поисками ряда нерудных полезных ископаемых возникла необходимость детального картирования отдельных перспективных участков. К числу таких исследований относятся работы А. Т. Асланяна, который составил новую детальную геологическую карту Приереванского района и сводную геологическую карту Араратской котловины. В результате своих исследований А. Т. Асланян в основном подтвердил схему стратиграфического расчленения палеогеновых и неогеновых отложений Приереванского района, предложенную ранее нами, и вместе с тем он установил мэотис-понтический возраст мощных моласовых отложений Октемберянского прогиба, миоплиоценовый возраст вулканогенно-обломочной свиты (вохчабердская свита и ее аналоги) и дал более дробную схему стратиграфического расчленения антропогеновых отложений Араратской котловины. Им был опубликован также ряд интересных статей по тектонике и стратиграфии указанных отложений и истории геотектонического развития Араратской котловины (А. Т. Асланян, 1947, 1949_{1,2}, 1950_{1,2}).

В 1947—1948 гг. детальную геологическую съемку в бассейне среднего течения р. Воротан проводил Д. П. Исаханян. Он собрал интересный материал, позволяющий стратиграфически дробно расчленить развитые здесь вулканогенные образования и уточнить соотношения отдельных свит.

В 1948—1950 гг. Е. Е. Милановский детально исследовал неогеновые и постплиоценовые отложения бассейна оз. Севан. В результате им была разработана стройная и очень детальная схема стратиграфического расчленения указанных образований, а также схема новейшей тектоники Севанской впадины и Антикавказа в целом. В дальнейшем Е. Е. Милановский опубликовал ряд интересных и содержательных статей по тектонике и вулканизму Антикавказа (Е. Е. Милановский, 1952, 1956, 1957, 1960).

Начиная с 1954 г. и поныне, изучением стратиграфии и тектоники палеогеновых отложений Севано-Ширакского синклинория занимается О. А. Саркисян. Он впервые разработал палеонтологически обоснованную схему стратиграфии палеогеновых образований указанной зоны и установил наличие в разрезе этого синклинория отложений датского яруса, палеоцена, нижнего эоцена, среднего эоцена и трансгрессивно налегающего на них верхнего эоцена. Отложения указанных эпох им подразделены на более дробные лито-стратиграфические единицы по фаунистическим и литолого-петрографическим признакам.

В изучении стратиграфии и тектоники этой же зоны значительны заслуги К. А. Мкртчяна. В результате проводимых им с 1954 г. крупномасштабных площадных съемочных работ получен ряд новых ценных данных, позволяющих по-иному истолковывать многие вопросы, касающиеся стратиграфии, тектоники, магматизма и металлогении северо-западной Армении. Указанным автором опубликован также ряд статей по вопросам структуры и новейшей тектоники северной и северо-западной Армении.

В этот же период (1954—1960) регионально-геологические исследования в Айоцдзоре проводил А. Т. Вегуни. Им составлена детальная схема расчленения развитых здесь палеогеновых вулканогенно-осадочных образований и на основе полученных палеонтологических данных подтверждена точка зрения К. Н. Паффенгольца об олигоценном возрасте нижней вулканогенной свиты западного Айоцдзора.

За рассматриваемый период изучения геологии Армянской ССР значительно расширились и палеонтологические исследования, однако в настоящий период их еще нельзя считать вполне достаточными.

Ряд небольших работ был опубликован В. В. Богачевым, в которых дано описание некоторых пресноводных моллюсков из неогеновых отложений, а также ихтиофауны и фауны млекопитающих из пресноводных неогеновых отложений Антикавказа и Западной Армении (В. В. Богачев, 1913, 1914, 1915, 1938₁, 1938₂).

Б. Ф. Мефферт (1931) детально обработал и описал фауну нуммулитов и моллюсков из эоценовых отложений Айоцдзора по сборам В. Н.

Котляра и А. В. Кржечковского, что сыграло важную роль в правильной расшифровке стратиграфии палеогеновых образований данной области.

Нуммулитовая фауна различных районов Армянской ССР обрабатывалась также С. С. Кузнецовым (1927), А. Н. Рябининым*, а в дальнейшем И. В. Качарава. В 1938—1939 гг. олигоценая моллюсковая фауна Шорагбюрской долины и сарматская фауна из разданской свиты (ущелье р. Раздан) обрабатывалась Б. П. Жижченко. Начиная с 1939 г. изучением конхилиофауны палеогеновых и неогеновых отложений Армянской ССР стал заниматься автор настоящей работы. В дальнейшем к этой работе была привлечена Л. М. Радопуло. Она в 1948 г. произвела детальное монографическое описание сарматской фауны Приереванского района, которое затем было опубликовано (Л. М. Радопуло, 1954). Сарматская мактровая фауна из отложений ущелья р. Раздан в 1948 г. обрабатывалась также Н. С. Волковой в Ленинграде по коллекциям К. Н. Паффенгольца.

Нуммулитовой фауной, играющей важнейшую роль в стратиграфическом расчленении палеогеновых отложений и установлении их возраста, занимались автор настоящей работы и А. А. Асатрян. В последние годы специальным изучением фауны нуммулитов, орбитоидов, оперкулин и дискоциклин занимается С. М. Григорян. Ею опубликовано несколько статей, в которых дано описание нуммулитов из отложений олигоцена и верхнего эоцена юго-западной части Армянской ССР (С. М. Григорян, 1960, 1961₁, 1961₂).

В составе нуммулитов верхнего эоцена ею выделен ряд новых подвидов и вариететов, приуроченных к определенным стратиграфическим горизонтам. Изучением нуммулитовой фауны Айоцдзора занимается также А. Птугян.

Детальным изучением конхилиофауны палеогеновых отложений юго-западных районов Армянской ССР в последние годы занят П. М. Асланян. Им произведено описание значительной части богатой моллюсковой фауны олигоцена и верхнего эоцена Приереванского района, бассейна р. Веди и Западного Айоцдзора, что сыграло важную роль в расшифровке стратиграфии этих отложений и уточнении границ между отдельными эпохами верхнего палеогена (П. М. Асланян, 1958, 1959₁, 1959₂, 1960).

Отдельные определения конхилиофауны из разных палеогеновых и неогеновых свит производились также А. Г. Эберзиным, И. А. Коробковым, В. П. Колесниковым, Л. Ш. Давиташвили и другими палеонтологами.

В деле стратиграфического расчленения палеогеновых и неогеновых отложений и корреляции разрезов большую роль играли микрофаунистические исследования Н. А. Саакян, Ю. А. Мартиросян и С. А. Бубликян. Н. А. Саакян детально исследовала фауну мелких фораминифер

* А. Н. Рябинин. Нуммулиты Закавказья. Рукопись. 1938.

палеогеновых и миоценовых отложений Ереванского прогиба, бассейна р. Веди, Айоцзора и разработала стройную схему вертикального развития отдельных важнейших групп мелких фораминифер. Результаты ее исследований опубликованы в виде монографий и отдельных статей, в которых установлены стратиграфическое значение отдельных групп фаун и филогения последних (Н. А. Саакян, 1955, 1957, 1960).

Ю. А. Мартirosян, занимаясь изучением мелких фораминифер пограничных слоев верхнего мела и палеогена, впервые доказала фаунистическими данными наличие датских, палеоценовых и нижнеэоценовых отложений в бассейне р. Веди и западном Айоцзоре.

С. А. Бубикян, изучая остракодовую фауну палеогеновых и неогеновых отложений, впервые установила наличие в разрезах этих отложений ряда характерных руководящих форм, что имело важное значение для определения возраста вмещающих отложений.

Богатая коралловая фауна олигоценовых отложений Ереванского прогиба монографически обработана Н. С. Бендукидзе (1955).

Ископаемая флора из палеогеновых и неогеновых отложений Армянской ССР обрабатывалась И. В. Палибиным. Он на основании своих палеоботанических исследований установил олигоценовый возраст шор-агбюрской песчано-глинистой свиты и сарматский возраст пород разданской свиты (И. В. Палибин, 1939).

За последние десятилетия исследованием неогеновой флоры систематически занимался А. Л. Тахтаджян. Им обработана ископаемая флора Мегринской угленосной свиты, Сисианской диатомитовой толщи, вулканогенной свиты Айоцзора, Нахичеванской соленосной свиты, сарматская флора района сел. Мангюс (Приереванский район), а также олигоценовая флора района г. Дилижана. Палеоботанические исследования А. Л. Тахтаджяна сыграли большую роль в решении многих важных вопросов, касающихся стратиграфии и возраста отдельных свит.

Ископаемая флора Сисианской диатомитовой свиты и Абракунисской туфогенной свиты Нахичеванской АССР обрабатывалась также А. Н. Криштофовичем (1939).

Ископаемая флора из песчано-глинистых отложений района г. Дилижана обрабатывалась П. А. Мчедлишвили, который пришел к выводу об их средне-верхнеолигоценовом возрасте (1959₁).

Следует отметить также микропалеоботанические исследования В. С. Порецкого, обрабатывавшего диатомовую флору из верхнеплиоценовых диатомитовых отложений Армянской ССР.

За последние годы палеогеновые и неогеновые отложения Приараксинской зоны Армянской ССР палинологически были детально изучены Я. Б. Лейе. В результате ее исследований выделены спорово-пыльцевые комплексы, характерные для отложений отдельных стратиграфических единиц и освещающие палеогеографические условия прошлого.

В познании истории геологического развития Армянской ССР и Антикавказа в целом важное значение имели регионально-геологические исследования В. Е. Хаина и Л. Н. Леонтьева. Эти исследователи, работая

долгие годы в различных районах Антикавказа, на основании собранного ими фактического материала пришли к ряду важных выводов в отношении стратиграфии и возраста палеогеновых и неогеновых свит. Большой заслугой их является стратиграфическое расчленение кайнозойской вулканогенной серии Антикавказа.

Ими же составлено несколько сводных очерков по тектонике и истории геотектонического развития Антикавказа.

Много ценного материала добыто П. Л. Епремяном, Г. М. Акопяном, Г. Т. Тер-Месропяном, В. М. Амаряном, А. Т. Вегуни, производившими детальные съемочные и поисковые работы в различных районах республики, а также С. С. Мкртчяном и Б. С. Вардапетяном, детально изучившими отдельные рудоносные области Армянской ССР.

Для расшифровки стратиграфии неогеновых и постплиоценовых образований весьма ценные данные получены геоморфологическими исследованиями Н. В. Думитрашко, С. П. Бальяна и Л. Н. Зограбяна.

Вопросы магматической геологии освещены в работах Г. П. Багдасаряна, А. И. Адамяна, С. И. Баласаняна, Т. Ш. Татевосяна, Э. Г. Малхасяна и др. Петрография эффузивных пород неогенового возраста изучена А. А. Адамян, К. Г. Ширияном, Т. Ш. Татевосяном и др.

Для разрешения целого ряда стратиграфических и палеогеографических вопросов были учтены данные по палеогеновым и неогеновым отложениям соседних с Арменией районов Азербайджана и Грузии. Необходимо в этом отношении отметить работы М. И. Варенцова и А. Г. Лалиева по Нахичеванской АССР, Ш. А. Азизбекова, К. А. Ализаде, А. А. Ализаде, М. А. Кашкая, Д. М. Халилова, Д. А. Аггаларовой, Э. Ш. Шихалибейли, В. В. Тихомирова, Т. А. Мамедова и др. по Азербайджану и И. В. Качарава, П. Д. Гамкрелидзе, Л. Ш. Давиташвили, М. И. Варенцова, Г. М. Заридзе, Н. Ф. Татришвили, Г. И. Схиртладзе, Л. К. Габуния, П. А. Мчедлишвили, Е. К. Вахания и Д. А. Булейшвили, Б. Ф. Мефферта, С. Г. Саркисяна и И. Г. Шаповаловой и др. по Грузии.

3. Описание опорных разрезов

А. ЕРЕВАНСКИЙ БАССЕЙН

Охватывает бассейны рек Азат и Раздан, где развит один из наиболее полных и хорошо изученных разрезов палеогеновых и неогеновых отложений Армянской ССР. Палеогеновые и неогеновые отложения составляют здесь ряд антиклинальных складок (Азатскую, Шорагбюрскую, Разданскую и др.) северо-восточного простирания, разделенных соответствующими синклиналями—Ацаванской и Аванской. Отложения палеогена обнажаются в восточной части Ереванского бассейна, слагая Шорагбюрскую и Азатскую антиклинали, а неогеновые образования развиты в северо-западной части бассейна, где они составляют разданские антиклинальные структуры и Вохчабердскую наложенную синклиналь. Большая западная часть бассейна покрыта верхнеплиоценовыми

и антропогеновыми эффузивными образованиями, под которыми отложения миоцена и палеогена вскрыты буровыми скважинами.

Общий стратиграфический разрез Ереванского прогиба представляется в следующем виде:

Датский ярус — нижний эоцен

Отложения этого возраста обнажаются по левобережной части ущелья р. Азат от сс. Гохт и Байбурт на севере и до с. Зовашен на юге, слагая северо-западное и юго-восточное крылья Байбурт-Ераносской антиклинальной складки.

По линии сс. Байбурт—Гохт наблюдается наиболее полный разрез этих отложений, представленный в следующем виде: отложения рассматриваемого возраста выражены в мощной (до 1 км) флишoidalной свите терригенно-туфогенных пород, состоящей из ритмичных чередований плотных туфогенных песчаников, расланцованных окремненных мергелей, различных туфогенов и реже порфиритов.

Наиболее распространенными породами являются туфогенные песчаники, среди которых встречаются грубозернистые (гравелиты), крупнозернистые, среднезернистые, а также мелкозернистые (до алевролитов) разновидности. В низах разреза преобладают окремненные мергели разных цветов и алевролиты, а в верхах—туфогенные песчаники, среди которых выделяются характерные шарообразные конкреции.

Эту терригенно-туфогенную свиту (**гарнийская свита**) можно подразделить на три подсвиты по цвету: а) нижнюю—грязно-серую, б) среднюю—желтовато-серую и в) верхнюю—грязно-зеленовато-серую. Мощность нижней подсвиты около 250 м, средней—300 м и верхней—около 400 м. В каждой из указанных подсвит выделяется ряд ритмически чередующихся пачек: в нижней подсвите—пять, в средней—три и в верхней—четыре.

Каждая пачка начинается алевролитами и окремненными мергелями и завершается грубозернистыми плотными туфогенными песчаниками. Последние в обнажениях образуют обрывистые склоны и карнизы, чередующиеся более пологими склонами, сложенными алевролитомергелистыми породами. В нижней подсвите мощность отдельных пачек уменьшается снизу вверх, а в верхней—наоборот.

В нижней подсвите ритмично чередуются плотные, темно-серые, расланцованные, глинистые алевролиты, плотные окремненные мергели и мелко- и среднезернистые туфогенные песчаники.

Средняя подсвита состоит в основном из светло-желтых массивных мергелей, желтовато-серых туфопесчаников и туффитов, а верхняя представлена чередованием различных видов серых туфопесчаников с редкими прослоями мергелей и пластами зеленовато-серых плагиоклазовых порфиритов.

В грубозернистых разновидностях песчаников верхних ритмов разреза встречаются включения (размером до нескольких сантиметров) эффузивных пород, а также крупные глыбы глин и мергелей.

Южнее описанного разреза, в районе с. Зовашен, в отложениях указанной свиты появляются пачки полимиктовых песчаников и песчаных известняков. Одновременно с этим наблюдается уменьшение мощностей отложений и количества туфогенного материала.

В отложениях гарнийской свиты до последнего времени не были найдены остатки макрофауны. Только недавно П. М. Асланяном на участке между сс. Двин и Зовашен в темно-серых сланцеватых мергелях найдена фауна моллюсков—*Nucula* (*Nucula*) *proava* Wood., *N. triangula* Archang., *Nuculana* (*Iupiteria*) *ovoides* Koen., *Solencurtus* (?) *pavlowi* Archang., *Pitar* (*Cytherea*) *pavlowi* Archang. и др.,—общий состав которой характеризует палеоцен-нижнеэоценовый возраст вмещающих отложений. Изобилуют отпечатки фукоидов и разнообразных гиероглифов, а в отдельных горизонтах встречаются и плохо сохранившиеся остатки ископаемых растений.

По Я. Б. Лейе, в спорово-пыльцевой комплекс этой свиты входят пальма, *Nira*, ряд вечнозеленых миртовых, гладколистных дубов и папоротников.

Возраст описанной свиты определяется на основании ее стратиграфического положения и встречаемой в низах ее фауны мелких фораминифер. У сс. Байбурт и Зовашен отложения гарнийской свиты без видимого перерыва и углового несогласия залегают на фаунистически охарактеризованных породах верхнего сенона (маастрихта), а в районе сс. Гарни и Гохт согласно переходят в другую свиту, в которой были найдены нуммулиты среднеэоценового возраста. Кроме того, из отложений нижней части гарнийской свиты в районе с. Байбурт Н. А. Саакян и Ю. А. Мартиросян определены *Globigerina triloculinoides* Plummer, *Globigerina subsphaerica* Subbotina, *Globorotalia angulata* White, *Globorotalia crassata* (Cushman), подтверждающие палеоцен-нижнеэоценовый возраст вмещающих пород.

Учитывая то обстоятельство, что эта фауна встречается в нижних горизонтах рассматриваемой свиты, можно полагать, что верхняя часть последней относится по возрасту к среднему эоцену, как это предполагается и некоторыми другими исследователями. Однако для разрешения этого вопроса пока еще нет необходимых палеонтологических данных.

Отложения палеоцен-нижнеэоценового возраста были вскрыты также буровой скважиной у с. Двин Арташатского района на глубине 440—495 м. Это слабо песчанистые глины и песчаники с фауной *Spiroplectamina carinata* (Orbigny), *Bolivina inflata* Seguenze, *Charltonina subbotinae* Martirosian sp. n., *Globigerina varianta* Subbotina, *G. triloculinoides* Plummer, *Globorotalia crassata* (Cushman), *G. angulata* White, *G. membranacea* (Ehrenb.) (определение Ю. А. Мартиросян). На интервале глубины 495—528 м скважина вскрыла песчано-глинистые отложения с обильной микрофауной, по заключению Ю. А. Мартиросян, датского возраста.

Октемберянский прогиб
(по данным буровых скважин)

Паракар-Енгиджинское
погребенное поднятие
(по данным буровых сква.)

Ереванский
прогиб

Вединский
синклинорий

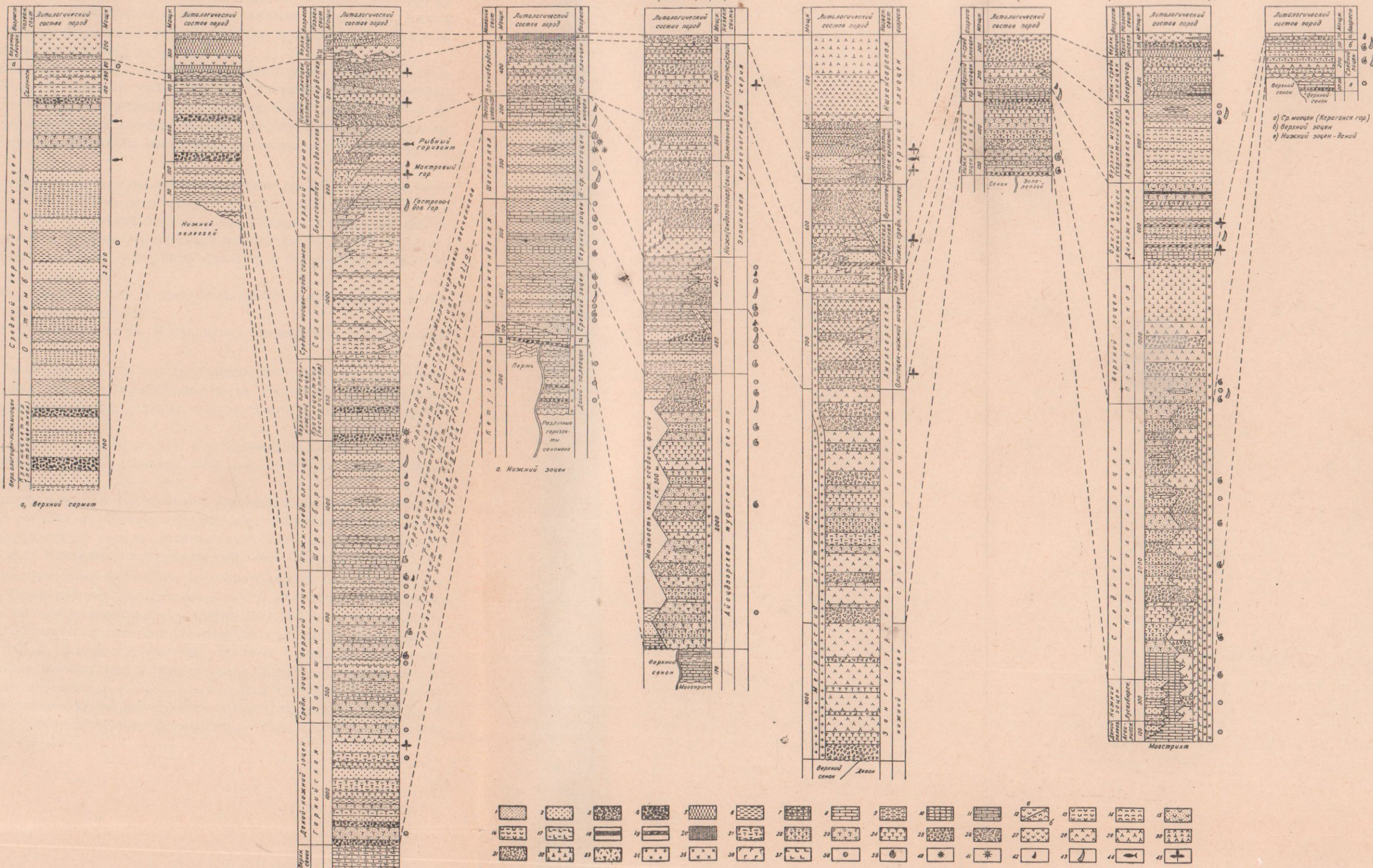
Айодзорский синклинорий
(бассейн р. Арпа)

Бассейн р. Воратен
вост. часть Айодзора

Цахуняцкий
антеклинорий

Северо-Ширакский синклинорий
(палеоген по ОА Саркисну)

Самхето-Карабахский
мегаинтлинорий



ФИГ. 4. СВОДНЫЕ СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ РАЗРЕЗЫ ПАЛЕОГЕНО-ВЫХ И НЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ АРМЯНСКОЙ ССР

Условные обозначения

1. Пески. 2. Песчаники. 3. Галечники. 4. Конгломераты и гравелиты. 5. Диатомиты, диатомитовые глинны, пемзовые пески, песчаники. 6. Глинны. 7. Мергели. 8. Известняки. 9. Песчаные глинны, алевролиты. 10. Песчаные

известняки. 11. Известковистые песчаники. 12. Гипс, каменная соль. 13. Гипсоносные глинны. 14. Соленосные глинны. 15. Гипсоносные песчаники. 16. Песчаные гипсоносные глинны. 17. Ангидритовые глинны. 18. Угли и углистые сланцы. 19. Горючие сланцы. 20. Травертины. 21. Туфогенные глинны. 22. Туфо-алевролиты. 23. Туфопесчаники. 24. Туфы и туффиты. 25. Туфобрекчии. 26. Туфоконгломераты. 27. Основные эффузивы (базальты, андезитобазальты). 28. Андезиты. 29. Порфиры. 30. Андезитодациты. 31. Кислые

эффузивы (липариты, обсидианы, липарито-дациты, дациты, пемзы и др.). 32. Дациты, липариты, трахилипариты, трахиандезиты, трахиты. 33. Трахилипаритовые и дацитовые туфы, туфобрекчии, туфоконгломераты. 34. Гранитоидные интрузии. 35. Щелочные интрузии. 36. Габбро, габбро-порфиры. 37. Основные и ультраосновные интрузии. 38. Микрофауна. 39. Нуммулиты. 40. Кораллы. 41. Морские ежи. 42. Пелелиподы. 43. Гастроподы. 44. Ихтиофауна. 45. Ископаемая флора.

Наиболее полный разрез отложений среднего и верхнего эоцена наблюдается в бассейне р. Азат (в правобережной части реки) по линии сс. Зовашен—Ацаван. Здесь на вышеописанной флишондной свите палеоцена-нижнего эоцена согласно залегает другая мощная (до 1300 м) флишевая свита—зовашенская свита—песчаниксы, алевролиты, глин и мергелей, бедная ископаемой фауной. Она подразделяется на пять под-свит, согласно сменяющих друг друга.

Нижняя подсвита представлена желтовато-серыми глинами с тонкими (10—20 см) прослоями тонкослоистых, плитчатых, желтовато-серых песчаников. В верхах подсвиты встречаются более мощные (2—3 м) прослои грубозернистых зеленовато-серых песчаников с *Operculina* sp. В тонкозернистых разностях песчаников, встречаются отпечатки фукоидов.

Вышележащая вторая подсвита мощностью до 200 м сложена чередующимися пачками глин, мергелей, алевролитов и песчаников. Третья подсвита состоит из песчаников различных фракций и мергелей мощностью около 300 м. В четвертой подсвите мощностью около 400 м согласно пластуется песчаники различных фракций с отдельными прослоями мергелей и алевролитов.

Верхняя (пятая) подсвита мощностью до 300 м представлена песчаниками, глинами и мергелями.

Среди песчаников, по В. П. Асратяну, выделяются три разновидности:

а) крупнозернистые (иногда грубозернистые), плотные, полимиктовые песчаники серого и темно-серого цвета, состоящие из обломков и зерен изверженных пород, полевых шпатов, биотита, кальцита и других минералов;

б) песчаники среднезернистые, известковистые, полимиктовые рыхлые и плотные. Плотные разности часто характеризуются шаровой отдельностью и местами туфогенные.

По исследованиям В. П. Асратяна, основная масса среднезернистых песчаников состоит из обломков различных эффузивных пород (30—35%), вулканического стекла, разложенных плагиоклазов (кислых) и кварца; цемент в основном известковистый, местами туфогенный;

в) тонкозернистые песчаники желтовато-серого цвета, встречающиеся по всему разрезу. Значительная часть обломочного материала состоит из кислых плагиоклазов и других минералов легкой фракции. При этом наблюдается заметное уменьшение количества обломков эффузивных пород. Цемент карбонатный, местами глинистый, реже туфогенный. Глины преобладают в нижней части разреза—в нижней подсвите. Часто они гипсоносные и имеют темно-серый и желтовато-серый цвет.

Количественное соотношение пород в свите, по данным В. П. Асратяна (1955), таково: песчаники составляют до 55%, а глины, алевролиты и мергели—40—45%.

Нижний предел возраста описанной свиты определяется фаунистически. В районе сел. Гохт в низах ее были найдены среднеэоценовые нуммулиты — *Nummulites partschi* de la Harpe (A, B) и *N. lucasi* d'Arch.

Верхний предел возраста зовашенской свиты определяется совершенно согласным и постепенным переходом ее, к югу от с. Ацаван, в фаунистически хорошо охарактеризованный нижний олигоцен. На основании этих данных эту свиту мы относим к среднему-верхнему эоцену.

Кроме того, в верхах этой свиты, между сс. Соцгюх и Гарни, в песчаниках нами были встречены *Variamusium fallax* Korob., *Nummulites fabianii* Prever (A), полностью подтверждающие верхнеэоценовый возраст вмещающих отложений. Среди фауны остракод С. А. Бубикян определены *Cytherella* ex gr. *limula* Mand., *Cytherais immanorata* Mand.

Более веские данные получены недавно С. М. Григорян. Из известковистых песчаников верхней части зовашенской свиты, у с. Ацаван, ею определены следующие верхнеэоценовые формы: *Actinocyclina radians* d'Arch., *Operculina alpina* Douv., *Discocyclina* sp., *Nummulites incrassatus* de la Harpe, *N. bouillei* de la Harpe.

В вышележащих глинах и алевролитах С. М. Григорян определен комплекс крупных фораминифер, характеризующий возраст вмещающих отложений как переходный горизонт между верхним эоценом и нижним олигоценом — *Nummulites fabianii retiatius* Grig. (A, B), *N. vascus initials* Grig. (B), *N. incrassatus* de la Harpe, *Operculina victoriensis* Chapman and Walter.

Выше указанного горизонта залегают слои с типичной нижнеолигоценовой фауной.

Таким образом, граница верхнего эоцена с олигоценом здесь устанавливается отчетливо. Для разграничения среднего и верхнего эоцена пока не имеется достаточного количества палеонтологических данных. Граница между ними проводится нами, пока условно, по подошве четвертой подсвиты, ниже которой представители верхнеэоценовой фауны больше не встречаются.

В отложениях верхней части зовашенской свиты Я. Б. Лейе выделен богатый спорово-пыльцевой комплекс верхнеэоценового возраста. По ее данным, здесь встречаются свыше 80 видов различных спор и пыльцы покрытосеменных растений (от 17 до 62%) и хвойных (от 20 до 42%). Споровые растения представлены плаунами и папоротниками. Среди плауновых преобладают представители из семейства *Lycopodiaceae* и *Selaginellaceae*.

По Я. Б. Лейе, значительно богаче в видовом и количественном отношении представлены папоротники из семейства *Polypodiaceae*. Встречаются также пыльцевые зерна из классов *Bennetitales*, *Cycadales*, *Ginkgoales*, *Coniferales* и *Gnetales*.

Стратиграфически выше совершенно согласно залегает мощная (1000—1200 м) свита песчано-глинистых пород—шорагбюрская свита,—хорошо обнажающаяся к востоку от Еревана, где она составляет крупную Шорагбюрскую антиклинальную складку.

Наиболее полный разрез этой свиты наблюдается на северо-западном крыле указанной антиклинали по линии сс. Шорагбюр—Джрвеж.

Литологически она подразделяется на три подсвиты: нижнюю—песчаниковую мощностью около 300 м, среднюю—глинистую мощностью 500 м и верхнюю—песчано-глинистую мощностью около 300 м.

Нижняя подсвита представлена в основном песчаниками с отдельными прослоями (мощностью от 0,5 до 2 м) глин. В средней подсвите резко преобладают глины, а песчаники встречаются в виде отдельных прослоев мощностью от 0,5 до 3—4 м, а иногда и больше.

Верхняя подсвита состоит из чередующихся пачек песчаников и глин; при этом в верхах разреза песчаники преобладают над глинами. В этой подсвите встречаются крупные и мелкие линзы рифовых (коралловых и нуммулитовых) известняков.

Среди песчаников шорагбюрской свиты по внешнему габитусу выделяются три разновидности:

а) бесструктурные, не очень плотные песчаники желтовато-серого цвета, пользующиеся наибольшим распространением, б) песчаники с шаровой текстурой и в) песчаники с матрацевидной отдельностью.

Песчаники последних двух типов в рельефе часто выступают в виде карнизов и характеризуются желтовато-серой и желтовато-бурой окраской. Гранулометрический состав их различный: встречаются песчаники как мелкозернистые, так и средне- грубозернистые, иногда переходящие в гравелиты и микроконгломераты.

По данным А. И. Месропяна, в минералогическом составе песчаников преобладают разложенные и свежие полевые шпаты и вулканическое стекло. Цементом является главным образом карбонатное вещество, причем количество карбонатов колеблется в пределах от 11 до 60%. Содержание кварца составляет 2—3%, иногда 7—10%. Из вторичных и акцессорных минералов, по упомянутому исследователю, преобладают биотит и гидрослюды железа, а из рудных минералов присутствуют магнетит, ильменит, пирит, причем в низах разреза резко преобладает пирит. В средней и верхней частях разреза встречаются металлическое олово и базальтическая роговая обманка.

Детальное исследование состава этих песчаников, произведенное А. И. Месропяном, обнаружило присутствие в них раздробленных и неокатанных зерен свежих плагноклазов, что дает основание констатировать действие эксплозионного типа вулканических извержений во время отложения песчаных толщ.

Этот факт, а также присутствие в цементе туфогенного материала, позволяет назвать описанные песчаники туфогенными или туфопесчаниками.

В разрезе шорагбюрской свиты глины преобладают в количественном отношении. Они составляют около 60% разреза. Они серые и бурые, иногда слабо гипсоносные и почти всегда в той или иной степени известковистые, при этом содержание карбонатов составляет от 8 до 20%.

Известняки встречаются в основном в верхах разреза; почти всегда они органогенные (коралловые, нуммулитовые), плотные, массивные, желтовато-белого цвета, иногда мраморизованные и встречаются в виде отдельных изолированных гнезд (рифы) и крупных линз.

В песчаниках и известняках почти по всему разрезу встречается богатая и разнообразная фауна гастропод, пелеципод, нуммулитов, кораллов, морских ежей, мелких фораминифер, остракод, а также ископаемая флора. В глинах макрофауна встречается сравнительно редко и представлена тонкостворчатыми пелециподами, плохо скульптурированными гастроподами, нуммулитами; вместе с тем глины богаты мелкими фораминиферами.

Ископаемые остатки шорагбюрской свиты обработаны целым рядом исследователей—Б. П. Жижченко (конхилиофауна), А. А. Габриеляном (пелециподы, гастроподы, нуммулиты), А. А. Асатрянном (нуммулиты), И. В. Качарава (нуммулиты), П. М. Асланяном (пелециподы и гастроподы), Н. С. Бендукидзе (кораллы), С. М. Григорян (нуммулиты), Н. А. Саакян (мелкие фораминиферы), С. А. Бубикян (остракоды), И. В. Палибиным (флора), Я. Б. Лейе (пыльца и споры).

Ископаемая фауна и флора в разрезе описываемой свиты распространены следующим образом. В нижней части разреза, в сводовой части Шорагбюрской антиклинали, в среднезернистых и грубозернистых песчаниках встречаются: *Variamussium fallax* Korob., *Ostrea plicata* Sol., *Nuculana perovalis* Koen., *N. crispata* Koen., *Anomia* sp., *Cuspidaria* sp., *Divaricella ermenonwillensis* d'Orb., *Natica vapincana* d'Orb., *N. (Ampullina) garnieri* Bavan, *N. micromphalus* Sand., *Diastoma costellatum* Lam. var., *Nummulites intermedius* d'Arch. (A, B), *N. vasculus* Joly et Leym. (A, B), *N. incrassatus* de la Harpe.

П. М. Асланяном из этого же горизонта определены также *Nuculana korobkowi* Asl., *N. lezginica* Korob., *Variamussium fallax* Korob. var. *armenica* Asl.

Несколько к западу от с. Шорагбюр и к югу от с. Вохчаберд, т. е. стратиграфически выше горизонта с перечисленной фауной, в верхах нижней песчаниковой подсвиты вновь встречается довольно обильная макрофауна, среди которой нами определены: *Pecten arcuatus* Brocc. (горизонт с *Pecten arcuatus*), *Chlamys subdiscors* d'Arch., *Pecten bellucostatus* Wood., *Nuculana perovalis* Koen., *Gryphaea brongniarti* Bronn., *Ostrea (Gigantostrea) gigantea* Sol., *Cuspidaria* sp., *Tellina* sp., *Polymesoda convexa* Brongn., *Potamides plicatum* Brug., *Cerithium lamarcki* Desh., *C. dentatum* Deffr., *Pleurotoma laticlava* Beyr., *Diastoma costellatum* Lam. var. *elongatum* Brug., *Ampullina forbesi* Desh., *Natica (Ampullina) garnieri* Bavan., *Megatylotus crassatinus* Lam., *Nummulites in-*

termedius d'Arch. (A, B), *N. vascus* Joly et Leym. (A, B), *N. incrassatus* de la Harpe (A, B).

Из отложений указанного горизонта П. М. Асланяном определены: *Chione aglaurae* Brongn., *Pitar heberti* Desh. var. *oblonga* Asl., *Chlamys biarritzensis* d'Arch., *Spondylus radula* Lam., *Sp. tenuispina* Sand., *Sp. bifrons* Munst., *Turritella planispira* Lam., *Ampullina patula* Lam., *Hemiconus defrancei* Desh., *Tornatella simulata* Sol., *Ancilla anomala* Schl., *Scalaria pellati* Rainc.

В отложениях описываемой подсветы у сел. Ацаван С. М. Григорян определены: *Nummulites intermedius* d'Arch. (A, B), *N. vascus* Joly et Leym. (B), *N. incrassatus* de la Harpe (A), *N. bouillei* de la Harpe, *Operculina victoriensis* Chapman et Walter.

В различных горизонтах глин и песчаников нижней песчаниковой подсветы обнаружено большое количество микрофауны, среди которой Н. А. Саакян (1955) определены: *Bulimina sculptilis* Cushman., *B. ovata* d'Orb., *B. pupoides* d'Orb., *Uvigerina pygmaea* d'Orb., *U. aff. auberiana* d'Orb., *Bolivina ex gr. nobilis* Hantk., *B. antegressa* Subb., (II и III тип) Sahak., *B. beyrichi* Reus., *Cibicides pygmeus* Hantk., *C. ungerianus* d'Orb., *C. dutempleis* d'Orb., *Planulina costata* Hantk., *Rotalia lithothamnica* Uhlig var. *schoragbjurensis* Sahak., *R. tuberculata* Chalil., *R. bulla* Chalil., *Robulus aff. inornata* d'Orb., *Globigerina bulloides* d'Orb., *Nodosaria* sp., *Cyclamina* sp., *Pyrgo simplex* d'Orb., *Valvulineria erevanensis* Sahak.

Из этой же песчаниковой подсветы И. В. Палибиным (1939) определены: *Phragmites oeningensis* Heer, *Potamogeton speciosum* Ett., *Laurus primigenia* Ung., *Sapindus graecus* Ung., *Ilex ambigua* Ung., *Myrica hakeaefolia* Sap.

По заключению И. В. Палибина, общий облик флоры имеет олигоценый характер.

По данным Я. Б. Лейе, отложения нижней части шорагбюрской свиты включают около 130 видов спор и пыльцы, причем споровые растения составляют от 13 до 42%, хвойные—от 43 до 78%, покрытосеменные от 7 до 25%.

Споровые растения представлены плаунами из сем. *Lycopodiaceae* и папоротниками (*Polypodiaceae*).

По указанному исследователю, среди вечнозеленых субтропических, средиземноморских и тропических форм преобладают представители семейств *Muricaceae*, *Magnoliaceae*, *Lauraceae*—*Hamamelidaceae*, *Ancardiaceae*, *Sapindaceae*.

В средней глинистой подсвете, в отдельных горизонтах песчаников, вновь встречается разнообразная и богатая макрофауна, среди которой преобладают следующие формы: *Polymesoda convexa* Brong., *Crasatella tumida* Lam., *Cr. denciuxi* Lam., *Cr. woodi* Koen., *Pitar villanovae* Desh., *Meretrix* (*Cytherea*) *armeniaca* Gabr., *Cardium perversum* Abich., *C. saribulachicum* Gabr., *C. (Discors) sp.*, *Ve-*

nericardia divergens Desh., *Anomia* sp., *Astarte kickxi* Nyst, *Pectunculus* (*Axinaea*) *phyllipsii* Desh., *Dentalium* sp., *Potamides plicatum* Brug., *Tympanotonos margaritaceum* Brocc., *T. lamarcki* Desh., *Diastoma costellatum* Lam., *Cumatium* cf. *flandricum* Koeninck, *Lyria modesta* Braun., *Voluia suturalis* Nyst, *Natica garnieri* Bavan., *Cypraea* sp., *Nummulites intermedius* d'Arch. (A, B), *N. vascus* Joly et Leym. (A, B), *N. incrassatus* de la Harpe.

В составе микрофауны, встреченной в этой свите Н. А. Саакян, определены: *Spiroplectamina carinata* (d'Orb.), *Textularia* sp., *Karriella siphonella* (Reuss), *Cyclamina acutidorsatum* Hantk., *Nonion umbilicatum* (Mont.), *Bolivina antegrassa* Subb. (II тип) Sahak., *B. ex gr. nobilis* Hantk., *Bulimina sculptilis* Cushman., *B. pyrula* d'Orb., *Uvigerina ex gr. jacksonensis* Cushman., *Rotalia plana* Sahak., *Valvulinaria erevanensis* var. *karamolensis* Sahak., *Globigerina ex gr. bulloides* d'Orb.

В верхней песчано-глинистой подсвите выделяется горизонт известковистых песчаников, коралловых и нуммулитовых известняков с богато представленной фауной пелеципод, нуммулитов, кораллов и морских ежей. В составе этой фауны нами определены:

пелециподы — *Pectunculus* (*Axinaea*) *pulvinata* Lam., *P.* (A.) *obovatus* Lam., *Spondylius* aff. *tenuispina* Sand., *Crassatella tumida* Lam., *Arca* sp., *Venus vindobonensis* Meyer, *Chione aglaurae* Chemn., *Meretrix* (*Cytherea*) *villanovae* Desh., *M.* (C.) *incrassata* Sow., *M.* (C.) *armeniaca* Gabr., *Polymesoda convexa* Brongn., *Cyprina morrissi* Sow., *Chama vicentina* Fuchs., *Anomia* sp., *Lucina* sp., *Tellina* sp., *Venericardia* sp. и др.,

гастроподы — *Megatylotus crassatina* Lam. (встречается в массовом количестве), *Natica maxima* Grat., *Litrunculus caronis* Brongn., *Trochus lucassianus* Brongn., *Conus mercati* Brocc., *C. indeterminata* Abich, *Potamides plicatum* Brug., *Cerithium delboli* Mich., *C. stropus* Brongn., *C. trinitense* Fuchs, *Campanile meneguzzoi* Fuchs, *C. carpenteri* Bast., *Tympanotonos margaritaceum* Brocc., *Delphinula latesulcata* Greg., *Melanopsis carinata* Sow., *Turritella clumancensis* Bouss., *Galeodes piruloides* Grat., *G.* aff. *lainei* Bast., *Cassis* cf. *rondelecti* Bast., *Fasciolaria polygonata* Grat., *Fusus waeili* Nyst, *Strombus auriculatus* Grat., *St. irregularis* Fuchs, *Cumatium* cf. *flandricum* Koeninck, *C. exponensis* Sow. var. *postera* Koeninck, *Ancillaria canalifera* Lam. и др.,

нуммулиты — *Nummulites intermedius* d'Arch. (A, B), *N. vascus* Joly et Leym. (A, B), *N. incrassatus* de la Harpe.

кораллы — *Alveopora*, *Stylophora*, *Favia*, *Dendrophyllum*, *Haedraea*, *Prionastraea*, *Phyllocoenia*, *Isastraea*, *Balanophyllia*, *Oculina* и др.

Встречаются также *Nautilus* sp., *Dentalium* sp. и деформированные морские ежи, принадлежащие к *Clypeaster periformis* Abich, *Echinolampas* sp., *Macropeustes* sp.

Из отложений средней (глинистой) и верхней (песчано-глинистой) подсвит (горизонты циреновых песчаников и Кеара-молла) П. М. Асланяном определены следующие пелециподы и гастроподы: *Divaricella ermenonvillensis* d'Orb., *Chama vicentina* Fuchs, *Cardium saribulachicum*

Gabr., *Crassatella subtumida* Bell., *Cardita perezii* Bell., *Polymesoda convexa* Brongn., *Meretrix (Cytherea) armeniaca* Gabr., *Chione aglaurae* Chemn., *Ch. lugensis* Fuchs, *Barbatia lesbarrizensis* Cossm., *Pectunculus obovatus* Desh., *Trochus* cf. *lucasianus* Brongn., *Delphinula latesulcata* Greg., *Neritina fulminifera* Sand., *N. rhenana* Thom., *Cerithium delbosi* Mich., *Campanile meneguzzoi* Fuchs, *Potamides plicatum* Brug., *Tympanonon margaritaceum* Brongn., *Cymatium* ex gr. *flandricum* Koen., *Ampullina vulcani* Brongn. var. *vapincana* d'Orb., *Megatylotus crassatinus* Lam., *Strombus irregularis* Fuchs., *St. auriculatus* Grat., *Cassis mamilaris* Fuchs, *Galeodes piruloides* Grat., *G. scalatonodosa* Krant., *Babylonia (Peridipsacus) coronis* Brongn., *Conus* aff. *inedetes* Mich.

В составе мелких фораминифер, встреченных в глинах верхней песчано-глинистой подсвиты, по Н. А. Саакян, преобладают: *Planulina (Almaena?) palmulata* Sahak., *Nonion umbilicatum* Mont., *Elphidium armenium* Sahak., *Caucasina schischkinskye* (Sam.).

По всему разрезу шорагбюрской свиты единичными экземплярами встречается *Planorbella*.

Фауна кораллов, встречающаяся в большом количестве в различных частях описываемого разреза, монографически изучена Н. С. Бендукидзе (1955). Ею приводится список главнейших представителей ископаемых кораллов: *Favia (Isastraea) elegans* Reuss., *Phyllocoenia macrocanta* Abich, *Brachiphyllia umbellata* Reuss., *Heliastrea guettardi* Defr., *H. boueana* Reuss., *H. lukasana* Reuss., *H. (Orbicella) transies* Felix, *H. defrancii* Edw. et Haime, *Mlophyllia macrogyra* Reuss., *M. profunda* Edw., et Haime, *Mycetophyllia mirabilis* Felix, *Latimaeandra discrepans* Reuss., *Dimorphophyllia lobata* Reuss., *Oroseris d'archardi* Reuss., *Podabacia prisca* Reuss., *Rhabdophyllia stipta* d'Arch., *Stylocenia lobato-rotundata* Mich., *Columnastraea bella* Reuss., *Astreopoza decaphylla* Reuss., *Actinacis delicata* Reuss., *Polytrematis bellardi* Halme, *Porites ramosa* Cat.

По заключению Н. С. Бендукидзе, кораллы верхней части разреза скорее среднеолигоценовые, а ископаемые формы, встречающиеся в нижней половине разреза (у сел. Шорагбюр), принадлежат к нижнему олигоцену. Коралловая фация олигоценовых отложений Приереванского района хорошо сопоставляется с известной фацией Кастельгомберто Северной Италии.

По Я. Б. Лейе, в верхней части разреза шорагбюрской свиты, как и в нижней части, основную роль в спорово-пыльцевом комплексе играют представители влаго-теплолюбивых листопадных форм семейства *Fagaceae*. Богато представлены *Salix*, *Carya*, *Alnus*, *Carpinus*, *Corylus*, *Ulmus*, *Zelkova*, *Tilia* и др. Из вечнозеленых, тропических и средиземноморских форм продолжают встречаться лавры, циннамомы, магнолии и др.

Таким образом, приведенные выше комплексы фауны и флоры дают полное основание отнести шорагбюрскую свиту к нижнему-среднему олигоцену.

В различных горизонтах отложений этой свиты была встречена также фауна остракод, среди которой С. А. Бубикян определены следующие формы: *Krithe tortocaudata* Suzin, *K. caucasica* Mandelst. sp. n., *Trachyleberis verrucosa* Mandelst., *T. fisticula* Bubikian, *T. postuma* Mandelst., *T. bongaeva* Mandelst., *T. ex gr. coscolia* sp. n., *T. sigifera* Mandelst. sp. n., *T. retracta* sp. n., *T. argutis* Mandelst. sp. n., *T. mirandis* Mandelst. sp., *T. limbata* (Bosquet), *Pentocypris*, *Xestoleberis radiosa* Bubik., *X. schoragbjurensis* Bubik., *Bairdia praximatis* Bubik., *Cytherella posterosurgensis* Mand., *Paijenborchella vediensis* Bubik., *Cytheropteron picillum* Mandelst. sp. n., *Cytheretta armenica* Suzin sp. n., *Cytheridea cuzeica* Bubik., *Argilloecia* sp.

Остается пока еще неразрешенным вопрос границы между нижним и средним олигоценом. Следует отметить, что этот вопрос является спорным не только у нас, в Армении, но и в других районах развития палеогеновых отложений: по всей Крымско-Кавказской области, в Средней Азии, на Русской платформе. Дело в том, что подавляющее большинство видов вышеуказанных групп фауны не имеет узкого стратиграфического значения, а встречается в отложениях как нижнего, так и среднего олигоцена.

Если эоцен средиземноморской геосинклинальной области по фауне нуммулитид легко расчленяется на более мелкие стратиграфические единицы (до горизонтов), то этого нельзя сказать в отношении нуммулитов олигоцена. Все типичные олигоценовые нуммулиты, число которых очень ограничено (*Nummulites intermedius* d'Arch, *N. vascus* Joly et Leym.), распространены в отложениях нижнего, среднего и верхнего олигоцена, причем главное свое развитие они получают в нижнем и среднем олигоцене; в верхнем олигоцене они в основном вымирают, встречаясь только единичными экземплярами. Поэтому провести границу между нижним и средним олигоценом на основе фауны нуммулитов никак нельзя.

Эту границу мы проводим, пока условно, по кровле средней, глинистой подсвиты, выше которой представители верхнеэоценовой конхилиофауны не поднимаются или же встречаются редко.

Такому предположению не противоречат также данные микрофауны. Мелкие фораминиферы средней глинистой подсвиты, по заключению Н. А. Саакян, имеют облик фауны хадумского горизонта, нижнеолигоценовый возраст которого в настоящее время не оспаривается. Отложения шорагбюрской свиты, кроме одноименной долины и примыкающих участков, где они обнажаются, были вскрыты буровыми скважинами, на разных глубинах в районе Канакер-Егвардского вулканического плато. Полученные данные показывают, что выделенные в составе шорагбюрской свиты литологические подсвиты фациально выдерживаются. Вместе с тем от района Шорагбюрской долины по направлению к северо-западу и юго-западу наблюдается уменьшение количества глинистых пород за счет увеличения песчаных фаций, а также уменьшения мощностей.

Так, в скважине № 4, расположенной в ущелье р. Раздан, мощность шорагбюрской свиты оказалась 700 м, а в скважине № 6, заложенной около 3 км к западу от четвертой скважины, мощность этой свиты не превышает 400 м. Западнее указанных пунктов, в районе с. Егвард, шорагбюрская свита выклинивается (скважина № 13).

Верхний олигоцен—нижний миоцен

На описанную шорагбюрскую свиту нижнего-среднего олигоцена несогласно налегает довольно мощная (600—700 м) свита красноцветных и пестроцветных озерно-континентальных отложений молассового типа, составляющих ацаванскую синклиналь и полукольцом окаймляющих шорагбюрскую антиклиналь с запада, северо-запада и юго-запада.

Буровыми скважинами доказано широкое площадное распространение отложений рассматриваемой свиты в Араратской котловине и на Канакер-Егвардском вулканическом плато. При этом бросается в глаза выдержанность фаций и мощностей отложений красноцветной свиты. Свита эта состоит из глин, порой гипсоносных, в основном песчанистых алевролитов серого, желтовато-бурого и кирпично-красного цветов, полимиктовых песчаников серого, зеленовато-серого и желтовато-серого цветов и рыхлых конгломератов, местами переходящих в галечники.

По литологическому составу красноцветная свита делится на две подсвиты—нижнюю и верхнюю.

В нижней из них преобладают песчаники и конгломераты, а в верхней—глины и алевролиты. Состав галечников и конгломератов разнообразен: встречаются обломки туфов, туфопесчаников, порфиритов, яшм, халцедона и, реже, интрузивных пород. Диаметр галек колеблется в пределах от 2—3 и до 15—20 см. Мощность отдельных пачек рыхлых конгломератов и галечников колеблется в пределах от 3 до 15 м. Цвет этих обломочных образований разнообразный, однако преобладают серый, зеленовато-серый, желтовато-серый и красно-бурый цвета, что и придает им пеструю окраску.

Наиболее характерными минералами описываемой красноцветной свиты, по А. И. Месропяну и И. Г. Гаспарян, являются гематит в ассоциации с магнетитом, составляющий в тяжелой фракции 40% и больше, а также биотит и циркон.

В разрезе красноцветных отложений южнее с. Ацаван встречаются пачки туфопесчаников и туфов.

В красноцветных породах не были встречены остатки ископаемой фауны и флоры, могущие служить основой для определения их возраста. Найдены только единичные экземпляры Radiolaria. Мы эту свиту относим, условно, к верхнему олигоцену—нижнему миоцену, на основании ее стратиграфического положения. Она налегает на фаунистически охарактеризованные отложения среднего олигоцена (шорагбюрская свита) и покрывается отложениями гипсо-соленосной свиты, относимой нами к среднему миоцену—среднему сармату.

По своему стратиграфическому положению и лито-фациальным особенностям красноцветная свита Ереванского бассейна обнаруживает большое сходство с красноцветной и пестроцветной свитами Нахичеванской мульды и Ахалцихского бассейна (Грузинская ССР), верхнеолигоцен-нижнемиоценовый возраст которых устанавливается более точно.

В Нахичеванской мульде красноцветная свита налегает на Абракунисскую вулканогенно-обломочную свиту нижнего-среднего олигоцена и покрывается фаунистически охарактеризованными отложениями тархан-чокракского возраста.

Установлено, что красноцветная и пестроцветная свиты Нахичеванской АССР вдоль северо-восточного борта Среднеараксинской впадины прослеживаются на запад до ст. Арарат. С другой стороны, доказано, что красноцветная свита Ереванского бассейна прослеживается к юго-востоку и обнаружена буровой скважиной в районе с. Двин, недалеко от ст. Арарат.

На участке с. Двин—ст. Арарат происходит общее погружение тектонических структур, в результате чего сопоставляемые свиты здесь скрыты под мощными плио-плейстоценовыми образованиями. Поэтому хотя их непосредственное смыкание на поверхности не видно, но тем не менее, по всем геологическим данным, нельзя сомневаться в том, что они здесь смыкаются.

Средний миоцен — средний сармат

Стратиграфически выше красноцветной свиты залегает мощная (свыше 1 км) свита соленосных отложений, вскрытая буровыми скважинами в окрестностях Еревана и на Канакер-Егвардском вулканическом плато. По литологическому составу она делится на три неравные по мощности подсвиты: ангидритовую, соленосную и гипсоносную. Наиболее полный разрез отложений соленосной свиты вскрыт Аванской опорной скважиной на северо-восточной окраине г. Еревана.

Здесь, на интервале глубины 1168—1204 м были встречены желтовато-серые и бурые глины с прослоями ангидрита (ангидритовая подсвита, по А. И. Месропяну), которые согласно залегают на подстилающих отложениях красноцветной свиты и связаны с ними постепенными переходами. В нижней части этой подсвиты тяжелая фракция минералов, по А. И. Месропяну, представлена почти одним пиритом. Отложения ангидритовой подсвиты были встречены и в других скважинах, заложенных на Канакер-Егвардском плато, при этом мощность ее варьирует в пределах 30—60 м.

Выше согласно залегают отложения собственной соленосной подсвиты. Сложена она мощными пластами каменной соли, перемежающимися с пачками и пластами светло-серых, темно-серых, а в низах разреза и желтовато-бурых глин. На северо-восточной окраине Еревана, в Аванской опорной скважине, отмечено внедрение в соленосную подсвиту пластовой залежи плотных, непористых базальтов, мощностью в 200 м.

По исследованиям А. И. Месропяна, в контакте указанных базальтов с соленосными отложениями глины видоизменены, приобретают рыжевато-бурый цвет, что обусловлено разложением пирита, а также наблюдается скопление скаполитов. По его же данным, характерной особенностью соленосной подсвиты является значительное содержание в ней ангидрита, из акцессорных минералов обнаружен циркон, а из рудных — магнетит.

Максимальная мощность соленосной подсвиты—900—1000 м констатирована в Аванской опорной скважине и в скважине № 7 у сел. Арамус. В скважине № 4 (ущелье р. Раздан) мощность ее составляет 700 м, а в скважине № 3, расположенной западнее последней—около 300 м. Резкое уменьшение мощности соленосных отложений происходит и по направлению к югу от г. Еревана, достигая в районе Паракар-Енгиджинского погребенного поднятия 40—50 м.

Стратиграфически выше залегают породы гипсоносной подсвиты, хорошо обнажающиеся по правому склону Джрвежского ущелья на всем его протяжении от района с. Джрвеж и до Еревана. В последнем они погружаются под аллювиально-пролювиальными отложениями Араратской котловины. Здесь отложения гипсоносной подсвиты, мощностью до 300 м, представлены серыми и желтовато-серыми, в низах разреза красно-бурыми, комковатыми глинами и, реже, песчаниками, перемежающимися с пластами и линзами (мощностью от 0,5 и до 10 м) гипса.

Тяжелая фракция минералов отложений гипсоносной подсвиты, согласно данным И. Г. Гаспарян и А. И. Месропяна, характеризуется содержанием целестино-пиритовой ассоциации.

Гипсоносные породы обнажаются также в ущелье р. Раздан (в ядре Разданской антиклинали, у Егвардского моста на правом берегу реки и на левом склоне ущелья у канала Канакергэс). Они также обнаружены буровыми скважинами в ряде мест Канакер-Егвардского плато. Мощность гипсоносной подсвиты в скважинах небольшая и варьирует в пределах от нескольких десятков метров и до 100—150 м. В районе Джрвежского ущелья отложения гипсоносной подсвиты лежат непосредственно на красноцветной свите; соленосная подсвита между ними отсутствует. Это обстоятельство обусловлено не трансгрессивным наложением гипсоносных отложений на красноцветные, а фаціальным замещением соли гипсоносными породами. Доказательством этого служит совершенно постепенный переход верхних горизонтов красноцветной свиты в гипсоносную без всяких следов перерыва, а также сравнительно большая мощность последней (300—400 м) по сравнению с мощностями тех же отложений, вскрытых в скважинах.

В породах гипсо-соленосной свиты остатков фауны и флоры не обнаружено. Возраст ее определяется на основании стратиграфического положения. Как уже указывалось, свита эта залегают согласно на красноцветную свиту верхнеолигоцен-нижнемиоценового возраста и покрывается фаунистически охарактеризованными отложениями верхнего сармата.

В составе спорово-пыльцевого комплекса, встреченного в отложениях гипсо-соленосной свиты, по Я. Б. Лейе, доминирующую роль играет пыльца сосновых (до 60%) — пихта, ель, сосна, кедр и др. Среди богато представленных листопадных и сережкоцветных древесных пород преобладают *Juglans*, *Carya*, *Pterocarya*, *Platycarya*, *Alnus*, *Salix*, *Carpinus*, *Fagus*, *Quercus*, *Ulmus* и др.

По заключению указанного исследователя, спорово-пыльцевой комплекс гипсоносной подсвиты в общем сходен со спорово-пыльцевым комплексом среднего миоцена (караган-чокрак) Предкавказья.

Для определения возраста соленосной свиты Среднеараксинской впадины более веские данные имеются в Нахичеванском соленосном бассейне. Здесь пласты каменной соли и гипса были обнаружены в фаунистически датированных отложениях карагана, конка, а также нижнего и среднего сармата.

Средний — верхний сармат

Над отложениями гипсо-соленосной свиты залегают пресноводные и морские отложения, мощностью свыше 1 км — разданская свита. Породы разданской свиты обнажаются в ущелье р. Раздан (на участке курорт Арзни—г. Ереван), а также в районах сс. Вохчаберд, Мангюс, Дзорахбюр, Джрвеж. Буровыми скважинами установлено также широкое, почти сплошное распространение этих отложений в пределах Ереванского соленосного бассейна.

Представлены эти отложения зеленовато-серыми, желтовато-серыми, местами красновато-бурыми, часто жирными комковатыми глинами, мергелями, аргиллитами и серыми, желтовато-серыми, мелко- и среднезернистыми, слабо известковистыми полимиктовыми песчаниками, с прослоями горючих сланцев (в нижней части разреза) и светло-серых и желтовато-серых, местами оолитовых известняков в верхней части разреза.

В отложениях разданской свиты выделяются три фаунистически охарактеризованных горизонта, различающихся также и по литологическому составу пород — «рыбный горизонт», «гастроподово-анодонтовый горизонт» и «мактровый горизонт».

Первый из указанных горизонтов залегает в основании разреза пресноводной подсвиты и представлен серыми, сланцеватыми глинами, мергелями и песчаниками с прослоями горючих сланцев. В сланцеватых глинах и мергелях в значительном количестве встречаются остатки ихтиофауны, среди которых В. В. Богачевым определены: *Clupea lanceolata* Н. v. Meyer, *Cl. ventricosa* Н. v. Meyer, *Atherina schelkovnikovna* Bog. Выше залегают породы с пресноводно-морской фауной гастропод и пелеципод. Эти отложения обнажаются у курорта Арзни и между с. Кетран и г. Ереван. Представлены они перемежающимися слоями желтовато-белых оолитовых известняков, тонкослоистых, темно-серых глин, мергелей и серых известковистых песчаников.

По А. И. Месропяну, в тяжелой фракции пород разданской свиты преобладающими минералами являются авгит (30—50%), обыкновенная роговая обманка, базальтическая роговая обманка, магнетит, биотит, циркон.

В породах описываемого горизонта и, в частности, в рыхлых песчаниках встречается богатая фауна пресноводных гастропод — *Melanopsis kleini* Kurr, *Hydrobia* sp., *Limnae* sp. и сравнительно мало пелципод — *Anodonta arziana* Vog., *Anodonta* sp. и ряд новых разновидностей рода *Unio*, среди которых Л. М. Радопуло (1953) определены *Unio hrazdanica* Radop., *Unio erevanica* Radop.

Над отложениями с пресноводной фауной лежат породы мактрового горизонта, которые по сравнению с подстилающими горизонтами имеют более широкое площадное распространение и содержат морскую фауну мактрид. Эти факты дают нам основание сделать заключение о некотором расширении среднеараксинского верхнемиоценового бассейна в верхнем сармате. Представлен этот горизонт зеленовато-серыми, желтовато-серыми, местами красновато-бурыми жирными глинами (часто монтмориллонитовыми) и алевролитами и серыми средне- и мелкозернистыми полимиктовыми песчаниками с прослоями желтовато-белых плотных известняков, местами переполненных раковинами однообразной фауны мактрид. Раньше В. В. Богачевым (1936) и затем нами (Габриелян, 1943) из этих отложений были определены *Mastra caspia* Eichw., *M. bulgarica* Toula, *M. nalivkini* Koles. В дальнейшем фауна мактрового горизонта монографически была обработана Л. М. Радопуло (1953). Ею определены *Mastra bulgarica* Toula, *M. crassicolis* Sinz., *M. bulgarica* Toula var. *elongata* Macar., *M. sinzovi* Pavl., *M. ketranica* Radop., *M. ketranica* Radop. var. *paffenholzi* Radop., *M. ex gr. caspia* Eichw., *M. caspia* Eichw. var. *aff. acuminata* Zhizh.

В различных горизонтах отложений разданской свиты встречается фауна остракод, среди которой С. А. Бубикян определены *Cyprideis sarmatica* (Zal.), *Cyprideis torosa-torosa* (Jones), *Hyocypris ex gr. bradyi* Sars., *Candonella schubinae* Mand., *Limnocythere* sp., *Candona* sp., *Eocypris hrazdanica* Bub., *Darvinula* sp. и мелких фораминифер, в составе которых Н. А. Саакян определены *Milicilidae*, *Nonion boueanus* (Orb.), *N. soldanii* (Orb.), *N. subgranosus* (Egger), *N. hrazdanicum* Sahak., *Elphidium* cf. *macellum* (Ficht. et Moll), *Bulimina pupoides* Orb., *Uvigerina asperula* Orb., *Bolivina fastigia* Cushm., *Rotalia beccarii* (L.), *Eponiles octocameratus* Subb., *Almaena hrazdanica* Sahak., *Globorotalia avanensis* Sahak. и др.

В разных горизонтах отложений разданской свиты, в основном в песчаниках и мергелистых глинах, встречаются остатки ископаемой флоры, в составе которой И. В. Палибиным (1939) определены: *Ficus zapgaei* Paulb., *Salix varians* Goepp., *S. integra* Goepp., *Juglans acuminata* Al. Br., *Carya bilinica* Ung., *Persea princeps* Heer, *Acer trilobatum* Sternb., *Robinia regelii* Heer, *Caesalpinia europae* Ung., *Cassia ambigua* Ung., *Lencothoe protogaea* Schomp., *Diospyros brachysepala* Al. Br.,

Quercus cf. elaeana Ung., *Populus mitabilis* Heer, *Carpinus grandis* Ung., *Laurus primigenia* Ung., *Cinnamomum schuchzeri* Heer, *Pinus* sp., *Glyptostrobus europaeus* Brongn., *Betula prisca* Utt., *Zelkova ungerii* Ett., *Podogonium knorrii* Heer, *P. latifolium* Heer, *Rhamnus heeri* Ett.

Приведенные выше комплексы фауны и флоры достаточно точно датируют сарматский возраст отложений разданской свиты. Что же касается более подробного ее расчленения (подразделения на горизонты), то пока можно убедительно говорить о наличии верхнесарматского горизонта, что подтверждается богато представленной мактровой фауной. Возможно, что нижняя часть разреза разданской свиты (анодонтово-гастроподовый и рыбный горизонты) принадлежит к среднему сармату, как это предполагает В. В. Богачев (1936, 1938), однако для доказательства такого предположения необходимы более веские палеонтологические данные.

По данным К. Н. Паффенгольца, в ущелье р. Раздан в мергелистых глинах большого тоннеля Канакергэс при его проходке было собрано большое количество фауны, среди которой Д. И. Добровольским определены *Donax dendiger* Eichw., *Mastra bulgarica* Toula, *M. caspia* Eichw., *Tapes vitalianus* d'Orb., *Hydrobia elongata* Eichw. и др. Однако последующими исследователями, работавшими после 1935 г. в ущелье р. Раздан, не удалось обнаружить в составе фауны разданской свиты *Donax dendiger*, *Tapes vitalianus*, которые могли бы указать на присутствие среднего и нижнего сармата.

О среднесарматском возрасте средней части разданской свиты свидетельствует состав спор и пыльцы. По Я. Б. Лейе, эти растительные остатки обнаруживают значительное сходство со среднесарматским спорово-пыльцевым комплексом восточной Грузии (почти одинаковый видовой и количественный состав березовых, ореховых и ильмовых).

В районе сс. Мангюс—Дзоратбюр—Вохчаберд, в небольшом ущелье Шорджри-дзор, в ядре антиклинальной складки обнажаются сланцеватые глины и песчаники с прослоями горючих сланцев (рыбный горизонт), которые выше по разрезу, по крыльям складки, сменяются желтовато-серыми песчаниками, жирными, зеленовато-серыми глинами и оолитовыми известняками. Здесь же, севернее дороги Вохчаберд—Мангюс, обнажаются плотные мергелистые желтовато-белые известняки и глины с *Hydrobia* sp., *Melanopsis* sp. (гастроподово-анодонтовый горизонт).

На склонах ущелий встречаются отдельные глыбы плотных, желтовато-белых окремненных известняков с раковинами *Mastra supernaviculata* Masar., *Mastra luxata* Zhizh., *M. sinzovi* Pavl. Эти отложения секутся дайкой черного ноздреватого базальта, у контакта которого сарматские отложения несут следы обжига.

В другом небольшом ущелье, у с. Мангюс, также обнажаются серые, довольно плотные мергелистые глины и желтовато-серые песчаники видимой мощностью 5—6 м.

В глинах встречается богатая ископаемая флора; по заключению

А. Л. Тахтаджяна, верхнесарматского возраста, а также ихтиофауна, в которой В. В. Богачевым определен *Ptolebias mutilus* Vog. К востоку от с. Джрвеж песчано-глинистые отложения разданской свиты согласно подстилаются и переслаиваются туфоосадочной, так называемой белесоватой свитой. Последняя обнажается на участке сс. Джрвеж—Вохчаберд, где породы ее резким угловым и азимутальным несогласием лежат на пенепленизированной поверхности различных горизонтов отложений гипсо-соленосной, красноцветной и шорагбюрской свит. Белесоватая свита, имеющая мощность около 200—300 м, представлена мелкообломочными и грубообломочными туфобрекчиями и туфоконгломератами андезито-базальтового состава, аггломератовыми туфами дацитового состава, туффитами, пемзовыми и другими туфогенными песчаниками, туфоалевролитами, туфогенными глинами, местами сильно гипсоносными, и другими туфоосадочными образованиями. В нижней части разреза выделяется пачка базальных конгломератов, состоящих из окатанных галек олигоценых, эоценовых и более древних пород.

В основании белесоватой свиты между сс. Джрвеж и Вохчаберд залегает покров (мощностью от 5 до 20—30 м) плагиоклазовых базальтов с мандельштейновой структурой. Вблизи с. Джрвеж имеются два потока последних, разделенных пачкой туфобрекчий. По исследованиям А. А. Адамян (1961), эти базальты характеризуются порфиоровыми выделениями авгита, при этом базальты нижнего потока карбонатизированы (оливин замещен карбонатом) в отличие от верхнего потока, характеризующегося хлоритизацией темноцветных минералов. Общими для обоих потоков являются их мандельштейновая текстура и заполнение пустот карбонатом.

Эти базальты были встречены также в буровых скважинах у с. Мангюс под сарматскими отложениями на глубине 210 м, а также в ущелье Шорджри-дзор. Восточнее с. Вохчаберд описанная белесоватая туфоосадочная свита, характеризующаяся преобладающим кислым составом пирокластолитов и светлым цветом, фациально замещается вулканогенной свитой, представленной туфобрекчиями, трахи-липаритового, дацитового и андезито-дацитового состава, туфами, аггломератами и реже туфопесчаниками, в которых вырыт знаменитый Гегартский монастырь. По-видимому, фацией описанной белесоватой свиты являются мощные экструзии липаритов, обсидианов, липарито-дацитов и их брекчии, слагающие вулканические массивы Б. и М. Спитак-сар в водораздельной части Гегамского вулканического нагорья. Последние и служили центрами извержения, давшими пирокластический материал вышеописанной белесоватой свиты. В районе с. Вохчаберд и Гегартского монастыря, а также на Гегамском нагорье белесоватая свита эрозионным несогласием покрывается другой вулканогенно-обломочной свитой, относимой к мио-плиоцену.

В различных горизонтах белесоватой свиты, главным образом в керне глин, доставленных буровой скважиной у с. Мангюс, Н. А. Саакян и

С. А. Бубикян определены *Globorotalia avanensis* Sahak., *Globigerina bulloides* d'Orb., *Cibicides boueanus* d'Orb., *Nonion subgranulosus* Egger, *Rotalia beccarii* (L.), *Bolivina* ex gr. *fastigia* Cushman., *Cyprideis sarmatica* Zal., *Cassidulina* sp., *Limocythere* sp., *Candona* sp., *Radiolaria* и рыбные остатки, датирующие сарматский возраст вмещающих отложений.

Нижний — средний плиоцен

Стратиграфически выше описанных разданской и белесоватой свит с эрозионным, а местами и угловым несогласием залегает другая вулканогенно-обломочная свита, известная в литературе под названием *вохчабердской*. Породы ее слагают *Вохчабердский хребет*, который тянется от района с. *Вохчаберд* до *Гегартского ущелья* и является водоразделом между бассейнами рр. *Раздан* и *Азат*. Обнаружены они также буровыми скважинами в ряде мест *Канакерского плато* под верхнеплиоценовыми долеритовыми базальтами. Свита эта пролювиально-вулканогенного происхождения и состоит из неравномерно чередующихся пачек грубообломочных и мелкообломочных, преимущественно андезитовых туфобрекчий, агломератовых туфов, туфоконгломератов, реже туфопесчаников и других туфогенно-терригенных отложений с максимальной мощностью до 500 м.

Как уже указывалось, породы *вохчабердской свиты* состоят из двух генетических разностей.

Одни пачки чисто пролювиального происхождения и состоят из грубообломочных и мелкообломочных конгломератов. Состав галек разнообразный: преобладают обломки различных эффузивных пород (базальты, андезиты, дациты) и туфогенных и нормально-осадочных образований.

Размер галек также сильно варьирует в пределах от нескольких сантиметров и до крупных валунов (2—3 м). Цементирующим веществом являются главным образом туфогенные и песчаные материалы. Местами в результате слабой цементации эти обломочные образования представлены в виде галечников.

Такие пролювиальные пачки хорошо развиты у с. *Вохчаберд*, где они вместе с туфобрекчиями образуют высокий обрыв, а также у с. *Мангюс*.

Характерными особенностями этих пролювиальных образований являются частое и быстрое уменьшение мощностей отдельных пачек и их выклинивание (т. е. их залегание в виде больших и малых карманов), изменчивость петрографического состава пород и косая слисистость, наблюдаемая в их более тонкослоистых разностях. Мощность отдельных пачек и линз колеблется в пределах от 1 до 20 м. Другие пачки представлены плотными пепельно-серого цвета туфобрекчиями, преимущественно андезитового состава. Размеры галек варьируют в пределах от нескольких сантиметров до 1 м, а местами и больше. Цементирующим

веществом является туфогенный материал. Мощность отдельных пачек туфобрекчий колеблется в пределах от 2 до 15 м.

В составе вохчабердской свиты в виде отдельных, местами довольно мощных прослоев встречаются агломератовые туфы, туфопесчаники и сцементированные пемзово-пепловые образования, которые по простиранию довольно быстро выклиниваются и замещаются другими разновидностями туфо-обломочных образований.

На участке сс. Вохчаберд—Мангюс в основании свиты в виде небольших (мощностью 1—3 м) линз встречаются сильно туфогенные глины и туффиты, являющиеся, по-видимому, продуктами размыва подстилающих сарматских отложений, обогащенными туфовым материалом. В отдельных горизонтах вохчабердской свиты редко встречаются плохо сохранившиеся остатки пресноводных и наземных гастропод—*Hydrobia*, *Melanopsis*, *Limpnaea*, *Planorbis*, явно безразличных для установления возраста вмещающих отложений.

Нижнеплиоценовый (мэотис-понт), возможно частично и среднеплиоценовый, возраст описанной вохчабердской свиты устанавливается на основании ее стратиграфического положения. Как уже указывалось, в Приереванском районе породы этой свиты несогласно перекрывают различные горизонты отложений разданской и белесоватой свит сарматского возраста, причем у с. Вохчаберд между вохчабердской и белесоватой свитами имеются эрозионные карманы, заполненные древними делювиальными глинами и пролювиальными наносами.

У с. Джрвеж, а по данным буровых скважин и в ряде мест Канакер-Егвардского вулканического плато, туфобрекчий вохчабердской свиты несогласно покрываются верхнеплиоценовыми лавами и озерными отложениями.

Верхний плиоцен

Породы верхнего плиоцена в Ереванском прогибе несогласно перекрывают различные горизонты вохчабердской пролювиально-вулканогенной свиты и песчано-глинистых отложений сармата и представлены тремя генетически различными группами — лавовыми образованиями, пресноводно-озерными отложениями и пролювиально-флювиогляциальными породами. Широким площадным распространением пользуются лавовые образования верхнеплиоценового возраста, слагающие обширное Канакер-Егвардское вулканическое плато, массивы гор Арагац, Араилер и Атис. [Буровыми скважинами доказано их широкое распространение в центральной части Араратской котловины, где они ныне скрыты под мощными озерно-речными отложениями постплиоцена.] В основании разреза этой вулканогенной свиты, мощность которой в районе Арагаца превышает 1 км, залегает покров темно-серых, черных, массивных, местами пористых базальтов долеритовой или полудолеритовой структуры.

В последние годы петрография эффузивных пород Приереванского района детально была изучена А. А. Адамян (1961). По ее данным, вы-

деляются два типа долеритовых базальтов — нижний и верхний потоки долеритов.

Нижние долериты обнажаются по правому берегу р. Раздан, в черте г. Еревана, напротив детской железной дороги и Канакергэс, и были обнаружены в ряде мест на Канакерском плато буровыми скважинами. Это темно-зеленоватого цвета полнокристаллические, плотные, в обнажениях хлоритизированные породы с отчетливо выраженной шаровой отдельностью.

Нижние долериты через оливиновые андезито-базальты переходят в верхние долериты, пользующиеся гораздо более широким распространением и характеризующиеся полнокристаллической, мелкозернистой структурой. В районе с. Джрвеж развиты авгитовые базальты, характеризующиеся преобладанием темноцветных минералов и порфировой структурой с крупными порфировыми выделениями авгита.

Западнее р. Раздан, в Егвардском плато, по данным А. А. Адамян, наиболее широким распространением пользуются гиперстеновые андезито-базальты и плагиоклазовые андезито-базальты, которые сменяются выше по разрезу гиперстен-роговообманковыми темно-серыми андезитами.

Мощность описанных лавовых образований сильно варьирует в зависимости от характера подлавого древнего рельефа; в среднем она составляет 20—30 м, однако, местами (в древних долинах), достигает 150—170 м (на северо-западной окраине г. Еревана). Еще большую мощность они имеют в районе гор. Араилер и массива гор. Арагац, являющихся центрами излияния верхнеплиоценовых лав.

В районе г. Арагац наблюдается один из наиболее полных разрезов верхнеплиоценовых вулканогенных образований. Нижним членом разреза являются темно-серые долеритовые базальты, обнажающиеся в ущелье р. Амберд у сел. Антарут и в верховьях р. Дали-чай (андезито-базальты). Здесь, как и в ущелье р. Касах (у с. Мугни), в толще базальтов имеется немощный (2—3 м) прослой туфа и пемзово-пеплового материала с галечниками в основании.

Выше по разрезу следует мощная (до 0,5 км) толща лавовых брекчий и агломератов базальтового и андезито-базальтового состава, обнажающаяся в кратере вулкана гор. Арагац, расположенном в ее вершинной части. Эти агломератовые образования, пласты которых имеют периклиналиное падение, местами гидротермально изменены и метаморфизованы (алунитизация, опалитизация, каолинизация, монтмориллонитизация), что характерно для областей проявления активного вулканизма.

Выше залегают дациты и андезито-дациты серого цвета мощностью около 300—400 м.

Стратиграфически вышележащая толща светло-серых дацитов, слагающая склоны гор. Арагац, лежит на туфах четвертичного возраста и поэтому должна быть отнесена к антропогену.

Мы полагаем, что слоистые туфогенные образования, слагающие макушки четырех вершин гор. Арагац, с отчетливо выраженным пери-

клинальным падением пластов, также являются более молодыми, чем верхнеплиоценовый и стратиграфически соответствуют пемзово-пепловым отложениям апаранской озерной толши. Эти рыхлые пирокласты, как и туфы, имеющие кислый состав, генетически тесно связаны с покрывающими их дацитовыми лавами и вместе с ними составляют единый формационный комплекс.

При вулканической деятельности кислой магмы сначала происходило выбрасывание пепельно-пемзового материала и туфа, а затем излияние дацитовой лавы. Значительно сходный с Арагацом разрез наблюдается в строении верхнеплиоценового лавового комплекса, слагающего стратовулкан Араилер. Центральная кратерная часть вулкана сложена слоистыми темно-серыми шлаковыми агломератами и лавовыми брекчиями с периклинальным падением пластов, пересекающимися многочисленными дайками андезито-базальтового, андезитового и дацитового состава. Мощность этой агломератовой толши около 350—400 м. Обломки состоят из андезито-базальтов и базальтов и переслаиваются с лавовыми потоками такого же состава. По простирацию указанные лавовые брекчии фациально замещаются лавовыми покровами. Склоны горы покрыты потоками лав андезито-базальтового, андезитового и андезито-дацитового состава, местами переполненными лавовыми шариками (миниатюрные бомбы, по Т. Ш. Татевосяну).

Продукты извержения вулкана Араилер слагают Егвардское вулканическое плато, где они бронируют рельеф на поверхности пород вочабердской вулканогенно-обломочной и разданской песчано-глинистой свит.

В северо-восточной части Ереванского прогиба над описанными долеритовыми базальтами залегает толща кислых лав, слагающих экстрезивные конусы гор. Атис и ряд других мелких возвышенностей. Толща эта представлена липаритами, липарито-дацитами, дацитами, серыми и черными обсидианами, липаритовыми туфами и туфобрекчиями, пемзовыми песками и песчаниками и другими кислыми эффузиями, переслаиваемыми в общем разрезе. В отличие от основных лав эти кислые эффузивы имеют локальное распространение, встречаясь в виде отдельных экстрезивных тел и субвулканов. Описанные верхнеплиоценовые основные лавы в различных местах Канакер-Егвардского плато, а по данным буровых скважин и в Араратской котловине, подстилаются и перекрываются различными пресноводно-озерными отложениями, представленными диатомитами, диатомитовыми глинами, пемзовыми песками и песчаниками и другими рыхлыми продуктами кислого состава вулканических извержений, отлагавшихся в озерных водоемах. Эти отложения, хорошо обнажающиеся у сс. Нурнус, Дзорахбюр, Элар и в других местах, обычно маломощные (до 10—15 м) и характеризуются диагональной и косой слоистостью.

Детальное петрографическое изучение указанных пемзово-пепловых образований П. П. Гамбаряном (1934) и Л. А. Варданянцем (1948) показывает, что они по происхождению связаны с извержениями липарито-

вой лавы гор. Атис. В диатомитах у с. Нурнус встречена была фауна млекопитающих, в составе которой В. В. Богачевым определены *Hipparion* sp. (совершенно сходный, по мнению В. В. Богачева, с гиппарионом из верхнеагчагыльских слоев Палан-Текаяна в Эльдарской степи), *Rhinoceros etruscus* Falc., *Mustella filholi* Gand., *Tragoceros* sp., *Lepus* sp., *Putarius* sp., *Gerbillus* sp.

В диатомитах, обнажающихся на участке между сс. Дзорахбюр и Шагаб, найдены остатки ископаемых рыб, среди которых В. В. Богачевым определены два новых вида: *Leuciscus oswaldi* Bog., *Alburnus gambariani* Bog. По его мнению, ихтиофауна указывает на верхнеплиоценовый возраст озерных диатомовых отложений, что подтверждается также микропалеоботаническими исследованиями В. С. Порецкого.

Верхнеплиоценовый (дочетвертичный) возраст описанных эффузивных образований датируется также археологическими данными. С. А. Сардаряном в районе гор. Артени, сложенной кислыми эффузиями, найдены обсидиановые орудия шельской и ашельской эпох (Сардарян, 1954).

В последние годы появились некоторые новые данные, свидетельствующие о том, что в Приереванском районе имеются и более древние, чем верхнеплиоценовые кислые лавы. По А. Н. Назаряну (1962) и нашим наблюдениям, на левом берегу р. Раздан, у сс. Авазан и Аргел кислые эффузии липаритового состава, выступающие в виде экструзивного конуса, обтекаются покровными базальтами верхнеплиоценового возраста и содержат ксенолиты сарматских глин, песчаников и оолитовых известняков.

Представляется вполне возможным, что большая нижняя часть разреза гор. Атис (липариты, обсидианы, пемзы и др.) также является доверхнеплиоценовой. Об этом свидетельствует наличие в привершинной части гор. Атис древней поверхности выравнивания, соответствующей тому пенеплену, который срезает вохчабердскую вулканогенно-обломочную свиту, в районе Канакер-Егвардского плато погребен под покровными верхнеплиоценовыми лавами и по возрасту относится нами к низам верхнего плиоцена.

Стратиграфическим и фациальным аналогом указанных кислых эффузивов, по нашему мнению, являются светло-серые пемзово-пепловые образования, обнажающиеся в ущелье р. Касах у с. Аштарак. Здесь эти кислые пирокластолиты перекрываются покровными долеритовыми базальтами верхнеплиоценового возраста и вместе с ними составляют отчетливо выраженную пологую брахиантиклинальную складку.

Таким образом, в свете этих данных возраст указанных кислых эффузивов следует определить как средний плиоцен. Однако соотношение их с вохчабердской вулканогенно-обломочной свитой остается еще неясным.

Вместе с тем можно не сомневаться в том, что вершинная часть (макушка) гор. Атис, сложенная дацитами, является по возрасту более мо-

лодой (верхнеплиоценовой-нижнечетвертичной) и генетически связана с вышеописанными озерными отложениями.

Примерно одновозрастными с описанными эффузивными образованиями и озерными отложениями являются мощные покровные галечники, широко развитые к востоку и юго-востоку от Еревана и составляющие Советашенское наклонное плато. По направлению к югу и юго-западу уровень Советашенской наклонной равнины постепенно снижается и в области среднеараксинской депрессии погружается под озерно-речные и аллювиально-пролювиальные отложения постплиоцена. К северо-востоку же, напротив, уровень галечных террас постепенно поднимается и у сс. Вохчаберд—Гегадир галечники вплотную примыкают к вохчабердской вулканогенно-обломочной свите. Можно не сомневаться в том, что эти галечники образовались за счет размыва пород вохчабердской свиты и других коррелятивных по составу вулканогенных образований, слагающих Гегамское нагорье, что подтверждается сходством состава их псефитовых частиц и геоморфологическими условиями распространения. Они состоят почти целиком из обломков андезитов (преобладают), андезито-дацитов, андезито-базальтов и других эффузивных пород, составляющих основную массу вулканогенных образований вохчабердской свиты. Мощность галечников варьирует в пределах от 1 до 70 м, в зависимости от характера древнего рельефа. В общем же по направлению к среднеараксинской депрессии наблюдается увеличение их мощности с одновременным уменьшением размеров псефитовых частиц.

Размер отдельных псефитовых частиц колеблется в пределах от 1 см до 1 м, редко встречаются валуны с диаметром больше 1 м. Отдельные частицы различных размеров встречаются в смешанном состоянии, залегая в виде беспорядочных нагромождений.

Для суждения о возрасте этих галечников имеются следующие данные:

1. Они слагают водораздельные участки рельефа и совершенно отсутствуют в долинах и ущельях. Это свидетельствует о том, что галечники образовались тогда, когда еще не существовало современного пересеченного рельефа Шорагбюрской долины и долины р. Азат. В районе Шорагбюрской антиклинальной долины, расположенной к востоку от Еревана, шестая терраса (самая древняя в этом районе), датирующаяся хозарской, врезана в советашенские галечники.

2. Галечники Советашенской террасы к югу погружаются под озерно-речные отложения Араратской котловины, в которых найдена ископаемая фауна млекопитающих миндель—миндель-рисского возраста—слой с *Elephas trogontherii* Falc.

3. Как уже указывалось, галечники Советашенской террасы образовались за счет размыва вохчабердской свиты ниже-среднеплиоценового возраста. Отсюда вытекает, что образование этих галечников по времени соответствует этапу размыва указанных вулканогенно-обломочных образований, происходившего после среднего плиоцена непосредственно вслед за их дислокацией и поднятием.

Известно, что долеритовые базальты бронируют слабо расчлененный рельеф, сформированный после дислокации вохчабердской свиты и ее аналогов. Поэтому можно говорить о приблизительной синхронности бронируемого долеритовыми базальтами рельефа и советашенских галечников. Такое предположение подтверждается данными буровых скважин, которые в ряде мест Канакерского плато вскрыли под долеритовыми базальтами галечные образования.

Эти данные позволяют считать, что процесс образования галечников начался до излияния долеритовых лав. Однако нахождение в ряде мест (например, у с. Джрвеж) галечных образований над покровом долеритовых базальтов свидетельствует о том, что накопление их продолжалось и после формирования Канакерского лавового плато.

Все приведенные данные показывают, что покровные галечники Приереванского района являются синхронными образованиями с лавами Канакерского плато и относятся к верхнему плиоцену.

Б. НИЖНЕАХУРЯНСКИЙ (ОКТЕМБЕРЯНСКИЙ) ПРОГИБ

Нижнеахурянский прогиб расположен в западной части Среднеараксинской впадины и отделяется от Ереванского прогиба Паракар-Енгиджинским погребенным горстовым поднятием. Поверхностными обнажениями и буровыми скважинами установлено мощное развитие в Октемберянском прогибе молассовых и соленосных отложений миоценового возраста, которые, однако, палеонтологически плохо охарактеризованы. Поэтому предлагаемая схема их стратиграфического расчленения является предварительной, ибо она основана только на региональных сопоставлениях и скудных палеонтологических данных.

Сводный разрез заполняющих Нижнеахурянский прогиб отложений представлен в следующем виде.

Верхний олигоцен — нижний миоцен

Отложения этого возраста были встречены в Октемберянской опорной скважине на интервале глубин 2070—2730 м и представлены красноцветными обломочными породами — конгломератами, песчаниками, алевролитами, песчанистыми глинами и др., которые по своему минералогическому составу и другим лито-фациальным особенностям обнаруживают полное сходство с отложениями красноцветной свиты Ереванского прогиба. Возраст этой свиты, как уже указывалось выше, определяется как верхний олигоцен — нижний миоцен.

Средний миоцен — средний сармат

Выше указанной красноцветной свиты залегает мощная (свыше 2000 м) свита песчано-глинистых молассовых образований — **октемберянская свита**, — которая обнажается в ущелье р. Аракс, на участке впадения р. Ахурян в р. Аракс; она была вскрыта также в ряде скважин.

А. И. Месропян подразделяет октемберянскую свиту по литологическим признакам на три толщи. Нижняя толща мощностью около 450 м,

по его данным, представлена чередующимися пачками темно-серых, зеленовато-серых и желтовато-серых плотных, порой песчанистых глин, алевролитов, среднезернистых и мелкозернистых серых полимиктовых песчаников с включениями углефицированных остатков растений, рыбьих чешуй и тонкостворчатых раковин гастропод. В низах толщи песчаники становятся грубозернистыми и ниже по разрезу переходят в гравелиты и конгломераты.

Вторая толща мощностью около 1400 м сложена в основном песчаниками, местами слабокарбонатными, красновато-бурыми и желтовато-серыми глинами с прослоями туфогенных песчаников.

Верхняя, третья толща мощностью около 200 м состоит из желтовато-серых туфогенных песчаников, песчанистых глин, алевролитов, конгломератов с гальками эффузивных и метаморфизованных пород и известняков-ракушечников, сложенных раковинами пресноводных гастропод и пелеципод.

По А. И. Месропяну, характерными минералами для октемберянской свиты являются полевые шпаты, кварц, иногда глауконит и вулканические стекла в легкой фракции, а в тяжелой фракции преобладают пирит, марказит, барит, магнетит и др.

Описанная свита палеонтологически плохо охарактеризована, поэтому возраст ее определяется разными исследователями по-разному. В различных горизонтах песчаников и известняках-ракушечниках верхней толщи, сравнительно редко и в песчаниках второй толщи, встречается пресноводная фауна гастропод и пелеципод, среди которых В. В. Богачевым и А. И. Шишкиной (1915) определены *Bythinia ventricosa* Gray., *Melanopsis luceinoides* Ol., *Unio* cf. *moldavensis* Hoern., *U. flabellatus* Goldf., *U. mactrella* Bog. Из растительных остатков, содержащихся в глинистых разностях пород, ими указываются *Cinnamomum lanceolatum* Ung., *Potamogeton natans*, *P. crispus*.

В глинах и алевролитах С. А. Бубикян определены остатки остракод: *Herpetocypris achurianica* sp. n., *Candonella schubinae* Mand., *Hyocypris* ex gr. *brady* Sars., *Darvinula stevensoni* Brady, *Candona* ex gr. *angulata* и др.

Указанные ископаемые фауны недостаточны для установления возраста вмещающих отложений. Поэтому для разрешения данного вопроса геологи основывались на общегеологических данных и региональных сопоставлениях. К. Н. Паффенгольц относит октемберянскую свиту к эоцену, так как она несогласно перекрывается покровными базальтами Карырашенского плато, относящимся им к олигоцену.

А. Т. Асланян сопоставляет октемберянскую молассовую свиту с ширакской свитой Куринской депрессии, возраст которой определяется как мэотис-понт (Асланян, 1958).

Мы считаем наиболее вероятным среднемиоценовый-среднесарматский возраст рассматриваемой свиты по следующим соображениям.

Отложения указанной свиты интенсивно дислоцированы, причем углы падения пластов в среднем составляют 20—30°, в то время как

послесарматские отложения в других районах Малого Кавказа дислоцированы очень слабо. Кроме того, буровыми скважинами установлено, что над отложениями октемберянской свиты лежат соленосные отложения, покрывающиеся в свою очередь слоями с верхнесарматской фауной. Нижний предел возраста описываемой свиты определяется тем, что она налегает на породы красноцветной свиты нижнего миоцена—верхнего олигоцена.

При таком решении вопроса верхнюю толщу (с пресноводной фауной) октемберянской свиты можно сопоставить с анодонто-гастроподовым горизонтом разданской свиты Ереванского бассейна, среднюю толщу (с рыбными остатками)—с рыбным горизонтом последней, а нижнюю толщу—с соленосной свитой последнего.

Верхний миоцен (средний—верхний сармат)

Стратиграфически выше отложений октемберянской свиты, по данным буровых скважин, залегает соленосная свита, мощностью от 100 до 290 м. Свита эта представлена зеленовато-серыми, пластичными глинами и реже аргиллитами и песчаниками с пластами каменной соли и реже гипса (в верхней части разреза). Наибольшей мощности соленосная свита достигает в правобережной части р. Аракс, в мульдовой части Кульпинского прогиба (Кульпинское месторождение каменной соли).

В. В. Богачев (1961), сопоставляя данные А. А. Барбота де Марни и А. И. Марголиуса, следующим образом представляет разрез соляной горы близ Кульпа (сверху вниз):

1. Глины и мергели с растительными остатками (*Salix*).
2. Гипсоносные глины.
3. Залежь каменной соли мощностью около 20 м (до 22 м).
4. Красновато-бурые мергели с глиной мощностью от 1,3 до 2,5 м.
5. Второй пласт соли—25 м.
6. Буровато-серые мергели, глины с гипсом, костями и зубами небольших позвоночных.
7. Третий пласт соли—25 м. В прослойках глины встречены *Cerithium pictum*.
8. Красновато-серая глина с солью и гипсом—5,2 м, с раковинами *Paludina* sp. (по-видимому, это *Bythinia*—В. Б.).
9. Четвертый пласт соли—37 м.
10. Зеленовато- и красновато-серые глины, заключающие пятый пласт соли мощностью около 20 м, но вся эта глинистая толща имеет мощность 43 м. Марголиус указывает на наличие в этой толще *Venus cincta* Eichw., *Venerupis abichi* Andr., *Tapes gregarius* Partsch., *Cerithium pictum* и др.
11. Серые, красные, желтые глины, мергели, песчаники и конгломераты с опечатками листьев *Salix*, раковинами *Helix*, *Melanopsis*, *Unio*, *Bythinia* (по Барботу де Марни) или с богатой морской фауной (по

Марголиусу): *Cardium*, *Tapes*, *Venus*, *Venerupis*, *Cerithium*, *Fusus* и пресноводными *Melanopsis acanthica* Neum., *M. vindobonensis* Fuchs., *Planorbis cornu* var. *mantelli* Dunk. Эти слои залегают на нуммулитовых известняках.

Верхний миоцен (верхний сармат)

Соленосные отложения выше сменяются горизонтом мощностью около 80 м зеленовато-серых жирных глин с редкими прослоями песчаников и алевролитов, вскрытым буровыми скважинами.

В отложениях нижней части этого горизонта были встречены следующие представители фауны остракод, определенные Д. А. Агаларовой: *Lymnocythere noraschenensis* Voroschilova, *Candona pseudocircumflusa* Voroschilova, *Hyocypris bradyi* Sars., *Ovulites* sp., *Ovulites sarmaticus* Chalilov., *Cibicides amphisyliensis* Andreae, *Cyprideis littoralis* Brady, *Cyprideis punctulatula* Brady.

Найдены также переотложенные фораминиферы из палеогеновых отложений. Указанная фауна точно датирует верхнесарматский возраст указанного глинистого горизонта и вместе с тем дает основание коррелировать его с сарматскими (в частности с верхнесарматскими) отложениями Ереванского бассейна (разданская свита).

Верхний плиоцен

На размытой поверхности различных горизонтов описанных отложений верхнего сармата и октемберянской свиты несогласно налегают покровные базальты и андезито-базальты, имеющие местами мощность до 200 и более метров и слагающие обширное Кармрашенское вулканическое плато.

По исследованиям А. И. Месропяна, структура базальтов долеритовая; основными породообразующими минералами являются полисинтетически сдвойникованные плагиоклазы; пироксен представлен чаще авгитом, встречаются также мелкие зернышки магнетита. Выше по разрезу базальты переходят в андезито-базальты, а затем в андезиты. В районе ст. Арагац выше андезито-базальтовых лав залегают кислые эффузивы—дациты, липарито-дациты, липариты, обсидианы, перлиты и различные пемзово-пепловые образования, слагающие экструзивный конус горы Артени.

На восточном склоне указанной горы С. А. Сардаряном найдены орудия первобытного человека шель-ашельского времени, изготовленные из обсидианов. Этим фактом датируется верхний возрастной предел описанных лавовых образований. Они являются синхронными образованиями со сходными по петрографическому составу лавовыми образованиями Канакер-Егвардского плато, где их верхнеплиоценовый возраст устанавливается более точно. Нижнеахурянский прогиб отделяется от Ереванского бассейна подземным выступом эопалеозойского консолидирован-

ного субстрата, расположенным на участке сс. Енгиджа—Паракар, между Ереваном и Эчмиадзином. Палеогеновые и неогеновые отложения Паракар-Енгиджинского горстового поднятия характеризуются резко сокращенными мощностями, при полном выклинивании отложений отдельных ярусов и горизонтов.

Сводный разрез на этом участке представлен в следующем виде.

Над черными, темно-серыми, двуслюдисто-гранатовыми кристаллическими сланцами эопалеозоя, вскрытыми на глубинах 500—600 м, трансгрессивно залегают серые песчаники с прослоями зеленых глин и аргиллитов с общей мощностью 140 м. В глинах и песчаниках были обнаружены мелкие фораминиферы и нуммулиты среднеэоценового возраста. Выше залегают темно-серые и желтовато-серые карбонатные глины с прослоями известковистых песчаников с фораминиферами верхнеэоценового возраста. Мощность около 100 м. Далее по разрезу следуют песчано-глинистые отложения нижнего-среднего олигоцена мощностью около 100 м. Стратиграфически выше залегают красноцветные молассовые отложения верхнего олигоцена—нижнего миоцена, которые местами (у с. Тазагюх) лежат на породах эоцена. Мощность красноцветной свиты большая и колеблется в пределах 200—600 м.

Выше следуют отложения гипсо-соленосной свиты среднего миоцена—среднего сармата мощностью до 100 м, которые покрываются глинами и песчаниками верхнего сармата мощностью около 50 м.

Таким образом, суммарная средняя мощность палеогеновых и миоценовых отложений в районе указанного погребенного горстового поднятия составляет всего лишь 900—1000 м, т. е. составляет одну пятую часть мощности палеогеновых и неогеновых отложений Ереванского прогиба.

В. БАССЕЙН р. ВЕДИ И СМЕЖНЫЕ РАЙОНЫ АРАРАТСКОЙ КОТЛОВИНЫ

Следующим районом широкого развития палеогеновых и частично неогеновых отложений в Армянской ССР является бассейн р. Веди с его притоками, расположенный в 50 км к юго-востоку от Еревана, в южных предгорьях Гегамского нагорья. Палеогеновые отложения рассматриваемого района характеризуются полнотой разреза и наличием нормально-морских фаций с богатой и разнообразной фауной. Они составляют синклинальную структуру долины р. Шагап, а также слагают ряд брахиантиклинальных и брахисинклинальных складок, расположенных к западу от среднего течения р. Веди. Сводный разрез палеогеновых и неогеновых отложений бассейна р. Веди и смежных районов представлен следующим образом.

Датский ярус—палеоцен

Отложения этого возраста обнажаются к западу от р. Веди, слагая крылья ряда брахиантиклинальных складок. Местами они согласно сме-

няют отложения маастрихтского яруса, но в других участках с угловым и азимутальным несогласием перекрывают различные горизонты турона, коньяка и сантона.

Наиболее полный разрез отложений даний-палеоцена обнажается к северо-западу от с. Чиманкенд. Здесь, в сводовой части небольшой брахиантиклинальной складки, расположенной к югу от г. Кетуз, обнажаются плотные, желтовато-серые, массивные, плитчатые мергели, известняки и известковистые песчаники с маастрихтской микрофауной—*Globotruncana arca*, *Gl. rozetta*, *Globigerina edita*, а также морские ежи и иноцерамы.

Выше совершенно согласно залегает флишевая свита (мощностью до 350 м) терригенных осадков—кетузская свита,—относящаяся по возрасту к датскому ярусу и палеоцену.

От сводовой части указанной антиклинальной складки по направлению к с. Чиманкенд нами записан следующий восходящий разрез указанной свиты.

1. Перемежающаяся толща плотных, массивных, тонкоплитчатых, серого цвета полимиктовых песчаников и рассланцованных тонкослоистых алевролитов зеленовато-серого цвета. Общая мощность около 50—60 м.

2. Известняки плотные, массивные, равномернозернистые, отчасти песчанистые—5—6 м.

3. Песчаники известковистые, тонкослоистые, темно-серого цвета—5 м.

Перерыв.

4. Конгломераты, внизу грубообломочные, переходящие выше в мелкогалечные разности. Размер галек колеблется в пределах от 0,5 см и до 0,5 м. Последние состоят преимущественно из обломков палеозойских и меловых известняков, эффузивных пород, а также из описанных выше подстилающих пород. Инеродные гальки хорошо окатаны, а местные менее окатаны, часто угловаты.

Залегание конгломератов явно трансгрессивное, что доказывается волнистым характером контакта с подстилающими отложениями, карманным залеганием ее нижних слоев, а также присутствием в составе галек пород нижележащих слоев. Мощность около 3—4 м.

5. Пачка чередующихся тонкозернистых, известковистых, толсто-слоистых и тонкослоистых, рассланцованных, полимиктовых песчаников серого цвета—8—10 м.

6. Мелкогалечные конгломераты—1,5—2 м.

7. Песчаники полимиктовые, среднезернистые, серого цвета—5 м.

8. Микроконгломераты (гравелиты)—1 м.

9. Песчаники мелкозернистые, известковистые—15 м.

10. Известняки плотные, массивные, грубозернистые, песчанистые, с включениями мелких обломков песчаников—3 м.

11. Чередование мелко- и среднезернистых серых песчаников и желтовато-серых известняков—15—20 м.

12. Конгломераты, плотно сцементированные, с хорошо окатанными

гальками палеозойских и меловых известняков, кварцитов и других пород—6—7 м.

13. Известняки брекчиевидные, очень плотные, массивные, грубо-слоистые, серого цвета—2—3 м.

14. Тойкослоистые, рассланцованные, тонкозернистые, отчасти известковистые песчаники и алевролиты темно-серого цвета с фукоидами и иероглифами—2—3 м.

15. Толща голубовато-серых, однородных, равномернозернистых, тонкослоистых песчаников и алевролитов с тонкими прослоями более плотных, известковистых, желтовато-серых песчаников и известняков с флишевыми знаками—150 м.

16. Конгломераты с гальками палеозойских и меловых пород—3—4 м.

17. Перемежающаяся толща тонкослоистых, голубовато-серых, мелкозернистых, полимиктовых, глинистых песчаников и более плотных известковистых, желтовато-серых песчаников с многочисленными, хорошо сохранившимися флишевыми знаками—50—60 м.

В отдельных горизонтах описанных пород, главным образом в верхней половине разреза, изобилуют различные знаки фукоидов. На нижней поверхности мелкозернистых известковистых песчаников встречаются пересекающиеся диаглифы, а также крупные и мелкие валикообразные и хребтикообразные гиероглифы.

В нижних горизонтах кетузской свиты (слои 1—3) Ю. А. Мартиросян определен следующий комплекс фауны мелких фораминифер, характерный для датского яруса: *Marginulina planicostata* sp. n., *Flobellina rugosa* Orb., *Gyroidina sparski* White, *Ammodiscus incertus* (Orb.), *Gaudryna retusa* Cushman., *Valvulineria allomorphinoides* (Reuss), *Stensioina caucasica* Subb., *Globorotalia membranacea* (Ehr.) *Truncorotalia conotruncata* Subb., *Globigerina varianta* Subb., *G. compressa* Plum., *G. edita* Subb.

В отложениях средней и верхней части свиты ею определены *Loxotomum applinae* (Plum.), *Bulimina aculata* Orb., *Charltonina subbotinae* sp. n., *Globorotalia angulata* White, *G. membranacea* (Ehrenb.), *Globigerina pseudobulloides* Plum., *G. triloculinoides* Plum., *G. varianta* Subb., *Anomalina acuta* Plum., *Ammodiscus incertus* Orb., *Valvulineria allomorphinoides* Reuss, датирующие палеоценовый возраст вмещающих отложений.

Другой характерный разрез дат-палеоценовых отложений имеется к северу от районного центра с. Веди. Здесь, на мергельно-известняковых отложениях верхнего сенона, без видимого углового несогласия, но явно трансгрессивно, залегает мощная (до 1 км) свита разнозернистых песчаников, гравелитов и конгломератов, перекрывающаяся фаунистически охарактеризованным нижним эоценом.

По литологическому составу и по цвету пород свита эта подразделяется на три подсвиты:

а) Нижняя темно-серая подсвита представлена чередованием темно-

серых и грязно-зеленовато-серых песчаников и конгломератов. Здесь выделяются три типа песчаников: песчаники мелкозернистые, плотные слабо глинистые, имеющие местами шаровую отдельность; песчаники среднезернистые, сравнительно более рыхлые, тонкослоистые, с плитчатой отдельностью и песчаники грубозернистые (гравелиты), богатые включениями зеленых минералов. Все они имеют полимиктовый характер.

Конгломераты крупнообломочные и мелкообломочные с размерами галек от нескольких и до 20—30 см. Гальки состоят преимущественно из обломков темных плотных палеозойских и верхнемеловых известняков, мергелей и песчаников, реже встречаются обломки интрузивных пород основного состава. Цементирующим веществом является в основном песчанистый материал. Мощность этой подсвиты около 300 м.

б) Средняя подсвита мощностью также до 300 м сложена темно-серыми тонкослоистыми сланцеватыми песчанистыми глинами и зеленовато-серыми плитчатыми средне- и грубозернистыми песчаниками с многочисленными включениями зеленых минералов. В верхах подсвиты появляются конгломераты.

в) Верхняя подсвита состоит из перемежающихся слоев глин, аргиллитов и алевролитов зеленовато-серого цвета с прослоями серых, мелкозернистых, местами средне- и грубозернистых, плотных песчаников общей мощностью до 300 м.

Стратиграфически выше третья подсвита постепенно, через разности известковистых песчаников и песчанистых известняков, переходит в желтовато-белые известняки, содержащие нуммулиты нижнего эоцена. Этим определяется верхний предел возраста указанной терригенной свиты.

К северу от бассейна р. Веди отложения описанной свиты фациально замещаются туфогенным флишем, широко развитым в Ереванском прогибе. К востоку от р. Веди отложения дат-палеоценового возраста выпадают из разреза, в результате чего ниже-среднеэоценовые отложения непосредственно лежат на верхнемеловых и палеозойских породах.

Нижний эоцен

Отложения нижнего эоцена трансгрессивно залегают на различных горизонтах пород древнего возраста—от палеоцена и до верхнего палеозоя.

Один из характерных разрезов нижнего эоцена имеется к северо-западу от с. Чиманкенд, по северо-западному крылу Шагапской синклинали. Здесь, на флишевых отложениях палеоцена (кетузская свита) трансгрессивно и с угловым и азимутальным несогласием залегают:

1. Базальный конгломерат с окатанными гальками палеозойских, меловых и дат-палеоценовых пород—6—7 м;
2. Желтовато-серые грубозернистые песчаники, сменяющиеся выше

по разрезу средне- и мелкозернистыми известковистыми песчаниками—50—60 м.

В составе мелких фораминифер, встреченных в песчаниках, Ю. А. Мартиросян определены *Globorotalia crassata* (Cushm.), *Globigerina triloculinoides* Plum., *Anomalina* aff. *Hantk.*, *Truncorotalia aragonensis* (Nutt.).

3. Светло-серые и желтовато-серые плотные, плитчатые, порой окремненные, нуммулитовые известняки мощностью до 10 м с *Nummulites planulatus* Lam., *N. globulus* Leym., *N. lucasi* Douv., *N. murchisoni* Brun. (B), *Discocyclusina* sp.

Приведенный комплекс фауны крупных и мелких фораминифер точно датирует нижнеэоценовый возраст вмещающих отложений.

К северу от районного центра с. Веди нижнеэоценовые желтовато-серые массивные грубослоистые известняки с вышеуказанной нуммулитовой фауной без базальных слоев в основании лежат на различных горизонтах сенона и в рельефе образуют крутые, вертикально стоящие обрывы высотой 10—15 м.

Другой характерный разрез нижнего эоцена в известняковой фации имеется в бассейне р. Шагап, на юго-западном крыле Шагапской синклинали. Здесь, по линии развалин с. Зинджирлу—с. Шагап наблюдается следующий восходящий разрез:

1. Базальный конгломерат мощностью до 10 м, обнажающийся в ущелье Кармир Ванк, к северу от с. Зинджирлу. Гальки состоят преимущественно из обломков палеозойских (девон-пермь) известняков, кварцитов, песчаников, а также верхнемеловых пород. Цементирующим веществом является известковисто-песчаный материал.

2. Известняки грубозернистые светло-серого цвета с мелкими нуммулитами—20 м.

3. Известняки органогенные (нуммулитово-дискоциклиновые) светло-желтоватого цвета 30 м.

4. Известняки массивные, грубослоистые, плитчатые, желтовато-белого цвета 10 м.

5. Известняки массивные, плотные, порой окварцованные, розовато-белого цвета 5 м.

В различных горизонтах описанной известняковой свиты встречаются *Nummulites globulus* Leym., *N. planulatus* Lam., *N. lucasi* d'Arch., *N. atacicus* Leym. (A, B), *N. aquitanicus* Brun., датирующие нижнеэоценовый возраст вмещающих отложений.

Средний эоцен

Отложения среднего эоцена местами согласно сменяют подстилающие породы нижнего эоцена, но в большинстве случаев трансгрессивно перекрывают различные горизонты более древних образований.

Один из полных разрезов отложений рассматриваемого возраста наблюдается по северному склону Урцского хребта (юго-западное крыло

Шагапской синклинали). Здесь средний эоцен представлен двумя неравными по мощности свитами: нижней—известняковой и верхней—песчано-глинистой.

Разрез известняковой **урцской свиты** представлен в следующем виде.

На вышеописанных известняках нижнего эоцена согласно залегают:

1. Известняки кристаллические, неравномерно-грубозернистые с включениями плохо окатанных мелких обломков инородных пород, местами переходящие в гравелиты светло-серого цвета—5 м.

2. Известняки плотные, массивные, органогенные, желтовато-белого цвета 10 м.

3. Известняки кристаллические, массивные, равномерно-мелкозернистые, органогенные, розоватого и красноватого цвета 5 м.

4. Известняки плотные, слоистые, нуммулитовые, желтовато-белого цвета 10 м.

5. Известняки тонкоплитчатые, нуммулитовые, желтовато-серого цвета 20 м.

В различных горизонтах урцской известняковой свиты встречается богатая нуммулитовая фауна: *Nummulites laevigatus* Brug. (A, B), *N. lucasi* d'Arch., *N. granifer* Douv., *N. atacicus* Leym. (A, B), *N. partschi* de la Harpe, *N. purchisoni* Brun., *Assilina* cf. *spira* de Roiss, *N. globulus* Leym. (A), характеризующая среднеэоценовый возраст (нижняя часть среднего эоцена) вмещающих отложений.

В шлифах были встречены *Rotalidae*, *Textularidae*, *Discocyliina*, *Lithothamnium*.

К востоку от развалин с. Зинджирлу эта известняковая свита резко уменьшается в мощности, а у с. Биралу—выклинивается. Далее к востоку от указанного села она вновь появляется и в едином комплексе с подстилающими нижнеэоценовыми известняками непрерывно прослеживается до западного Айоцдзора.

Стратиграфически выше залегает более мощная (до 500 м) песчано-глинистая свита—**чиманкендская свита**,—также среднеэоценового (верхняя часть среднего эоцена) возраста. Полные разрезы этой свиты обнажаются по юго-западному и северо-восточному крыльям Шагапской синклинали.

На первом из указанных участков, по северному подножью Урцкого хребта, по линии развалин с. Зинджирлу—с. Шагап, на продолжении разреза известняковой свиты нами описан следующий разрез (снизу вверх) песчано-глинистой свиты.

1. Известняки зеленовато-серые с включениями зеленых минералов 3—4 м.

2. Глины плотные, рассланцованные, темно-серые 5—6 м.

3. Мергели грубослоистые, плотные, массивные, желтовато-серого цвета 2 м.

4. Глины плотные, рассланцованные, темно-серые 2 м.

5. Алевролиты сланцеватые, зеленовато-серого цвета 0,5 м.

6. Песчаники полимиктовые, плотные, среднезернистые, грязно-зеленоватого и желтовато-серого цвета 1 м.
7. Алверолиты и песчанистые глины, комковатые, зеленовато-серого цвета 10 м.
8. Переменяющаяся толща тонкослоистых, сланцеватых, тонкоплитчатых, зеленоватого цвета глин, алевролитов и тонкозернистых песчаников мощностью до 200 м.

9. Мощная (более 200 м) толща темно-серых и желтовато-серых глин и алевролитов с тонкими (20—30 см) прослоями желтовато-серых, желтовато-белых, порой песчанистых, плотных нуммулитовых известняков. Среднеэоценовый (верхняя часть) возраст описанной песчано-глинистой свиты обосновывается богатой фауной нуммулитов—*Nummulites perforatus* Montf. (A, B) var. *perforata* Montf., *N. perforatus* Montf. var. *renevieri* Montf., *N. gizehensis* Forsk., *N. bronngiarti* d'Arch., *N. millecaput* Voub. (единичные), *N. atacicus* Leym., *N. striatus* Brug. (единичные), встречающихся в известняках и известковистых песчаниках по всему разрезу, и мелких фораминифер, среди которых Н. А. Саакян определены: *Globorotalia aragonensis* Nutt., *Gl. crassaeformis* Gal. et Wissl., *Hantkenina liebusi* Schokh., *Globigerinoides conglobatus* Brady.

В низах свиты найдена также *Spondylus* cf. *radula* Lamk., *Rimella* sp., *Ostrea* (*Gigantostrea*) *gigantica* Sol. К востоку от района описанного разреза, на участке сс. Зинджирулу—Биралу, вследствие выклинивания подстилающей известняковой свиты, эта песчано-глинистая свита непосредственно лежит на размытой поверхности отложений верхнего палеозоя. Здесь (у с. Биралу), в основании разреза песчано-глинистой свиты, залегает пачка мощностью в 4—5 м желтых и розоватых, очень плотных, плитчатых известковистых мергелей, которая прослеживается на больших расстояниях и в некоторой степени служит маркирующим горизонтом для проведения нижней границы этой свиты. Выпадение из разреза известняковой свиты и непосредственное налегание песчано-глинистой свиты на палеозой обусловлено существованием на этом участке (район сс. Биралу—Зовашен) зоны поднятия, поперечной к Шагапской синклинальной депрессии и отделяющей Шагапский прогиб от Айюцзорского геосинклинального прогиба. Существование этого поднятия (в палеогеновое время) доказывается также уменьшением мощностей и выпадением из разреза отдельных горизонтов отложений верхнего эоцена и олигоцена.

На северо-западном крыле Шагапской синклинали, в разрезе описанной песчано-глинистой свиты, песчаники становятся сильно преобладающими над глинами, при этом свита приобретает флишевый характер. Здесь, к северо-западу от с. Чиманкенд, песчано-глинистая флишевая свита среднего эоцена имеет следующий разрез снизу вверх:

1. Базальные конгломераты с хорошо скатанными гальками подстилающих нижнеэоценовых известняков—2—3 м.
2. Горизонт зеленых и голубовато-зеленых тонко- и среднезернистых то плотных, то рыхлых туфогенных песчаников мощностью 60—70 м.

Этот горизонт, отчетливо выделяющийся своим ярко-зеленым цветом, пользуется региональным распространением не только в бассейне р. Веди, но и в других районах Армянской ССР (западный Айоцзор, Севано-Ширакский синклиорий) и является маркирующим для установления нижней границы среднего эоцена.

3. Ритмичное чередование тонко- и грубослоистых полимиктовых, мелко- и среднезернистых песчаников голубовато-зеленого цвета и рассланцованных грязно-зеленоватого цвета аргиллитов. В минералогическом составе песчаников значительную роль играют полуокатанные обломки кварца, свежего полевого шпата и хлорита. Подчиненную роль играют рудные минералы. Цемент в основном известковистый, порой туфогенный.

На нижних поверхностях пластов песчаников, в разных горизонтах описываемой флишевой толщи, имеющей мощность около 300 м, изобилуют характерные для флишевой формации текстурные знаки—овальные, языкообразные, хребтикообразные и другие более сложные гиероглифы. В песчаниках изредка встречаются *N. atacicus* Leym., *N. partschi* de la Harpe.

4. Толща мощностью до 100 м серых комковатых известковистых глин с прослоями известковистых песчаников и желтовато-серых нуммулитовых известняков.

В отдельных горизонтах этой толщи, преимущественно в известняках, встречается богатая фауна крупных фораминифер, среди которых наиболее характерными являются: *N. perforatus* Montf., *N. gizehensis* Forsk., *N. millecaput* Boub. (B), *N. brongniarti* d'Arch., *N. distans* Desh. (A, B), *N. irregularis* Desh. (B), а также *Discocyclina*, *Heterostegina*.

Далее, к северо-западу, в синклинальной долине р. Чатма, в разрезе среднего эоцена заметную роль играют вулканогенные образования: туффиты, туфопесчаники и другие туфогенные породы, встречающиеся в виде отдельных пластов в среднеэоценовой песчано-глинистой свите, а также желтовато-серые, серые и розоватого цвета андезиты, которые слагают конусообразные вершины гор и являются корнями вулканических излияний.

Верхний эоцен

Отложения верхнеэоценового возраста обнажаются довольно широкой полосой, окаймляющей Шагапскую синклиналь с юга, севера и востока. Залегают они согласно на среднем эоцене и связаны с отложениями последнего постепенными переходами. Представлен верхний эоцен перемежающейся свитой мощностью до 500 м серых глин, желтовато-белых нуммулитовых известняков и желтовато-серых средне- и мелкозернистых известковистых песчаников. В основании разреза верхнего эоцена выделяется горизонт довольно плотных желтовато-белых нуммулитовых известняков мощностью в 4—5 м, являющийся маркирующим для проведения границы между средним и верхним эоценом. В этих известняках встречается комплекс верхнеэоценовых нуммулитов—*Nim-*

mulites fabianii Prever, *N. striatus* Brug., *N. garnieri* de la Harpe и многие другие.

В районе развалин с. Чавандара известняки (мощностью до 40 м) становятся более плотными, кристаллически-зернистыми, местами брекчиевидными, грубослоистыми, рифовыми и содержат богатую фауну гигантских размеров гастропод — *Cerithium* (высотой до 0,5 м), пелеципод — крупные *Lucina*, а также нуммулитов (*Nummulites striatus* Brug., *N. incrassatus* de la Harpe, *N. garnieri* de la Harpe), кораллов и морских ежей

Около 3 км восточнее с. Шагап наблюдается следующий разрез отложений верхнего эоцена (снизу вверх).

1. Перемежающаяся толща мощностью до 200 м серых, местами песчаных, преимущественно карбонатных глин, известковистых, средне- и мелкозернистых, полимиктовых песчаников и нуммулитовых, желтовато серых известняков. В глинах были найдены *Spondylus buchi* Phyll., *Chlamys sub-discors* d'Arch., *Gryphaea brongniari* Bron., *Ostrea* (*Gigantostrea*), *gigantica* Sol. В песчаниках и особенно в известняках встречается богатая и разнообразная фауна нуммулитов — *Nummulites fabianii* Prever, *N. incrassatus* de la Harpe, *N. millecaput* Voub. и др. и дискоциклин.

2. Глины, слегка песчаные, зеленовато-серого цвета с редкими прослоями известняков—50 м.

3. Известняки органогенные (дискоциклиновые) желтовато-белого цвета 5 м.

4. Глины слабо песчаные, комковатые, серого цвета 3 м.

5. Мергели плотные, известковистые, желтовато-серого цвета до 10 м.

6. Известняки нуммулитовые, желтовато-серого цвета с *N. fabianii* Prever *N. striatus* Brug. 20 м.

7. Глины и алевролиты серого цвета 20 м.

8. Известняки плотные, среднезернистые, песчаные, тонкоплитчатые 7 м.

9. Пачка серых, карбонатных, комковатых глин мощностью до 50 м с тонкими прослоями нуммулитовых известняков и известковистых мелкозернистых песчаников.

В слоях 2—9 крупные нуммулиты исчезают и преобладающими становятся мелкие верхнеэоценовые нуммулиты и дискоциклины.

Верхний горизонт верхнего эоцена обнажается к северо-востоку от с. Шагап, по дороге сс. Карахач—Биралу, представлен перемежающейся толщей мощностью до 100 м зеленовато-серых и желтовато-серых глин, желтовато-серых, среднезернистых известковистых песчаников и песчаных, желтовато-серых нуммулитовых известняков. В известняках, глинах и песчаниках встречается фауна нуммулитов и моллюсков, среди которых нами и С. М. Григорян определены: *N. bouillei* de la Harpe, *N. fabianii retiatus* Grig., *Septifer eurydices* Bavan var. *vapincana* Bouss., *Neaera* sp. ex gr. *ostrides* Opp., *Chlamys* sp., *Crassatella* sp., *Cardium* sp., *Lima* sp., *Corbula* sp., *Meretrix* sp.

Другой характерный разрез верхнеэоценовых отложений имеется в районе с. Чиманкенд, в правобережной части р. Веди.

Здесь, на песчано-глинистых отложениях среднего эоцена, согласно залегают:

1. Толща серых комковатых карбонатных глин мощностью 200—250 м с прослоями серых известковистых песчаников и нуммулитовых, рифовых известняков, переполненных крупными (форма В) и мелкими (форма А) *N. millescaput* Voub.

2. Глины зеленовато-серые, известковистые 10 м.

3. Известняки нуммулитовые, плитчатые, слоистые, пласты которых поставлены почти на голову, образуют обрывы и переполнены нуммулитами, дискоциклинами, а также раковинами пелеципод — *Pseudoamussium corneum* Sow., *Spondylus buchi* Phyll. *Chlamys* sp., *Crassatella woodi* Koen., гастропод — *Rostellaria goniophora* Bell., *Terebellum sopium* Sol., *Turritella imbricata* Lam., *Natica* sp., *Cerithium* sp., морских ежей и кораллов. Мощность 3—4 м.

4. Глины песчанистые, известковистые 10 м.

5. Нуммулитовые известняки 5 м.

6. Толща мощностью 30—40 м серых, известковистых глин, с прослоями известковистых песчаников и песчанистых известняков с нуммулитовой фауной, характерной для верхней части верхнего эоцена.

В отложениях верхнего эоцена бассейна р. Веди, по фауне крупных фораминифер (определение А. А. Габриеляна и С. М. Григорян), отчетливо выделяются три горизонта:

а) Нижний, или горизонт с *Nummulites millescaput* с фауной *Nummulites millescaput* Voub. (А, В), встречается в большом количестве, *N. perforatus* Montf. (А, В) — единичные, *N. fabianii* Prever (А, В), *N. striatus* Brug. (А, В), *N. incrassatus* de la Harpe, *N. chavannesi* de la Harpe, *Operculina alpina* Douv., *Op. ammonica* Leym., *Pellatispira douvillei* Bouss., *Pell. madaraszii* Hantk., *Spiroclypeus granulosus* Bouss., *Grzybowskia multifida* Bieda, *Gr. reticulata* (Rütim.), *Discocyclus sella* (D'Arch.), *D. nummulitica* (Gümb.), *D. scalaris* (Schlumb.), *D. strophiolata* (Gümb.), *D. douvillei* (Schlumb.), *D. pratti* (Mich.), *D. roberti* Douv., *D. archiaci* (Schlumb.), *Asterocyclina stellaris* Brunn., *Actinocyclina radians* d'Arch.

б) Средний, дискоциклиновый горизонт с фауной *Discocyclus roberti* Douv., *D. pratti* Douv., *D. douvillei* (Schlumb.), *D. strophiolata* (Gümb.), *D. scalaris* (Schlumb.), *D. nummulitica* (Gümb.), *D. sella* (d'Arch.), *Actinocyclina radians* d'Arch., *Asterocyclina stellaris* Brunn., *Grzybowskia multifida* Bieda, *Spiroclypeus granulosus* Bouss., *Pellatispira douvillei* Bouss., *P. madaraszii* Hantk., *Operculina alpina* Douv. *Op. ammonica* Leym., *Nummulites incrassatus* de la Harpe (А, В), *N. striatus* Brug. (А, В), *N. bouillei* de la Harpe (В), *N. chavannesi* de la Harpe var. *hajastanica* n. var (А, В), *N. garnieri* de la Harpe, *N. fabianii* Prever.

В этом горизонте, в отличие от нижнего, крупные нуммулиты (*N. millescaput*, *N. perforatus*) полностью исчезают, в составе фауны

крупных фораминифер количественно преобладающими становятся дискоциклины.

в) Верхний, или горизонт с *N. fabianii retiatus* Grig., в котором исчезают дискоциклины, оперкулины, целлатиспирсы, актиноциклины, а также многие верхнеэоценовые нуммулиты и появляются новые подвиды, являющиеся переходными между типичными верхнеэоценовыми и олигоценовыми нуммулитами, — *N. fabianii retiatus* Grig. (А, В), *N. vasculus initialis* Grig. (А, В). В этом горизонте, переполненном указанными двумя новыми подвидами нуммулитов и в особенности *N. fabianii retiatus*, встречаются также (единичными экземплярами) *Nummulites bouillei* de la Harpe (А), *N. incrassatus* de la Harpe.

В различных горизонтах верхнеэоценовых отложений бассейна р. Веди, в частности в глинах, встречается богатая фауна мелких фораминифер, среди которых Н. А. Саакян-Гезальян определены *Clavulina szaboi* Hantk., *Hantkenina alabamensis* Cushm., *H. bermudezi* Thalm., *H. suprasuturalis* Bron., *Globigerinoides conglobatus* (Brady), *Globorotalia armenica* Sahak. и остракод — *Gytherella* ex gr. *limula* Mand., *Cyth.* ex gr. *pinata* Mand., *Cyth.*, ex gr. *kopetdagensis* Mand., *Cyth.* aff. *scolia* Mand., *Cythereis immemorata* Mand., *Cyth.* ex gr. *arenosa* (Jones), *Cyth. acutiloba* (Marss.) (определение С. А. Бубикян).

Нижний — средний олигоцен

Отложения верхнего эоцена в бассейне р. Веди постепенно переходят в глинисто-песчаниковую свиту олигоцена, отчетливо выделяющуюся своим желтовато-бурым цветом и по составу фауны. Переход верхнего эоцена к нижнему олигоцену выражается в изменении литологического состава отложений (смена карбонатных отложений терригенными) и в появлении богатой и разнообразной олигоценовой фауны, в основном пелещипод, гастропод и нуммулитов.

Олигоценовые отложения слагают мульдовую часть Шагапской синклинали и по направлению к западу они распространяются до районного центра с. Веди, южнее которого скрываются под новейшими постплиоценовыми отложениями долины р. Аракс. К востоку же от бассейна р. Шагап олигоценовые отложения прослеживаются до западного Айоц-дзора.

В Шагапской синклинали долине отложения ниже-среднеолигоценового возраста представлены довольно мощной (до 500 м) перемежающейся свитой — **шагапской свитой** — желтовато-бурых и желтовато-серых песчаников и желтовато-серых и темно-серых, порой карбонатных, местами гипсоносных глин. Она по литологическим признакам и по составу макро- и микрофауны обнаруживает полное сходство с шорагбюрской свитой ниже-среднеолигоценового возраста Ереванского бассейна. Здесь, в долине р. Шагап, так же, как и в Ереванском бассейне, в составе терригенных отложений выделяются песчаники бесструктурные, сравнительно рыхлые, желтовато-бурого цвета, песчаники более мелко-

зернистые, плотные с шаровой отдельностью и песчаники серого и желтовато-серого цвета с матрацевидной отдельностью. Все они в той или иной степени известковистые, туфогенные и чередуются в разрезе. Встречаются почти все разновидности по гранулометрическому составу—от мелкозернистых и до грубозернистых, переходящих в гравелиты и затем микроконгломераты. Характеризуются полимиктовым составом, цементирующим веществом являются карбонатные и частично туфогенные материалы.

Олигоценый возраст шагапской песчано-глинистой свиты впервые был установлен П. Боннэ (1930), собравшим в песчаниках у с. Шагап богатую фауну моллюсков и нуммулитов—*Nummulites intermedius* d'Arch., *N. vascus* Joly et Leym., *Pectunculus phyllippii* Desh., *Lithodotus* sp., *Meretrix verneuilli* d'Arch., *M. villanovae* Desh., *Tellina nysti* Desh., *Trochus prominensis* Opp., *Teredo* sp., *Dentalium* sp., *Trochus bolcianus* Brongn., *Diastoma costellatum* Lam. mut. *elongatum* Brongn., *Hipponix proveri* Fab., *Campanile meneguzzoi* Fuchs, *Cerithium plicatum* Brug., *Turritella biaritzensis* Bouss. *Natica* (*Ampullina*) *riceteti* H. et R., *N.* (*Ampullina*) *garnieri* Bavan, *Natica* sp., *Cypraea angusta* Fuchs, *Cassidea nodosa* Sol., *C. ambigua* Sol., *Ancilla studeri* H. et R.

На основании перечисленных форм шагапскую свиту П. Боннэ отнес к среднему олигоцену (Rupelien). Так как указанная фауна была собрана в верхней части свиты, нижнюю часть разреза К. Н. Паффенгольц (1938) вполне справедливо относит к нижнему олигоцену.

Дальнейшее, более детальное изучение палеогеновых отложений бассейна р. Веди подтвердило ниже-среднеолигоценый возраст шагапской свиты, установленный ранее П. Боннэ и К. Н. Паффенгольцем.

В олигоценых отложениях Шагапской долины нами выделяются три фаунистически охарактеризованных горизонта:

1. Горизонт с *Variamussium fallax* Когоб., который обнажается в 0,5 км к югу от с. Шагап, у крутого обрыва, образовавшегося в результате оползней.

Здесь нами записан следующий восходящий разрез:

1. Песчаники плотные, среднезернистые, желтовато-бурого цвета с видимой мощностью 5 м.
2. Глины темно-серые (при высыхании приобретают светло-серый цвет), мергелистые с большим количеством *Variamussium fallax* Когоб., редко встречаются очень тонкие, плохо сохранившиеся створки *Arca* sp., *Cardium* sp. 2 м.
3. Прослой гипса до 10 см.
4. Песчаники рыхлые, желтовато-серые 0,5 м.
5. Глины темно-серого цвета 3—4 м.
6. Песчаники желтовато-серые, плотные 0,5 м.
7. Глины темно-серые 0,2 м.
8. Песчаники довольно плотные, с шаровой отдельностью, желтовато-серого цвета 6 м.
9. Глины серые 0,5 м.

10. Песчаники среднезернистые, менее плотные, желтовато-бурого цвета 0,75 м.

11. Глины серые 1 м.

В рыхлых разностях песчаников и реже в глинах встречаются: *Cryptodon rollei* Meyr. et Gümb., *Nuculana perovalis* Koen., *Malletia* sp., *Callista sokolovi* Stodk., *Cuspidaria* sp., *Natica helicini* Brocc. и многие плохо сохранившиеся формы, принадлежащие к родам *Turritella*, *Cerithium*. Отложения этого горизонта обнажаются также в 2—2,5 км к юго-западу от с. Кадрлу, южнее дороги, ведущей в с. Шаган. Здесь в желтовато-бурых и желтовато-серых плотных шаровидных песчаниках встречаются *Variamusium fallax* Korob. и многие другие формы, относящиеся к родам *Tellina*, *Cardium*, *Meretrix*, *Cerithium*, *Natica* и др.

2. Выше описанных отложений залегает горизонт, характеризующийся присутствием *Pecten arcuatus* Brocc. Представлен этот горизонт перемежающейся толщей грубозернистых, а местами и средне- и мелкозернистых желтовато-бурых и желтовато-серых песчаников и желтовато-серых глин. Общая мощность около 200 м, причем мощности отдельных пачек песчаников колеблются в пределах от 2 до 15 м, а глин—от 0,5 до 5 м. В песчаниках, преимущественно среднезернистых разностях, встречаются: *Pecten arcuatus* Brocc., *Spondylus tenuispina* Sand., *Sp. bifrons* Munst., *Diastoma costellatum* Lam. var. *elongatum* Brongn., *Potamides plicatum* Brug., *Nummulites intermedius* d'Arch., *N. vascus* Joly et Leym., *N. incrassatus* de la Harpe.

П. М. Асланяном из отложений этого горизонта определены: *Chione aglaurae* Brongn., *Pitar heberti* Desh. var. *oblonga* Asl. n., *Chlamys biaritzensis* d'Arch., *Spondylus radula* Lam., *Sp. tenuispina* Sand., *Sp. bifrons* Munst., *Turritella planispira* Nyst, *T. terebellata* Lam., *Hemiconus defrancei* Desh., *Ancilla anomala* Schl., *Scalaria pellati* Raine.

3. Стратиграфически выше согласно залегает третий горизонт, сложенный перемежающейся толщей мощностью 200—250 м песчаников и глин с редкими линзами коралловых известняков. В составе фауны этого горизонта нами определены: *Polymesoda convexa* Brongn., *Meretrix* (*Cytherea*) *armeniaca* Gabr., *M. (C.) villanovae* Desh., *M. (C.) verneuilli* d'Arch., *Gryphaea brongniarti* Brongn., *Modiolaria* sp., *Tellina nysti* Desh., *Pectunculus philippii* Desh., *Diastoma costellatum* Lam. mut. *elongatum* Bron., *Potamides plicatum* Brug., *Tympanotonos margaritaceum* Brocc., *Cerithium carpenteri* Bast., *Campanile meneguzzoi* Fuchs. *C. trinitense* Opp., *Trochus lucasianus* Brongn., *Strombus naticiformis* Opp., *Melongena piruloides* Grat., *Conus indeterminata* Abich, *Conus mercati* Bron., *Cypraea angusta* Fuchs, *Turritella clumancensis* Bouss., *Megatylotus crassatinus* Lam., *Natica garnieri* Bavan., *Natica* (*Ampullina*) *deshayesiana* Nyst, *Natica* sp., *Terebellum* sp., *Nummulites intermedius* d'Arch., *N. vascus* Joly et Leym., *N. incrassatus* de la Harpe.

П. М. Асланяном из отложений указанного горизонта определены: *Chama vicentina* Fuchs, *Crassatella subtumida* Bell., *Cardium saribulachicum*

Gabr., *Cardita perezii* Bell., *Polymesoda convexa* Brongn., *Meretrix* (*Cytherea*) *armeniaca* Gabr., *Chione aglaurae* Chemn., *Ch. lugensis* Fuchs, *Barbatia lesbarritzensis* Cosm., *Pectunculus* (*Axinaea*) *obovatus* Desh., *Trochus* cf. *lucasianus* Brongn., *Delphinula latesulcata* Greg., *Neritina fulminifera* Sand., *N. rhenana* Thom., *Cerithium delbosi* Mich., *Campanile meneguzzoi* Fuchs., *Potamides plicatum* Brug., *Tympanotonos margaritaceum* Brongn., *Cymatium* ex gr. *flandricum* Koninck, *Ampullina vulcani* Brong. var. *vapincana* d'Orb., *Megatylotus crassatinus* Lam., *Strombus irregularis* Fuchs, *St. auriculatus* Grat., *Cassis mamilaris* Fuchs, *Galeodes piruloides* Grat., *G. scalatonodosa* Kranz., *Babylonia* (*Peridipsacus*) *coronis* Brongn., *Conus* aff. *inedites* Mich.

В песчаниках и глинах были найдены также ископаемые остатки ихтиофауны (зубы акул), принадлежащие к *Lamna pureliensis* Litton.

В глинах и рыхлых песчаниках в большом количестве встречается фауна мелких фораминифер, общий состав которой, по исследованиям Н. А. Саакян-Гезалян, вполне идентичный с фауной ниже-среднеолигоценовых отложений Ереванского бассейна.

Среди остракод, содержащихся преимущественно в глинах, С. А. Бубикян указывает: *Cytherella posterosurgensis* Mand., *Cyth. macropora* Bosg., *Cyth. limbata* (Bosg.), *Cythereis mirandes* Mand., *Argilloecia* sp., *Cytheretta armenica* Suzin, *Bairdia europa* sp. n., *Pajenbochella* aff. *tricornata* Inks.

В бассейне р. Веди, как и в Ереванском бассейне, не удается отбить границу между нижним и средним олигоценом. Она проводится условно по подошве третьего горизонта.

Верхний олигоцен — нижний миоцен

Стратиграфически выше ниже-среднеолигоценовых отложений залегают красноцветная и пестроцветная свиты, отложения которых узкой полосой обнажаются по северному борту Среднеараксинской депрессии на участке от района ст. Арарат на западе и до района с. Садарак (Нах. АССР) на востоке. Далее к востоку эти свиты непрерывно прослеживаются до Нахичеванской мульды. На территории Армянской ССР отдельные небольшие выходы красноцветных и пестроцветных образований обнаружены у сс. Армаш, Суренаван и в районе ст. Арарат (у цементного завода).

Красноцветная свита резко несогласно перекрывает различные горизонты подстилающих отложений от среднего олигоцена и до среднего палеозоя.

В районах указанных селений и у ст. Арарат свита эта, видимой мощностью до 30—40 м, представлена чередованием песчаных, почти бескарбонатных комковатых красно-бурого цвета глин и желтовато-серых и желтовато-бурых песчаников с отдельными прослоями мелкогалечных конгломератов. В основании разреза залегает пачка мощностью в 2—3 м брекчиевидных конгломератов, состоящих из обломков палеозойских, верхнемеловых и нижнепалеогеновых пород.

Следует отметить, что большая часть разреза красноцветной свиты, как к вышележащей пестроцветной, скрыта под мощным покровом плиоцен-постплиоценовых образований Араратской котловины, и к тому же на нее с севера надвинуты породы среднего и верхнего палеозоя.

В различных горизонтах красноцветных пород были встречены остатки микрофауны (*Rhabdamina* и др.), а также переотложенная фауна палеозоя и эоцена.

б) Пестроцветная свита: залегает выше описанной красноцветной и связана с породами последней постепенными переходами. Наиболее полный разрез пестроцветной (или продуктивной) свиты наблюдается у с. Садарак. Здесь он представлен чередованием бурого, коричневого и серого цветов песчаных глин и песчаников с отдельными (до 10) горизонтами плотных светло-серых и темных, часто кремнистых известняков общей мощностью около 500 м. Местами в верхней части разреза пачки известняков сопровождаются туфогенными породами.

В районе Суренавана видимая мощность пестроцветной свиты составляет лишь 200 м, при этом выклиниваются горизонты туфогенных пород, а известняки становятся сильно мергелистыми. Из микрофауны Н. А. Саакян указываются: мелкие глобигерины — *Globigerina*, *Globigerinella*, *Rotalia beccarii* L., *Discorbis* aff. *tschokrakensis*, а также остракоды и мелкие гастроподы типа *Hydrobia*.

В Нахичеванской мульде красноцветная свита перекрывает абракунисскую вулканогенную толщу нижнего-среднего олигоцена, а пестроцветная (продуктивная) свита покрывается фаунистически охарактеризованными отложениями тархана-чокрака. На этом основании возраст описанных свит Ш. А. Азизбеков определяет как верхний олигоцен—нижний миоцен, что вполне согласуется с данными по Армении.

Из отложений, залегающих в основании разреза пестроцветной свиты Нахичеванской АССР в районе с. Кагаб, геологами Э. Л. Сарухяном и М. Д. Оганисяном были обнаружены остатки (зубы) мастодонтов, которые, по определению Л. К. Габуня, принадлежат к виду *Trilophodon* ex gr. *sooregi* Osb., известному из нижнего и преимущественно среднего миоцена. К западу от ст. Арарат красноцветная и пестроцветная свиты погружаются под более молодые образования Араратской котловины и вновь выступают на дневную поверхность в несколько иной фации в Приереванском районе. Описанным, двум свитам (красноцветной и пестроцветной) здесь соответствует единая пестроцветная свита (с преобладанием красно-бурого цвета), описание которой приводилось выше (см. Ереванский бассейн).

Нижний — средний плиоцен

На различных горизонтах отложений олигоцена и эоцена, в восточной части бассейна р. Шагап, на участке сс. Карахач-Биралу и в верховьях р. Веди трансгрессивно и с большим угловым несогласием лежит пологозалегающая свита вулканогенно-обломочных образований, пред-

ставленных преимущественно туфобрекчиями, туфоконгломератами, агломератовыми туфами, внутриформационными андезитовыми покровами, с отдельными прослоями туфопесчаников и других туфогенно-терригенных пород. В обломках преобладают андезитовые и реже базальтовые и андезито-дацитовые породы. Цементом является исключительно туфогенный материал. По направлению к востоку эта вулканогенная свита прослеживается до западного Айоцдзора, где она более широко развита и имеет мощность около 500 м.

В Шагапской синклинальной долине сохранились от размыва только отдельные небольшие останцы этой вулканогенной свиты, встречающиеся на вершинах отдельных гряд (горы Кетуз и др.).

К северо-западу от бассейна р. Веди свита эта непрерывно прослеживается до верховьев р. Азат и смыкается с вохчабертской вулканогенно-обломочной свитой. О нижне-среднеплиоценовом возрасте последней говорилось при описании Ереванского бассейна.

Верхний плиоцен

К этому возрасту относятся травертины (известковые туфы), имеющие значительное площадное распространение в Шагапской долине и у ст. Арарат. В виде отдельных небольших останцев травертины выступают также вдоль северного борта Среднеараксинской депрессии. У ст. Арарат они являются сырьем для производства цемента. Генетически травертины связаны с мощными минеральными источниками, выходы которых приурочены к линиям разломов. Травертины представляют собой желтовато-серые и желтовато-белые мелкозернистые, слоистые, часто пористые плотные породы, плащеобразно залегающие на отложениях различного возраста от палеозоя и до плиоцена включительно. Мощность их обычно небольшая (3—4 м), однако местами (у ст. Арарат) достигает 20—30 м. В травертинах встречается богатая ископаемая флора, имеющая, по заключению А. Л. Тахтаджяна верхнеплиоценовый возраст. По своему стратиграфическому положению и геоморфологическим условиям залегания они, по-видимому, являются синхронными образованиями с покровными галечниками, о верхнеплиоценовом возрасте которых говорилось выше.

Интрузивные породы

Интрузивные породы в бассейне р. Веди имеют локальное распространение. Около 3 км к северу от районного центра с. Веди и 0,5 км к северу от с. Дашлу на небольшой площади между двумя неглубокими ущельями рек Кетуз и Шорагбюр обнажается интрузия основных пород, представленная роговообманковыми габбро-порфиритами, роговообманковыми кварцевыми диоритами и диоритами. На указанном участке эти интрузивные породы отчетливо прорывают известково-мергелистые отложения верхнего сенона. В бассейне верхнего течения р. Веди отдельными, изолированными небольшими телами выступают габбро,

габбро-амфиболиты, габбро-нориты, пироксениты и другие основные и ультраосновные породы, которые прорывают отложения до среднеэоценового возраста включительно. На этом основании, а также учитывая и другие регионально-геологические данные, возраст этих интрузивных пород определяется как верхнеэоценовый.

Г. ЗАПАДНАЯ ЧАСТЬ АЙОЦДЗОРСКОГО СИНКЛИНОРИЯ

Следующим районом широкого развития палеогеновых и неогеновых отложений в Армянской ССР является Айоцдзорский синклинорий, расположенный в бассейне р. Арпа.

Палеоген здесь представлен как вулканогенными, так и нормально-осадочными фациями, а неоген сложен исключительно вулканогенными образованиями. Палеогеновые образования западной и восточной частей указанного синклинория фациально значительно различаются; в первой преобладают осадочные фации, а во второй—вулканогенные. Поэтому описание их приводится отдельно.

Сводный разрез палеогеновых и неогеновых отложений западного Айоцдзора представляется в следующем виде.

Палеоцен—нижний эоцен

Отложения этого возраста развиты в северо-западной части Айоцдзора, в районе Айоцдзорского перевала, и представлены перемежающейся свитой известняков, песчаников, алевролитов и глин общей мощностью до 170 м. Разрез этих отложений у с. Таратумб, по Ю. А. Мартиросян, следующий.

На известняках маастрихта несогласно залегают:

1. Песчаники среднезернистые, плотные, массивные, известковистые	10 м.
2. Известняки массивные, желтовато-серого цвета	5 м.
3. Песчаники плитчатые, слабо известковистые, с прослоями серых песчаных глин	30 м.
4. Известняки мелко- и среднезернистые, плитчатые, песчанистые	20 м.
5. Песчаники мелко- и среднезернистые, плитчатые с прослоями алевролитов	10—15 м.
6. Известняки плитчатые, желтовато-серого цвета	20 м.
7. Толща серых, средне- и мелкозернистых известковистых песчаников с прослоями известняков и глин	70 м.

В составе микрофауны, встреченной в отложениях описанной свиты, Ю. А. Мартиросян определены *Globorotalia crassata* (Cushman), *Gl. marginodentata* Subbotina, *Gl. membranacea* (Ehrenb.), *Gl. angulata* White, *Globotruncana arca* (Cushman), *Globigerina triloculinoides* Plum. и др. Были встречены также остатки *Radiolaria*, остракод, зубы рыб. К нижнему эоцену (верхам нижнего эоцена) следует отнести также низы

туфогенной свиты Айоцзора, обнажающейся на северо-западном склоне одноименного хребта, в районе с. Енгиджа. Здесь эти отложения представлены толщей плотных, слоистых, плитчатых, мелкозернистых, фиолетово-красного цвета туфогенных известняков (основание разреза), известковистых, слоистых, плотных, мелкозернистых туфопесчаников и алевролитов мощностью около 100 м. Залегают эти отложения на плотных, массивных кристаллических известняках верхнего сенона и согласно сменяются фаунистически охарактеризованными отложениями среднего эоцена. В песчаниках и алевролитах были встречены единичные экземпляры *Globorotalia crassata* (Cushman.).

В районе с. Арени, в глубоком каньонообразном ущелье р. Арпа, в основании этой туфогенной толщи залегают мощный (до 60 м) горизонт базальных конгломератов с гальками преимущественно палеозойских и реже верхнемеловых пород.

Средний эоцен

Отложения среднего эоцена в Айоцзоре, как и по всей Армении, пользуются среди палеогеновых образований наибольшим площадным распространением, характеризуются сильной изменчивостью фаций и большими мощностями. На небольших расстояниях нормально-морские осадочные образования замещаются вулканогенными породами, которые в свою очередь по составу сильно изменчивы. В районах сс. Ехегнадзор, Меличка и Енгиджа средний эоцен представлен двумя фациальными группами отложений—туфогенной и песчано-глинисто-известняковой.

А. Туфогенные фации. По линии сс. Енгиджа-Меличка наблюдается следующий восходящий разрез туфогенной свиты среднего эоцена Айоцзора—айоцзорской свиты.

1. Перемежающаяся толща плотных известковистых разнозернистых, полимиктовых песчаников серого цвета, алевролитов и глин общей мощностью до 300 м.

2. Толща мощностью до 200 м желтовато-серых, туфогенных, брекчиевидных, слоистых известняков и серых, полимиктовых, средне- и крупнозернистых известковистых песчаников с фауной *Nummulites perforatus* Montf., *N. atacicus* Leym., *N. partschi* de la Harpe, *Assilina* sp.

3. Выше залегают более мощная (свыше 1000 м) туфогенная толща, представленная туффитами, кристаллическими туфами, туфобрекчиями, туфоконгломератами с прослоями туфопесчаников, туфогенных глин, известняков и туфоалевролитов. Наиболее полный разрез этой (верхней) части айоцзорской туфогенной свиты обнажается у с. Меличка. Здесь по линии сс. Меличка-Ехегнадзор нами записан следующий разрез (снизу-вверх):

1. Кристаллические туфы, слоистые, плитчатые, желтоватого и желтовато-бурого цвета мощностью около 100 м.

2. Туфоконгломераты серого цвета с гальками преимущественно андезитового состава 20 м.

3. Туфопесчаники известковистые, желтовато-серого и зеленовато-серого цветов с отдельными прослоями гравелитов. Мощность около 100 м. В песчаниках встречается фауна нуммулитов, пелеципод, гастропод, среди которых нами определены: *Nummulites perforatus* Montf., *N. laevigatus* Brug., *N. irregularis* Desh., *N. lucasi* d'Arch., *Assilina granulosa* d'Arch., *Chlamys* sp., *Spondylus* sp., *Ostrea* sp., *Cardium* sp., *Natica* sp.

4. Глины известковистые, туфогенные, темно-серого цвета—30 м.

5. Глины и алевролиты, известковистые, туфогенные, светло-серого и желтовато-серого цветов с прослоями известковистых песчаников—40 м.

В песчаниках встречается богатая фауна — *Nummulites perforatus* Montf. var. *genevieri* Montf., *N. perforatus* Montf. var. *perforata* Montf., *N. brongniarti* Bronn., *Assilina exponens* Sow., *Spondylus* aff. *cisalpinus* Bronn., *Spondylus* sp., *Gryphaea* sp., *Velates schmidelianus* Chemn., *Velates* sp. n. (крупная форма), *Campanile* aff. *lachesis* Bayan, *Campanile* sp., *Rostellaria* sp. (крупные формы), а также кораллы (*Ceratopogon* sp.).

6. Мергели туфогенные, известковистые, плотные, серого цвета—40 м.

7. Туфоконгломераты андезитового состава 5 м.

8. Известняки толстослоистые, плотные, светло-серого и желтовато-серого цветов с нуммулитами, кораллами и обломками *Pecten* sp., *Ostrea* sp. 20 м.

9. Песчаники известковистые, грубозернистые, желтовато-серого цвета с редкими нуммулитами 20 м.

10. Туфоконгломераты, грубообломочные, андезитового состава 80 м.

11. Андезитовые туфы, слоистые, плитчатые, желтовато-бурого цвета 70 м.

12. Туффиты желтовато-серого цвета с зеленоватым оттенком, с фауной *Nummulites atacicus* Leym., *N. perforatus* Montf., *Chlamys* sp., *Spondylus* sp., *Nautilus* sp. 50 м.

13. Туфоконгломераты и туфобрекчии 70 м.

14. Туфопесчаники плотные, мелкозернистые, зеленовато-серого цвета 200 м.

15. Известняки плотные, грубослоистые, зеленовато-серого цвета с обломками пелеципод 40 м.

16. Туффиты плотные, желтовато-коричневого цвета 80 м.

17. Перемежающаяся толща зеленовато-серых, мелкозернистых, туфогенных песчаников, алевролитов и гравелитов 300 м.

18. Желтовато-бурые туфы и туффиты 70 м.

19. Перемежающаяся толща желтовато-серых, туфогенных, песчаных глин и песчаников ок. 300 м.

Общая мощность описанной среднеэоценовой туфогенной свиты достигает 1800—2000 м.

В составе айоцдорской туфогенной свиты достаточно четко выделяются две фациальные группы отложений:

а) группа различных по составу туфов и туффитов и б) группа конгломерато-песчаниково-глинистых и известняковых пород, также в различной степени туфогенных.

Указанные две группы фаций в общем разрезе чередуются, при этом породы второй группы преобладают над отложениями туфогенных фаций.

К западу от районного центра Ехегнадзор, в районе с. Гетап, в основании разреза среднеэоценовых туфогенных пород залегает мощная (до 400 м) перемежающаяся толща плотных, массивных, плитчатых, слоистых туфов и туффитов желтоватого и светло-коричневого цветов и плотных, порой сланцеватых, тонкоплитчатых, массивных, в основном среднезернистых туфопесчаников темно-серого цвета с зеленоватым оттенком. Выше залегает толща мощностью около 300 м полимиктового состава туфопесчаников серого цвета с богатой нуммулитовой фауной, среди которой нами определены *Nummulites perforatus* Montf. var. *perforata* Montf., *N. perforatus* Montf. var. *renevieri* Montf., *N. brongniarti* Bronn., *N. oswaldi* Meffert. Встречаются также плохо сохранившиеся остатки пелеципод и гастропод.

Разрез венчается толщей (250—300 м), состоящей из туфобрекчий, туфоконгломератов, прослаивающихся песчанистыми глинами, известняками, туфопесчаниками и внутриформационными андезитовыми покровами. В глинах найдены *Rusnodonta* sp., *Chlamys* cf. *subtripartita* d'Arch., а в известняках много мелких нуммулитов и дискоциклин.

В описанной туфогенной свите, у с. Гетап, В. И. Архиповым, Г. Б. Халатовым и Г. Г. Цулукидзе (1870) указывается богатая фауна, в составе которой с некоторыми исправлениями Б. Ф. Мефферта (1931), согласно современной номенклатуре, присутствуют: *Nummulites laevigatus* Brug., *N. ataticus* Leym., *N. perforatus* Montf., *N. ramondi* Defr., *Discocyclus discus* Kauffm., *Serpula* sp., *Turbo lapurdensis* Desh., *Trochus* (*Xenophora*) *agglutinans* Desh., *Natica brevispira* Leym., *Terebelopsis brauni* Leym., *Melania cuvieri* Desh., *Rostellaria spirata* Leym., *Chama rusticula* Desh., *Chama squamosa* Sow., *Olivia nitidula* Desh.

На основании перечисленных форм, указанные исследователи впервые установили среднеэоценовый возраст туфогенной свиты Айоцзора.

Из этих же отложений Б. Ф. Меффертом (1931), по сборам В. Н. Котляра и А. В. Кржечковского, определены: *Nummulites partschi* de la Harpe (B), *N. oosteri* de la Harpe (A), *N. brongniarti* d'Arch., *N. oswaldi* Meff., *N. gizehensis* Forsk. var. *armeniensis* n. var. (B), *N. perforatus* Montf. var. *renevieri* de la Harpe, *N. perforatus* Montf. var. *perforata* Montf., *N. laevigatus* Brug., *Assilina exponens* Sow., *As. exponens* Sow. var. (cf. *spira* de Roissi), *Venericardita* sp. ind., *Velates schmidelianus* Chemn., *Rostellaria ampla* Sol.

Б. Ф. Мефферт впервые установил среднеэоценовый (средняя и верхняя части лютетского яруса) возраст описанных туфогенных пород. Дальнейшие, более детальные исследования целиком подтвердили вывод Б. Ф. Мефферта.

Хорошие обнажения туфогенной свиты Айоцдзора имеются также в северо-западной части одноименного синклиория в долинах рр. Селим, (районы сс. Ахкенд, Горс, Шатин), Ехегис, и к северо-востоку от с. Н. Меличка (бассейн верхнего течения р. Арпа). Хотя общий литологический состав отложений среднего эоцена указанных районов сходен с описанными выше разрезами, но тем не менее каждый из этих участков характеризуется своими специфическими фаціальными особенностями.

У с. Горс в желтовато-серых и темно-серых туфопесчаниках встречается богатая, но однообразная по видовому составу, фауна нуммулитов — *Nummulites partschi* de la Harpe (A, B), *N. atacicus* Leym. (A, B).

В общем же в Айоцдорском синклиории с запада на восток осадочные и туфоосадочные фации постепенно замещаются вулканогенными фациями.

Б. Песчано-глинисто-известняковые фации. Осадочные морские фации пород среднего эоцена широко развиты в районах сс. Меличка, Ахавнадзор, Ринд, Чива, Элпин.

Б. Ф. Мефферт, обработавший богатую фауну из известняков, обнажающихся в окрестностях с. Меличка (г. Спитак-сар), пришел к выводу об их верхнелютетском—оверзском возрасте (Мефферт, 1931). Им приводится следующий список ископаемых остатков: *Litho'hamnium nummuliticum* Gumb., *Globigerina bulloides* d'Orb., *Nummulites atacicus* Leym., (B), *N. sub-atacicus* Douv., *Operculina granulosa* Leym., *Op. aff. libica* Schwag., *Discocyclina umbo* var. *minor* n. var. (A), *Protula* sp. (aff. *kressenbergensis* Gumb.), *pirorbis* sp. ind., *Chlamys subdiscors* d'Arch., *Chlamis* sp. (cf. *subtripartita* d'Arch., *Vermetus* (*Serpulorbis*) *spirulacus* Lam., *Campanile* sp.

Наши исследования подтвердили верхнелютетский-оверзский возраст известняков и песчаников г. Спитак-сар.

Нижняя часть разреза указанной горы, относящаяся к среднему эоцену, представляется в следующем виде: (снизу-вверх):

1. Глины плотные, известковистые, серого цвета, с тонкими (до 10 см) прослоями известняков 20—25 м.
2. Песчаники крупнозернистые, зеленовато-серого цвета с *Nummulites pustulosus* Douv. 40 м.
3. Известняки плотные, нуммулитовые, желтовато-белого цвета 5 м.
4. Песчаники известковистые, тонкослоистые, сланцеватые, с тонкими прослоями сланцеватых, песчаных глин 10 м.
5. Известняки грубослоистые, почковатые, нуммулитовые, желтовато-серого цвета 10 м.
6. Песчаники крупнозернистые, зеленовато-серого цвета с тонкими прослоями известняков 15 м.

7. Глины плотные, известковистые, темно-серого и синева-то-серого цвета с прослоями известняков: в верхней части разреза глины постепенно становятся песчанистыми 50 м.

8. Песчаники среднезернистые, известковистые, желтовато-серого цвета 5 м.

9. Глины зеленовато-серого цвета с прослоями известковистых желтовато-серых песчаников 60 м.

Видимая мощность описанной толщи около 200—250 м.

В известняках и песчаниках преимущественно в нижней части разреза встречается богатая фауна нуммулитов и реже пелеципод и гастропод — *Nummulites atacicus* Leym. (A, B), *N. perforatus* Montf., *N. gizehensis* Forsk. var. *armeniensis* Meff., *Chlamys subdiscors* d'Arch., *Spondylus* sp., *Ostrea* sp., *Natica* sp., *Cassidea* sp. (aff. *orbigny* Bell) и др., подтверждающая верхнеэоценовый возраст описанной толщи, установленный Б. Ф. Меффертом.

К западу от районного центра Ехегнадзор туфогенные породы среднего эоцена фациально замещаются глинисто-песчанисто-известняковыми отложениями.

Так, на участке сс. Арени-Ахавнадзор средний эоцен представлен свитой мощностью до 600 м светло-серых и желтовато-серых глин с прослоями туфогенных песчаников в низах разреза и плотных желтовато-серых известняков в верхней части свиты.

В туфопесчаниках встречаются мелкие нуммулиты (*Nummulites lucasi* d'Arch., *N. globulus* Leym., *N. atacicus* Leym.), ниже-средне-эоценового возраста.

В районе с. Элпин и в Советашенской синклинали долине средний эоцен сложен исключительно морскими осадочными фациями. Отложения среднеэоценового возраста здесь так же, как и в бассейне р. Веди, представлены двумя свитами — нижней известняковой и верхней песчано-глинистой. Свита известняков мощностью в 40—60 м оконтуривает Советашенскую брахисинклиналию долину и местами постепенным переходом связана с подстилающими известняками нижнего эоцена, а в других местах трансгрессивно и с базальным конгломератом в основании залегает на размытой поверхности отложений верхнего сенона и верхнего палеозоя.

Среднеэоценовый возраст известняков устанавливается встречаемой в них фауной нуммулитов — *Nummulites laevigatus* Brug., *N. lucasi* d'Arch., *N. atacicus* Leym.

Выше известняков залегает свита мощностью до 300 м серых, довольно плотных, местами сланцеватых слабо песчанистых карбонатных глин и мергелей с прослоями известковистых, средне- и мелкозернистых серых песчаников и желтовато-белых нуммулитовых известняков. В основании этой глинистой свиты, здесь так же, как и в бассейне р. Веди, залегает пласт голубовато-серых и зеленоватых песчаников. В известняковых прослоях в большом количестве встречаются крупные нуммулиты — *Nummulites perforatus* Montf., *N. brongniartii* Bronn., *N. gizehensis*

Forsk., и комплекс мелких фораминифер, характеризующих возраст вмещающих отложений как средний эоцен (верхняя часть).

Верхний эоцен

Породы верхнего эоцена в западном Айондзоре также характеризуются разнообразием фаций. Здесь развиты как мелководные морские песчано-глинисто-известковистые отложения, так и вулканогенные образования.

Осадочные породы верхнего эоцена обнажаются в районах сс. Меличка, Ринд, Ахавнадзор, Элпин и Советашен.

У с. Меличка они слагают верхнюю часть разреза г. Спитак-сар и имеют следующую последовательность снизу-вверх:

1. Известняки плотные, почковатые, серого цвета 2 м.
2. Глины песчанистые, рассланцованные, темно-серого цвета с *Variamussium naltshikensis* Когоб. (определение И. А. Коробкова) и другими плохо сохранившимися остатками пелеципод и гастролод 10 м.
3. Коралловые известняки серого цвета 2 м.
4. Глины песчанистые, рассланцованные, темно-серого цвета, в верхней части разреза с прослоями известняков 15—17 м.
5. Конгломерат с гальками серых андезитов и глинисто-песчанистым цементом. Размеры галек от нескольких см до 0,5 м.

Мощность конгломератов в северо-восточном направлении постепенно уменьшается и уже на расстоянии около 100 м пласт конгломерата выклинивается.

6. Глины сланцеватые, тонкослоистые, плотные, темно-серого цвета с отдельными прослоями тонкоплитчатых, желтовато-серых, известковистых песчаников с мелкими нуммулитами 25—30 м.
7. Гравелиты серого цвета 0,6 м.
8. Глины желтовато-серого цвета, известковистые, с прослоями гравелитов и песчаников 25—30 м.
9. Конгломераты с андезитовыми гальками и известково-песчанистым цементом 12—15 м.

В цементе встречаются гастролоды гигантских размеров (высотой до 0,5 м), кораллы и нуммулиты.

В северо-восточном направлении мощность конгломератов уменьшается и при этом они переходят в гравелиты.

10. Глины почковатые, коричневого и желтовато-серого цвета с прослоями коралловых известняков 7—8 м.
11. Песчаники известковистые, желтовато-серого цвета 2 м.
12. Известняки плотные, нуммулитовые, желтовато-серого цвета—60—70 м.

Суммарная мощность свиты около 200 м.

В известняках и песчаниках по всему разрезу встречается довольно богатая, но плохо сохранившаяся фауна, среди которой нами определены: *Nummulites oswaldi* Meff., *N. striatus* Brug., *Spondylus bifrons* Munst.,

Spondylus sp., *Nuculana* sp., *Crassatella* cf. *deshayesiana* Nyst., *Lucina* (*Diplodonta*) sp., *Variamussium* sp., *Ostrea* sp., *Chlamys* sp., *Arca* sp., *Cardita* sp., *Pirula* sp., *Rimella* sp., *Terebellum* *sopitum* Sol., *Natica* sp., *Cypraea* sp.

Встречаются также кораллы — одиночные (*Cyclolites*, *Trochosmia*) и колониальные, и также морские ежи. В шлифах известняков обнаружены *Discocyclusina*, *Nodosariidae*, *Globigerina*, *Lithophyllum*.

На основании указанной фауны описанную свиту мы относим к нижней части верхнего эоцена.

Разрез венчается мощной (до 100 м) толщей конгломератов, широко развитой по южному склону горы Спитак-сар. Гальки их состоят в основном из андезитов, причем размеры их колеблются в пределах от нескольких сантиметров до 1 м. Цементирующим веществом является туфо-песчанистый материал. Как правильно отмечает А. В. Кржечковский (1931), эти конгломераты надо отнести к отложениям мелководной, прибрежной зоны, считая при этом, что они образовались за счет размыва андезитовых покровов, излившихся на соседних участках.

К северо-западу от районного центра Ехегнадзор, в районе сс. Ахавнадзор, Ринд, верхний эоцен представлен мощной (до 600 м) перемежающейся свитой желтовато-серых и зеленовато-серых глин, разнозернистых известковистых песчаников и рифовых известняков. В районе развалин с. Намазалу в песчаниках и известняках встречаются *Nummulites fabianii* Prev. (A, B), *Tellina* cf. *palarensis* Bouss., *Chione* aff. *aglaurgae* Brongn., *Lucina* sp., *Cerithium* sp., *Velates* sp., *Arca* sp. (крупная форма), *Discocyclusina* sp.

Б. Ф. Меффертом (1931) из этого участка, по сборам А. В. Кржечковского, определены: *Ostrea* (*Gigantostrea*) *gigantica* Sol., *Hipponix* aff. *dilatatus* Lam., *Ampullina* cf. *sigaretina* Lam., *Campanile* sp. aff. *lachesis* Bayan., *Terebellum* (*Seraphs*) cf. *sopitum* Sol., *Rostellaria goniophora* Bell., *Cassidea* cf. *orbigny* Bell., *Crucibrissus abichi* Meff.

Около 1,5 км южнее с. Ринд в средней части разреза песчано-глинисто-известняковой свиты верхнего эоцена, в известковистых песчаниках и желтовато-серых, плотных, рифовых известняках содержатся, очень богатая и разнообразная фауна нуммулитов, орбитоидов, дискоциклин, пелеципод, гастропод, кораллов и морских ежей.

Эти отложения (**Риндский горизонт**), прослеживающиеся и на запад, в районы сс. Чива, Элпин, заключают самую богатую в Армении фауну верхнего эоцена, которую можно сравнивать с верхнеэоценовой фауной Ахалцихского бассейна Грузинской ССР (Мардачайская фауна). В последние годы моллюсковая фауна из Риндского горизонта монографически была обработана П. М. Асланяном, нуммулитовая фауна — С. М. Григорян, а мелкие фораминиферы — Н. А. Саакян. Раньше нами предварительно были определены следующие формы: *Nummulites striatus* Brug. (A, B), *N. incrassatus* de la Harpe (A, B), *N. fabianii* Prev. (A, B), *Pellatispira douvillei* Bouss., *P. madaraszii* Hantk., *Discocyclusina pratti* Mich., *D. sella* d'Arch., *D. nummulitica* (Gümb.), *Actinocyclusina ra-*

dians d'Arch., *Asterocyclina* sp., *Lucina prominens* Opp., *Lucina* (*Diplo-donta*) *cycloidea* Bell., *Lucina* sp., *Divaricella* sp., *Crassatella* aff. *semicostata* Bell., *Cras. trigonata* Lam., *Cras. frauscheri* Opp., *Crassatella* sp., *Venus helvetica* Meyer, *Cytherea incrassata* Sow., *Tellina* sp., *Cardium* aff. *desertorum* Opp., *C.* aff. *halense* d'Arch., *C.* cf. *ronyanam* d'Orb., *Chlamys* sp., *Foladomya* cf. *puschi* Opp., *Terebellum* (*Seraphs*) *sopitum* Sol., *T.* (*S.*) *sopitum* Sol. var. *daralagiosicum* n. var in lit., *Rostellaria goniofora* Bell., *Rostellaria* sp., *Turritella imbricata* Lam., *Cypreae elegans* Defr., *Tritonium* sp., *Cassidea ambigua* Sol., *C. orbigny* Bell., *Cassidea* sp., *Cassidaria* sp., *Xenophora* sp. ex gr. *agglutinans* Lam., *Calyptraea* sp., *Diastoma costellatum* Lam., *Campanile* sp., *Natica deshayesiana* Nyst.

С. М. Григорян определены следующие крупные фораминиферы: *Nummulites incrassatus* de la Harpe, *N. striatus* Brug., *N. chavannesi* var. *hajastanica* Grig. var. n., *N. garnieri* de la Harpe, *N. fabianii* Prever (A, B), *Operculina alpina* Douv., *Op. ammonica* Leym., *Pellatispira douvillei* Bouss., *Pel. madaraszi* Hantk., *Spiroclypeus granulatus* Bouss., *Grzybowskia multifida* Bieda, *Discocyclina sella* d'Arch., *D. nummulitica* (Gumb.), *D. scalaris* (Schlumb.), *D. strophiolata* (Gumb.), *D. douvillei* (Schlumb.), *D. pratti* (Mich.), *D. roberti* Douv., *Asterodiscus stellaris* Brunn., *Actinocyclina radians* d'Arch.

П. М. Асланян приводит следующий список моллюсковой фауны: *Lucina prominens* Opp., *Miltha gigantea* Desh., *M. georgiana* Korobk. var. *abichi* Korob., *Corbis subpectunculus* d'Orb., *C.* aff. *lamellus* Lam., *Tellina peyroti* Cosm., *Chama subgigas* d'Orb., *Crassatella* cf. *vapincana* Bouss., *Miocardiopsis* cf. *ovalinus* Koen., *Pectunculus* (*Axinaea*) *achal-zichensis* Katsch., *Vulsella dubia* d'Arch. var. *transilvanica* Mesz., *Pseudamussium corneum* Sow., *Chlamys subdiscors* d'Arch., *Gryphaea brongniarti* Bronn., *Ostrea* (*Gigantostrea*) *gigantica* Sol., *Spondylus bifrons* Munst. var. *cisalpinus* Brug., *Modiolus modioloides* Bell. *Pholadomya pushi* Opp., *Panopea oppenheimi* Korob., *Pleurotomaria nicensis* Bayan., *Velates schmidelianus* Chemn., *Cerithium vellicatum* Bell., *Campanile parisiensis* Desh. var. *clujensis* Mesz., *C.* cf. *paronae* Bouss., *Turritella imbricata* Lam., *Vermetus* (*Serpulorbis*) *spirulaea* Lam., *Ampullina patula* Lam., *Cepatia cepacea* Lam., *Cypraedia elegans* Defr., *Rostellaria spirata* Ron. var. *tricarinata* Abich, *R. goniophora* Bell., *Hippochrenes amplus* Sol., *Rimella labrosa* Sow., *Terebellum* (*Seraphs*) *sopitum* Sol., *T.* (*S.*) *sopitum* Sol. var. *gigantica* Korob., *Phalium* aff. *deshayesi* Bell., *Harpa mutica* Lam.

Среди мелких фораминифер Н. А. Саакян определены: *Globigerinoides conglobatus* Brady, *Hantkenina alabamensis* Cushm., *Tuncorotalia armenica* (Sahakyan), *Valvulineria inflata* Sahak., *Almaena rugosa* Sahak., *Bolivina antegressa* Subb., *Cibicides ungerianus* (Orb.) и др.

На основании приведенного комплекса фауны, и в частности, базируясь на фауне крупных фораминифер, отложения Риндского горизонта следует сопоставить с дисксциклиновым горизонтом бассейна р. Веди.

В западной части Айюцзорского синклинория, в районе сс. Ринд, Ахавнадзор, стратиграфически выше отложений с указанной фауной залегает толща мощностью до 60 м серых, местами сланцеватых, песчаных глин и известковистых средне- и мелкозернистых полимиктовых желтовато-серых песчаников, которые в верхней части разреза переслаиваются туфобрекчиями и туфопесчаниками. Встречающийся в этих отложениях комплекс фауны позволяет отнести их к верхней части верхнего эоцена—горизонту с *Nummulites fabianii retiatus*.

С. М. Григорян определены: *Nummulites fabianii retiatus* (A, B) (встречается в массовом количестве), *N. vascus initialis* Grig. (A, B), *N. bouillei* de la Harpe (A), *N. incrassatus* de la Harpe (A), *Operculina victoriensis* Chapman and Walter.

Состав моллюсковой фауны, по П. М. Асланяну, следующий: *Lucina rectangulata* Hofm., *Nuculana perovalis* Koen., *Arca appendiculata* Sow., *Batharca rubastshaica* Korob., *B. saxonica* Koen., *B. gigantea* Aslanyan, *Pseudamussium corneum* Sow., *Variamussium fallax* Korob., *Corbula ficus* Sol., *C. (Bicorbula) gallicula* Desh., *Tellina budensis* Hofm., *Crassatella woodi* Koen., *Pteria wemmelensis* Vinc., *Tympanotonos vivarii* Opp., *Cerithium dregeri* Bouss., *Syrnola subcarpatica* Opp., *Diastoma interruptum* Desh., *Turritella imbricata* Lam., *Natica micromphalus* Sand., *Terebellum (Seraphs) sopitum* Sol., *Scaphander brongniarti* Desh., *Dentalium haeringense* Dreg., *D. cf. novaki* Koen., *D. michelini* Roul.

Н. А. Саакян определены следующие мелкие фораминиферы: *Bolivina antegressa* Subb. (переходный), *Bulimina ovata* d'Orb., *B. sculptilis* Cushman., *Uvigerina jacksonensis* Cushman. и др.

На участке сс. Элпин-Зовашен, где вырисовывается зона поперечного поднятия, отделяющего Айюцзорский палеогеновый прогиб от Вединского, отложения описанного верхнего горизонта верхнего эоцена отсутствуют. Здесь породы олигоцена трансгрессивно лежат на отложениях дискоциклинового горизонта.

Вулканогенные фации верхнего эоцена в Айюцзоре представлены андезитовыми покровами и жильными породами. В районе сс. Аяр, Джагатай, Гетап, Шатин значительное площадное распространение имеют лабрадоровые, пироксеновые и пироксен-амфиболовые зеленовато-серые андезиты, залегающие в виде покровов над среднеэоценовыми туфогенными образованиями. На г. Спитак-сар, у сс. Элпин, Барцрадир, андезиты встречаются в виде крупных и мелких даек. У с. Элпин андезитовые дайки секут отложения верхнего эоцена, а обломки их встречаются в базальных конгломератах олигоцена.

Нижний — средний олигоцен

Образования олигоценового возраста представлены двумя фациальными группами—морскими осадочными и вулканогенными. Осадочные фации олигоцена развиты в северо-западной части Айюцзорского синклинория и представлены песчано-глинистыми отложениями, в нижней

части разреза прослаивающимися вулканогенными образованиями. Залегают они местами согласно на верхние горизонты верхнего эоцена, а местами трансгрессивно перекрывают более древние горизонты эоцена.

Разрез нижнего олигоцена хорошо обнажается к востоку от с. Ахавнадзор, у развалин с. Намазалу. Здесь на отлсжениях горизонта *Nummulites fabianii retiatus* согласно залегают:

1. Песчаники среднезернистые, известковистые, плотные, желтовато-коричневого цвета с фауной *Crassatella tumida* Lam., *Nuculana pegovalis* Koen, *Malletia* sp., *Arca* cf. *cylindracea* Desh., *Cyrena* sp., *Cerithium* sp., *Melongena* sp., *Conus mercati* Brocc., *Megatylotus crassatinus* Lam. Мощность — 20 м.
2. Глины песчанистые, желтовато-серого цвета с богатой нуммулитовой фауной — *Nummulites intermedius* d'Arch., *N. vascus* Joly et Leym., *N. bouillei* de la Harpe 15 м.
3. Песчаники среднезернистые, известковистые, желтовато-коричневого цвета 5 м.
4. Глины известковистые, желтовато-серого цвета 15 м.
5. Песчаники слабо карбонатные с шаровой отдельностью, желтовато-бурого цвета 5 м.
6. Глины известковистые, желтовато-серого цвета 10 м.
7. Песчаники известковистые, туфогенные, желтовато-серого цвета 5 м.
8. Глины карбонатные, песчанистые, желтовато-серого цвета 20 м.
9. Песчаники желтовато-бурые, карбонатные, туфогенные 15 м.
10. Гравелиты с плохо сохранившимися остатками *Leda*, *Cardium*, *Natica*, *Cerithium*. 5 м.
11. Песчаники рыхлые туфогенные среднезернистые желтовато-серого цвета с *Nuculana pegovalis* Koen. 25 м.

Общая мощность описанного разреза около 150—170 м.

В ущелье между сс. Ахавнадзор и Ринд, в разрезе нижнего олигоцена значительную роль играют вулканогенные образования.

Здесь нами записан следующий разрез снизу вверх:

1. Глины песчанистые серого цвета с прослоями нуммулитовых известняков с фауной *Nummulites intermedius* d'Arch., *N. vascus* Joly et Leym., *Pecten arcuatus* Brocc., *Chlamys subdiscors* d'Arch., *Gryphaea brongniarti* Bronn., *Meretrix* (*Cytherea*) *regularis* Slod., *Venus helvetica* Mayer, *Cardium pseudo-fragile* Abich, *Cardium saribulachicum* Gabr., *Natica* sp., *Nautilus* sp., *Cyrena* sp., *Lithodomus* sp., *Terebratula* sp. Мощность — около 30 м.

На участке сс. Ринд-Чива-Элпин в отложениях этого горизонта (горизонт с *Pecten arcuatus* Brocc.). П. М. Асланяном собрана более богатая фауна, среди которой им определены: *Crassatella plumbea* Chemn., *Chione agglaurae* Brongn., *Ch. korobkovi* Aslanyan, *Pitar heberti* Desh., var. *oblonga* n. var., *P. elpinensis* Aslanyan, *P. getschiensis* Aslanyan, *P. ovalina* Desh., *Arca cylindracea* Desh., *Pectunculus* (*Axinaea*) *williamsi* Sok., *P. (A.) jacquoti* Tourn., *Pecten arcuatus* Brocc., *Chlamys biarrit-*

zensis Arch. Chl. biarritzensis Arch. var. subtripartita Arch., Lima ex gr. analoga Watel., Variamussium fallax Korob., Pseudamussium corneum Sow., Spondylus radula Lam., Sp. tenuispina Sandb., Sp. bifrons Munst., Modiolus modioloides Bell., Ostrea bavarica Mayer var. kievensis Korob., Gryphaea brongniarti Bronn. var. queteleti Nyst., Nerita gabrieliani Aslanyan Diastoma costellatum Lam., Turritella terebellata Lam., Ampullina patula Lam., Cypraea aff. bartonensis Edw., Ficus nexilis Sol., F. helvetica Mayer var. daralagesica n. var., Phalium ambigua Sol., Lyría harpula Lam., Gyroscala aff. elegans Isaeva, Hemiconus defrancei Desh., Tornatella simulata Sol., Ancilla anomala Schlth., Scalaria pellati Rain., Vermetus (Serpulorbis) spirulaea Lam., Terebellum (Seraphs) sopitum Sol.

2. Туфобрекчии андезитового состава зеленовато-серого и фиолетового цветов 20 м.

3. Глины серые, песчанистые с линзами плотных коралловых известняков, которые при химическом выветривании приобретают зеленоватый цвет 30 м.

4. Глины песчанистые, известковистые, серого цвета с прослоями серых песчаников 50 м.

5. Туфобрекчии андезитового состава 15 м.

6. Перемежающаяся толща желтовато-бурых песчаников и серых глин, видимой мощностью около 60 м.

Другой характерный разрез отложений нижнего олигоцена, записанный нами у с. Ринд, представлен в следующем виде (снизу вверх):

1. Песчаники среднезернистые, желтовато-бурого и желтовато-серого цвета ок. 6 м.

2. Нуммулитовые желтовато-серые плотные известняки с Nummulites intermedius d'Arch., N. vascus Joly et Leym. N. incrassatus de la Harpe 2 м.

3. Песчаники рыхлые желтовато-бурого цвета 4—5 м.

4. Известняки нуммулитовые 1,5 м.

5. Конгломераты внутриформационные с хорошо окатанными гальками различных эффузивных пород и песчано-известковистым цементом 5 м.

6. Песчаник плотный, полимиктовый с нуммулитами 5 м.

7. Глины известковистые, серого цвета с прослоями песчаников около 20 м.

8. Туфопесчаники и гравелиты с обломками эффузивных пород 10 м.

9. Туфоконгломераты и туфобрекчии андезитового состава около 100 м.

10. Туфопесчаники и туфоконгломераты с включением глыб нуммулитовых известняков 10 м.

11. Туфобрекчии серого цвета 5 м.

12. Туфобрекчии и агломератовые туфы липаритового состава белого цвета около 15 м.

13. Грубообломочные туфобрекчии андезитового состава серого цвета мощностью около 500 м.

Эти туфобрекчии к востоку и северо-востоку от с. Ринд переслаиваются и затем фациально замещаются туфогенными песчаниками и глинами, заключающими фауну среднеолигоценового возраста. Песчаники разномерные, комковатые, то плотные, с шаровой отдельностью, то рыхлые, желтовато-бурого и желтовато-серого цветов, всегда туфогенные, порой известковистые. Видимая мощность этой глинисто-песчаниковой толщи на участке между сс. Ринд и Ахавнадзор около 150 м.

В рыхлых разностях песчаников у шоссеиной дороги между указанными селами встречается богатая фауна, соответствующая фауне горизонта циреновых песчаников Ереванского бассейна и бассейна р. Веди.

В составе этой фауны нами определены: *Polymesoda convexa* Brong., *P. convexa* Brong. var. *armeniaca* n. var. (in lit), *Meretrix* (*Cytherea*) *armeniaca* Gabr., *Cordiopsis* (*Cytherea*) *incrassata* Sow., *Meretrix* (*C.*) *villanovae* Desh., *Malletia* sp., *Ostrea* sp., *Anomia striata* Brocc., *Arca* cf. *brongiarti* Heb. et Ren., *Cytherea nitidula* Lam., *Mytilus haidengeri* Hoern., *Isocardia* sp., *Neaera* sp., *Natica heliциni* Brocc., *Potamides plicatum* Brug., *Cerithium* sp., *Diastoma costellatum* Lam., *Ancillia* sp., *Marginella* sp., *Fusus* sp. Редко встречается также *N. intermedius* d'Arch.

В северо-западной части Айоцзорского синклинория, у с. Элпин, на отложениях верхнего эоцена (дискоциклиновый горизонт), трансгрессивно, но без заметного углового несогласия, залегает толща мощностью до 100 м желтовато-серых и желтовато-бурых, средне- и грубозернистых, известковистых, туфогенных песчаников, с шаровой отдельностью с отдельными прослоями серых глин. В основании толщи залегает слой базального конгломерата с гальками известняков и андезитов верхнего эоцена. В нижней части толщи, в гравелитах и грубозернистых песчаниках встречается обильная среднеолигоценовая фауна, среди которой нами определены: *Nummulites intermedius* d'Arch., *N. vascus* Joly et Leym., *N. incrassatus* de la Harpe, *Polymesoda convexa* Brong., *Meretrix* (*Cytherea*) *armeniaca* Gabr., *Cerithium charpentieri* Bast., *C. vivarii* Opp., *Conus indeterminata* Abich, *Conus mercatii* Brocc., *C. sp. ex gr. fandonensis* Bouss., *Cryptoconus filiosus* Lam., *Latrunculus caronis* Bronn., *L. stromeri* Opp., *Cypraea* (*Eocypraea*) *mokattamensis* Opp., *Cassidea* sp., *Melongena pyruloides* Grat., *Neritopsis* sp., *Megatylotus crassatinus* Lam., *Natica* (*Ampullina*) *vapincana* d'Orb., *N. (Ampullina) garnieri* Bayan., *N. (A.) sigaretina* Lam., *Deshayesiana alpina* d'Orb.

Описанная толща песчаников по составу фауны соответствует горизонтам циреновых песчаников и Кеара-Молла Ереванского прогиба и бассейна р. Веди.

Далее к западу выходы песчано-глинистых отложений нижнего-среднего олигоцена имеются у сс. Зовашен и Биралу. Разрез последних в ущелье между сс. Зовашен и Кашка представлен в следующем виде (снизу вверх):

1. Песчаники мелко- и среднезернистые светло-коричневого и желтовато-бурого цветов, то рыхлые, то плотные с шаровой отдельностью.

2. Глины песчанистые, слабо гипсоносные, зеленовато-серого цвета с прослоями желтовато-серых рыхлых песчаников. В глинах встречаются тонкостворчатые раковины *Cardium*, *Fusus*, *Natica* и мелкие нуммулиты.

3. Песчаники среднезернистые желтовато-серого и желтовато-бурого цвета.

Видимая мощность разреза около 150 м.

Южнее и юго-восточнее с. Зовашен в крупнозернистых песчаниках и гравелитах вновь встречается фауна ниже-среднеолигоценового возраста: *Polymesoda convexa* Brongn., *Cirena sirena* Brongn., *Meretrix* (*Cytherea*) aff. *villanova* Desh., *Venus* sp., *Cardium* cf. *saribulachicum* Gabr., *Ostrea plicata* Sol., *Megatylotus crassatinus* Lam., *Deshayesiana alpina* Orb., *Cerithium vivarii* Opp., *Melongena* sp.

У с. Биралу в туфогенных песчаниках нижней части разреза олигоценовых отложений встречаются *Pecten arcuatus* Brocc., *Nuculana regovalis* Koen., *Malettia* sp. указывающие на принадлежность вмещающих пород к нижнему олигоцену (горизонту с *Pecten arcuatus* Brocc.).

В различных горизонтах верхней части разреза отложений нижне-среднего олигоцена П. М. Асланяном определены: *Divaricella ermenonvillensis* d'Orb., *Chama vicentina* Fuchs, *Cardium saribulachicum* Gabr., *Chione agglaurae* Chemn., *Chlamys permista* Beyr., *Ostrea* aff. *cymbularis* Munst., *Ficusocorbula ficus* Sol., *Trochus* cf. *lucasianus* Brongn., *Campanile meneguzzoi* Fuchs., *Potamides plicatum* Brug., *Tympanotonos margaritaceum* Brongn., *Cymatium* ex gr. *flandricum* Koen., *Ampullina vulcani* Brongn. var. *vapincana* d'Orb., *Megatylotus crassatinus* Lam., *Strombus irregularis* Fuchs, *St. auriculatus* Grat., *Hippochrenes ampulus* Sol.

Олигоцен — средний плиоцен

Стратиграфически выше песчано-глинистых отложений ниже-среднеолигоценового возраста залегает мощная (свыше 1 км) серия вулканогенных образований — элпинская серия, — слагающая мутьдовую часть Айондзорского синклинория в районе сс. Ахавнадзор, Элпин, Зовашен и юго-восточные отроги Гегамского хребта. Породы нижней части этой вулканогенной серии у сс. Ахавнадзор и Ринд переслаивают и затем согласно сменяют отложения песчано-глинистой свиты нижне-среднего олигоцена, а образования средней и верхней частей этой серии трансгрессивно и резко несогласно перекрывают различные горизонты отложений нижнего-среднего олигоцена, эоцена и верхнего палеозоя.

Элпинская серия имеет сложный петрографический состав и характеризуется сильной изменчивостью фаций. Отсутствие руководящей фауны не позволяет произвести возрастное расчленение этих вулканогенных образований. Пока предварительно элпинскую вулканогенную серию мы подразделяем на четыре свиты, каждая из которых занимает определен-

ное стратиграфическое положение и характеризуется своеобразным петрографическим составом пород.

Нижняя свита представлена темно-серыми, голубовато-серыми и зеленовато-серыми, преимущественно грубообломочными, андезитового состава туфобрекчиями и туфоконгломератами, вулканическими брекчиями, переслаивающимися голубовато-серыми, грязно-зеленоватыми андезитовыми покровами. Последние характеризуются порфировыми выделениями роговой обманки, авгита и плагиоклаза. Местами (в верхнем течении р. Элпин) эти андезиты гидротермально изменены (алуинизированы, пиритизированы, серицитизированы, каолинизированы) и окрашены в оранжевые и желтовато-бурые цвета. В верхах этой свиты выделяется регионально выраженный горизонт фиолетового цвета андезитов с многочисленными миндалинами, выполненными цеолитом, опалом, кальцитом и их туфобрекчиями. У с. Элпин и развалин с. Ардараси породы этой вулканогенной свиты, как и подстилающие песчано-глинистые отложения нижнего-среднего олигоцена, прорваны экструзивными телами санидиновых трахитов и дацитов.

Выше несогласно залегает вторая свита элпинской вулканогенной серии, четко выделяющаяся своим кислым составом пород и светлым (белесоватым) цветом. Свита эта состоит из трахитов с крупными фенокристаллами санидина, трахи-липаритов, липаритов, липарито-дацитов, а также трахи-липаритового состава агломератовых туфов, туфобрекчий, пемзовых песков и песчаников. Указанные виды пород замещают друг друга как в разрезе, так и в пространстве. Залегают они в виде покровов (туфобрекчий, туфопесчаники), экструзивных куполов (санидиновые трахиты) и небольших жильных интрузивов (дациты).

На участке сс. Элпин—Ахавнадзор эта белесоватая вулканогенная свита с эрозионным несогласием налегает на нижнюю вулканогенную свиту и в своих базальных слоях содержит многочисленные плохо окатанные обломки подстилающих пород. Породы белесоватой свиты у с. Гортун перекрывают различные горизонты верхнего палеозоя, а у сс. Зовашен, Биралу с базальным конгломератом в основании лежат на отложениях фаунистически охарактеризованного нижнего-среднего олигоцена.

Далее следует третья вулканогенная свита, представленная грубообломочными туфобрекчиями и туфоконгломератами, преимущественно андезитового и андезито-базальтового состава с многочисленными мощными прослоями туффитов, агломератовых и витрокластических туфов, туфопесчаников и туфоалевритов. Породы этой свиты очень слабо дислоцированы (падение пластов не превышает 7—10°) и с большим угловым и азимутальным несогласием перекрывают различные горизонты сравнительно более интенсивно дислоцированных образований нижних двух свит.

Верхним членом разреза элпинской вулканогенной серии является комплекс эффузивных пород, представленный светло-серыми и темно-серыми гиперстеновыми и биотитовыми андезитами, андезито-дацитами

и реже дацитами, небольшие останцы которых сохранились от размыва на водораздельных частях хребтов и вершинах гор и лежат на различных горизонтах пород подстилающей третьей свиты. К этому комплексу относятся также многочисленные андезитовые и андезито-дацитовые дайки, которые прорывают все свиты эллинской серии. Для определения возраста описанных вулканогенных свит мы базируемся на региональных сопоставлениях, ибо палеонтологических данных почти не имеется.

Третья свита от западного Айоцдзора непрерывно прослеживается на северо-запад и в верховьях рр. Веди и Азат смыкается с вохчабертской вулканогенно-обломочной свитой. Возраст последней, как уже указывалось при описании разреза Ереванского бассейна, определяется как нижний-средний плиоцен.

Кроме того, у с. Гортун в туфопесчаниках и туфоалевролитах этой третьей вулканогенной свиты нами совместно с А. Л. Тахтаджяном была собрана богатая ископаемая флора, среди которой А. Л. Тахтаджяном определены следующие формы: *Betula macrophylla* Heer, *Betula prisca* Ett., *Betula brongniarti* Ett., *Salix varians* Goepf., *Alnus subcordata* COM, *Carpinus grandis* Ung., *Acer hyrcanum* F. et M., *Acer platanoides* L., *Ulmus carpinoides* Goepf. По заключению А. Л. Тахтаджяна, флора эта имеет скорее нижнеплиоценовый (мэотис-понт) характер.

Нижележащая, вторая, вулканогенная свита по своему петрографическому составу и стратиграфическому положению сопоставляется с белесоватой свитой (также кислого состава) Приереванского района, о верхнемиоценовом возрасте которой говорилось в предыдущей главе. Кроме того, по данным П. Л. Епремяна, в образцах туфогенных пород этой свиты из восточного Айоцдзора Н. Н. Субботиной определены мелкие фораминиферы миоценового возраста.

Породы нижней свиты эллинской вулканогенной серии, как уже отмечалось, местами согласно сменяют фаунистически охарактеризованные отложения среднего олигоцена и переслаивают их. На этом основании мы ее относим к олигоцену и сопоставляем с Амультсарской вулканогенной свитой восточного Айоцдзора и Сюника.

Описанные вулканогенные образования от западного Айоцдзора прослеживаются на восток и значительное развитие получают в верховьях рр. Ехегис и Арпа. На южном склоне Варденисского хребта, в верхнем течении р. Ехегис (район Варденисского месторождения) на гидротермально измененных и оруденелых порфиритах трансгрессивно залегают:

1. Свита мощностью около 100—150 м перемежающихся пород андезитов, их туфобрекчий, туфопесчаников и туфогенных, сланцеватых глин, соответствующая по своему стратиграфическому положению и составу пород вулканогенному олигоцену.

2. Выше с эрозионным несогласием с гальками подстилающих пород в основании залегают белесоватая туфогенная свита кислого состава.

3. Далее следует другая вулканогенно-обломочная толща, соответствующая третьей вулканогенной свите эллинской вулканогенной серии.

Здесь, на левом склоне долины р. Ехегис, в диатомитовых глинах, встречающихся в виде прослоев в этой вулканогенно-обломочной толще, вновь содержатся остатки ископаемой флоры и ихтиофауны мэотис-понтического возраста.

Верхний плиоцен

К этому возрасту относятся древние покровные галечники, широко распространенные на участке сс. Гетап—Арени—Ахавнадзор, где они составляют Ахавнадзорскую наклонную равнину. Залегают они в виде террас и лежат на выровненной поверхности отложений эоцена и олигоцена. Мощность этих галечников колеблется в пределах от 2—3 и до 20—30 м. Размеры отдельных псафитовых частиц варьируют в пределах от 1 см и до 1 м, а иногда и больше.

Таким образом, мы имеем почти все переходные разности от гравия и до валуна; редко встречаются и глыбы. Отдельные частицы различных размеров находят в смешанном состоянии, залегая в виде беспорядочных нагромождений. Галечники состоят почти нацело из окатанных обломков эффузивных пород—андезитов (преобладают), андезито-дацитов, андезито-базальтов, липарито-дацитов, редко встречаются гальки кварцитов и коренных осадочных пород. Их петрографический состав в общем соответствует породам вышеописанной эллинской вулканогенной серии, продуктами размыва которых они и являются. По стратиграфическому положению и условиям образования описываемые галечники являются эквивалентными образованиями Советашенской наклонной террасы Приереванского района. Важным для решения вопроса о происхождении и возрасте этих галечников является то обстоятельство, что в их составе совершенно отсутствуют подстилающие коренные породы, слагающие данный район, и что они состоят из обломков различных эффузивных пород, широко развитых в южных отрогах Гегамского хребта. Этот факт, а также хорошая окатанность галек не оставляют сомнения в том, что они были принесены мощными водными потоками из района Гегамского хребта. Несомненно также, что привнос такого огромного количества обломочного материала происходил тогда, когда еще не существовал современный сильно расчлененный рельеф данной области. По нашему мнению (Габриелян, 1946₁, 1958₄), галечники эти флювиогляциального происхождения. Они являются продуктом размыва неогеновых вулканогенных пород Гегамского хребта и принесены мощными водными потоками, образовавшимися вследствие таяния ледника, покрывавшего Гегамский хребет в верхнем плиоцене.

Интрузивные породы

Мелкие выходы интрузивных пород кислого состава (грано-диориты, кварцевые диориты, монцониты, грано-сиениты и др.) имеются западнее с. Аяр, у с. Шатин, а также на горе Теке-долдуран. Они прорывают туфогенные образования среднего эоцена и ничем не перекрываются.

Вопрос о верхнем пределе возраста этих интрузий разбирается в следующей главе, посвященной описанию стратиграфии палеогеновых и неогеновых отложений восточного Айоцдзора и Сюника.

Д. ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ АЙОЦДЗОРСКОГО СИНКЛИНОРИЯ И СЮНИК

В восточной части Айоцдзорского синклинория и в Сюнике (Зангезуре) породы палеогенового и неогенового возраста выражены в вулканогенных фациях, а осадочные породы почти полностью отсутствуют. Это обстоятельство в значительной степени затрудняет расчленение указанных вулканогенных образований, а в равной степени и определение возраста отдельных свит и толщ. Поэтому многие вопросы, касающиеся стратиграфии палеогена и неогена указанной области, остаются еще спорными и требуют для своего решения дополнительных исследований.

Нижний эоцен

Образования, относящиеся к этому возрасту, обнажаются в западной части южного Сюника к западу от Хуступ-Гиратахского разлома, слагают южную часть Сюникского хребта и несогласно налегают на вулканогенно-осадочную толщу среднего палеозоя (девона). Представлены они мощной (свыше 1 км) свитой вулканогенных пород, состоящих, по исследованиям С. С. Мкртчяна (1958), из различного состава порфиритов и их пирокластических разностей. В основании разреза этой вулканогенной свиты—*зангезурской*—на восточном склоне гор Багадсар (Байбуган) и на Мегри-Гюнейском хребте, по указанному исследователю, залегает слой темно-серых конгломератов, состоящих из окатанных галек подстилающих палеозойских порфиритов. Выше располагается толща зеленовато-серых, темно-серых с фиолетовым оттенком, плотных мелкозернистых, полосчатых туффитов мощностью до 200—250 м. Последние местами в результате метаморфизации превращены в роговики. Выше залегает мощная (до 800 м) толща эпидотизированных, плагиоклазовых, роговообманковых и пироксеновых порфиритов с подчиненными слоями туфов, туффитов и туфобрекчий. Вся эта толща в той или иной степени метаморфизована под воздействием внедрившихся в нее интрузий. Более свежие виды порфиритов, не подвергшиеся метаморфизации, развиты в водораздельной части Сюникского хребта, на северных и восточных склонах горы Капуджих и в районе с. Гехи.

На западном склоне Сюникского хребта, в Ордубадском районе, по данным Ш. А. Азизбекова и Р. Н. Абдулаева (1947), наблюдается следующий обобщенный восходящий разрез этой вулканогенной свиты.

1. Ожелезненные плагиоклазовые порфириты темно-серого цвета.
2. Эпидотизированные плагиоклазовые порфириты с брекчиевидной структурой и серовато-зеленой окраской.
3. Роговообманковые порфириты, характеризующиеся полифировой структурой с гиалопилитовой основной массой.

4. Эпидотизированные микропорфириты.

5. Брекчиевидные порфириты с порфиристо-кластической структурой.

Нижний возрастной предел описанной вулканогенной свиты определяется тем, что в Ордубадском районе Нахичеванской АССР она подстилается флишевыми отложениями датского яруса—палеоцена. На водоразделе и на западных склонах Сюникского хребта свита эта несогласно перекрывается туфогенной свитой среднего эоцена. Этим фактом определяется верхний предел ее возраста.

Средний эоцен

В водораздельной части Сюникского хребта, в районе г. Набадаг, описанная нижнеэоценовая вулканогенная свита сменяется другой вулканогенной свитой, относимой к среднему эоцену. Контакт этих двух свит, по С. С. Мкртчяну, трансгрессивный, местами несогласный. Указанный исследователь среднеэоценовую вулканогенную свиту делит на три толщи.

Нижняя толща представлена темно-серыми и зеленовато-серыми, местами брекчиевидными порфиритами и туфобрекчиями с прослоями туфопесчаников и других осадочных пород. Далее следует средняя толща, состоящая из различных туфоосадочных пород—туффиты, туфопесчаники, туфоалевриты и др. Верхняя толща сложена зеленовато-серыми порфиритами и туфобрекчиями.

Широким развитием пользуются вулканогенно-осадочные образования среднеэоценового возраста на западном склоне Сюникского хребта и в восточной части Ордубадского синклинория в пределах Нахичеванской АССР. Здесь Ш. А. Азизбековым выделяются две толщи—нижняя вулканогенно-осадочная, представленная аргиллитами, туфопесчаниками, туфоконгломератами, порфиритами, известняками мощностью до 1 км и верхняя туфоконгломератовая, сложенная агломератовыми лавами, туфоконгломератами, туфобрекчиями и порфиритами мощностью около 700 м. В породах первой из указанных толщ, в образцах Ш. А. Азизбекова, нами определены *Nummulites laevigatus* Brug., *N. perforatus* Montf., *N. bronngniarti* d'Archiac, датирующие среднеэоценовый возраст вмещающих отложений.

В восточной части Айоцзора средний эоцен представлен перемежающейся свитой фиолетово-серых, темно-серых, зеленовато-серых туффитов, туфопесчаников, туфоалевролитов, агломератовых и витрокластических туфов, туфосланцев, туфоконгломератов и внутрiformационных андезитовых покровов мощностью свыше 1,5 км.

В водораздельной части Айоцзорского хребта, в районе Мартиросского перевала, в разрезе эоцена осадочные породы—песчаники, глины, мергели, известняки—резко преобладают, а вулканогенные фации играют подчиненную роль. У с. Азатек в песчаниках и известняках встречается очень богатая нуммулитовая фауна: *Nummulites gizehensis* Forsk. (обильно) *N. perforatus* Montf., *N. atacicus* Leym., *N. striatus* Brug. и др.

Богатая фауна нуммулитов, датирующая среднеэоценовый возраст описанных вулканогенно-осадочных образований была найдена также в различных районах восточной части Айоцдзорского синклиория.

Олигоцен

Стратиграфически выше описанных эоценовых вулканогенных образований с угловым и азимутальным несогласием залегает другая вулканогенная свита, относящаяся по возрасту к олигоцену. Вулканогенные образования олигоценового возраста широко развиты в верховьях рр. Арпа и Воротан, слагая гор. Амультсар—амульсарская свита, районы Воротанского перевала и курорта Джермук, а также в северо-западной части Сюникского хребта. Соотношение этой вулканогенной свиты с подстилающими отложениями среднего эоцена отчетливо наблюдается у с. Терп (район Воротанского перевала). Здесь на интенсивно дислоцированных отложениях эоцена, пласты которых падают на ЮЗ под углом 25—30°, несогласно налегают породы амульсарской свиты с падением пластов на СВ под углом 10—15°.

Сводный разрез олигоценовой вулканогенной свиты в верховьях рр. Арпа и Воротан, по В. Н. Котляру (1930), представляется в следующем виде (снизу вверх):

1. Свита темных, синеватых, голубоватых и фиолетового цвета туфов и туфобрекчий андезитового состава, с редкими прослоями туффитов, перемежающихся с плагиоклазовыми, амфиболовыми и пироксеновыми андезитами.

2. Свита андезитов, дацитов и липаритов с прослоями туфов и туфобрекчий того же состава и с образованиями обсидианов (для верховья р. Воротан), имеющая более светлую окраску чем свиты первая и третья. В основании этой свиты отмечены конгломераты с включениями галек и валунов диоритов, сиенито-диоритов, сиенитов и диоритовых порфири-тов.

3. Свита темных, авгит-гиперстеновых андезитов и покрывающих их туфов, туфобрекчий и туффитов, согласно налегающая на предыдущую.

Нижняя свита, по В. Н. Котляру, отличается тем, что она не содержит никаких кислых эффузивов и состоит почти исключительно из андезитов, к которым изредка присоединяются базальты.

Для второй, светло-зеленой свиты характерным является присутствие, а для северной части района и преобладание относительно кислых и щелочных разностей эффузивов от липаритов до трахитов, также сопровождающихся туфовыми продуктами. В низах этой свиты выделяются светлые песчаники с остатками растений, среди которых И. В. Палибиным определены: *Phragmites oer.ingensis* A. Br., *Quercus gmelini* Ung., *Cinnamomum buchi* Heer, *C. schucheri* Heer, *Laurus primigenia* Ung.

Присутствие галек вышеуказанных интрузивных пород в конгломерате второй свиты, по мнению В. Н. Котляра, указывает на наличие перерыва между нижней (андезитовой) и средней (липарито-дацито-анде-

зитовой), свитами и на довольно резкое изменение условий осадкообразования и вулканических излияний.

Сходный с описанным В. Н. Котляром разрез наблюдается в районе курорта Джермук, у развалин с. Зирак.

Здесь также в разрезе вулканогенных образований олигоцена выделяются две свиты, разделенные отчетливо выраженным перерывом.

Нижняя свита представлена зеленовато-серыми, сине-зеленоватыми плагиоклазовыми и гиперстеновыми андезитами, их туфами и туфобрекчиями. Выше залегает вулканогенная свита кислого состава, сложенная липаритовыми туфами, туффитами, туфобрекчиями трахилипаритового состава, прорванными отдельными сравнительно небольшими экструзиями липаритов, липарито-дацитов. В основании этой, второй свиты залегает горизонт базальных конгломератов с гальками интрузивных пород гранитоидного состава, подстилающих андезитов, а также туфопесчаников. Несколько иной разрез наблюдается в бассейне р. Воротан. Здесь, в основании вулканогенной свиты олигоцена, залегает толща мощностью до 200 м темных и темно-серых лабрадоровых и амфибол-пироксеновых андезитов со светлыми и темными фенокристаллами лабрадора и пироксена. Эти андезиты рельефно выделяются столбчатой отдельностью. Выше располагается толща мощностью до 300 м пирокластических пород, состоящая из зеленовато-серого цвета туфобрекчий и туфоконгломератов, преимущественно андезитового состава, прослаивающихся отдельными потоками андезитовых лав и различными туфоосадочными образованиями (туффиты, туфопесчаники). Северо-западнее с. Мазра в сильно ожелезненных рыхлых вишнево-красного цвета туффитах встречаются остатки стволов деревьев плохой сохранности. По данным П. Л. Епремяна, в районе с. Брнакот в туфопесчаниках Н. И. Субботиной определена *Planorbella*.

По П. Л. Епремяну, в районе с. Джуль на фиолетового цвета андезитах амальсарской свиты трансгрессивно лежит толща мощностью свыше 200 м базальных конгломератов, туфопесчаников и глин (Джульский горизонт, по указанному исследователю) с микрофауной *Cristellaria* sp. ind., *Allomorphina* sp. ind., *Globigerina* ex gr. *bulloides* d'Orb., *Globigerinoides* cf. *trilobus* (Reuss.), *Nodosaria* sp. ind., *Elphidium* sp. ind., *Valvulineria* sp. ind. (определения Н. И. Субботиной). Возраст описанного горизонта П. Л. Епремяном определяется как средний миоцен. Однако указанный состав фауны не противоречит и более древнему (верхний олигоцен-нижний миоцен) возрасту вмещающих отложений.

Вулканогенная свита олигоцена местами (Воротанский перевал, у с. Мазара, курорта Джермук и др.) прорвана интрузиями гранитоидного состава. Под воздействием гидротермальных растворов породы ее сильно изменены—алунитизированы, пиритизированы, серицитизированы и приобретают оранжевый, желтовато-белый и желтовато-бурый цвета.

К северо-западу от района курорта Джермук вулканогенная свита олигоцена скрывается под лавовыми покровами постплиоцена и вновь обнажается в верховьях р. Алаяз. Здесь также она представлена зеле-

новато-серыми и голубоватыми, местами гидротермально измененными андезитами, их туфами, туфобрекчиями, переслаивающимися с различными песчано-глинистыми туфоосадочными образованиями.

Олигоценый возраст описанной вулканогенной свиты определяется на основании ее стратиграфического положения и региональных сопоставлений. Как уже указывалось, породы ее с угловым и азимутальным несогласием залегают на различных горизонтах эоцена и в бассейне р. Воротан перекрываются вулканогенно-осадочными образованиями мио-плиоцена. Породы амальсарской вулканогенной свиты обнаруживают исключительное сходство с нижней свитой элпинской вулканогенной серии, образования которой в западном Айоцдзоре переслаиваются с фаунистически охарактеризованными отложениями нижнего-среднего олигоцена. Вопрос возраста вулканогенной свиты более подробно будет рассматриваться в главе «Обоснование возраста отложений».

Верхний олигоцен — нижний миоцен

К этому возрасту условно относится свита континентального происхождения красноцветных пород, развитых в районе с. Мазра Сисианского района. Здесь развиты рыхлые конгломераты, бесструктурные, комковатые песчаные местами слабо гипсоносные, жирные и пластичные глины красного и фиолетового цвета и песчаники.

По происхождению это типичные континентальные (элювиально-делювиальные, озерные) отложения, заполняющие неровности древнего рельефа. Поэтому мощности их сильно варьируют от нуля и до нескольких десятков метров.

Для определения возраста указанных красноцветных пород прямых геологических данных не имеется. По стратиграфическому положению и условиям образования они сопоставляются с красноцветными континентальными свитами Ереванского и Нахичеванского прогибов, где их верхнеолигоценый-нижнемиоценовый возраст устанавливается более точно.

Средний — верхний миоцен

К этому возрасту относится гипсо-соленосная свита, обнажающаяся около 8 км к юго-востоку от с. Маганджух (к ЮВ от г. Горис), на границе с Азербайджанской ССР. Здесь, в неглубоком и узком овражке, на размытой поверхности вулканогенно-обломочных пород юры лежат гипсоносные мергелистые глины зеленовато-серого и желтовато-серого цветов, приобретающие в сухом состоянии белый цвет. Мощность их около 30—35 м. Пласты их дислоцированы, падают на СВ под углом 15—20° и покрываются четвертичными лавами. Ввиду отсутствия ископаемой фауны и флоры и неясности стратиграфического положения возраст маганджухской гипсо-соленосной свиты определяется лишь, на основе регионально-геологических и палеогеографических сопоставлений. Благоприятные условия для накопления лагунных отложений на Малом Кавказе, как известно, были в миоцене (соленосные отложения Средне-

араксинской депрессии). Для разрешения данного вопроса важное значение имеет также тот факт, что в этих гипсо-соленосных отложениях отсутствуют продукты вулканической деятельности, играющие главенствующую роль в плиоценовых образованиях описываемой области. Поэтому можно думать, что отложение маганджухской свиты происходило, по-видимому, до плиоцена и скорее в миоцене.

Можно предполагать также, что эти гипсо-соленосные образования представляют лагунную фацию олигоцен-миоценовых (майкопских) морских отложений Акеринского прогиба (район с. Кубатли).

Мио-плиоцен (мэотис-понт)

Отложения этого возраста представлены в двух различных фациях—угленосной и вулканогенной.

А. Мегринская угленосная свита обнажается к северу от районного центра Мегри, около сс. Агарак, Тей, Нор-Аревик и Личк. По С. А. Тараяну, детально изучавшему эти угленосно-сланцевые образования, разрез мегринской свиты в районе с. Нор-Аревик представляется в следующем виде (снизу вверх):

1. Глинисто-известняково-песчанистые породы с бурым углем и горючими сланцами 25 м.
2. Грубозернистые песчаники 5—40 м.
3. Выше трансгрессивно залегают конгломерато-брекчии, достигающие мощности до 400 м.

На соседних участках конгломерато-брекчии залегают непосредственно на интрузивные породы. Выше залегают моренные образования мощностью 20—40 м. В угленосном горизонте были встречены остатки гастропод, среди которых нами определены *Melanopsis cf. acuminata* Sen., *M. nobilis* Sen., *Melania* sp., *Planorbis* sp., *Valvata* sp.

Среди плохо сохранившейся ископаемой флоры А. Л. Тахтаджяном были определены отпечатки листьев *Salix*.

Сходный разрез наблюдается у с. Агарак. Здесь, на размытой поверхности интрузивных пород залегают (снизу вверх):

1. Темно-зеленые песчано-глинистые породы с обломками интрузивных пород 8 м.
2. Угленосные песчаники с прослоями глин 1 м.
3. Глины светло-коричневого цвета с богатой ископаемой флорой 20 см.
4. Светло-серые, грубозернистые аркозовые песчаники, также с богатой флорой 2—3 м.

У с. Нор-Аревик, в основании мегринской угленосной свиты залегают глины сланцеватые, песчанистые, темно-серого (до черного) цвета с прослоями (мощностью до 0,5 м) углей. Общая мощность 5—6 м.

Выше следуют песчаники среднезернистые, полимиктовые, средней плотности, мощностью в 7—8 м.

Породы угленосной свиты отчетливо дислоцированы, с падением пластов на СЗ 310° под углом $20-25^\circ$, срезаются горизонтально залегающими галечниками флювиогляциального происхождения, прислонены к интрузивным массивам и приурочены к древней (мио-плиоценовой) эрозионной долине, по-видимому, сбросового происхождения. Местами эти отложения прорваны дайками и небольшими экструзивными телами андезитового и андезито-дацитового состава.

В составе растительных остатков из отложений описываемой свиты А. Л. Тахтаджяном (1956) определены: *Cinnamomum lanceolatum* (Ung.) Heer, *Laurocerasus officinalis* Roem., *Celtis* cf. *glabrata* Stev., *Quercus ilex* L., *Acer pseudoplatanus* L., *Periploca graeca* L.

На основании указанной фауны и флоры мегринская угленосная свита относится к нижнему плиоцену (мэотис-понт)* и сопоставляется с лигнитовой свитой Северного Ирана (районы Хой и Маку), залегающей над соленосной толщей и содержащей фауну позвоночных пикермийского типа (Рибен, 1944).

По А. Л. Тахтаджяну, здесь характерно совместное нахождение листопадных и вечнозеленых видов, что говорит о переходном характере флоры. Во многих других районах Закавказья этот переход—от вечнозеленой флоры к листопадной—совершился еще в верхнем миоцене, однако здесь, в условиях более теплого климата, вечнозеленые элементы продержались дольше.

Б. Вулканогенно-обломочная свита. Породы ее широко развиты в восточном Айоцдзоре и северном Сюнике, слагая водораздельные части одноименных хребтов.

Они обнажаются также Сисианского (Биченагского) и Воротанского перевалов.

Эта вулканогенная свита по петрографическому составу пород делится на три подсвиты.

Нижняя из них залегает трансгрессивно на различных горизонтах отложений палеогена и представлена кислыми эффузивами и их пирокластами—трахилипаритами, липаритами, липарито-дацитами, их туфами и туфобрекчиями серого и белого цветов. В районе с. Кочбек в нижней части указанной подсвиты залегают пемзовые пески, пеплы, сменяющиеся выше по разрезу слоистыми пемзово-пепловыми туфобрекчиями и обсидианами. Верхняя часть разреза состоит из серых липаритов. Мощность этой «белесоватой» подсвиты составляет около 200—300 м.

Выше, по-видимому, несогласно залегает вулканогенно-обломочная подсвита, состоящая преимущественно из грубообломочных туфобрекчий и туфоконгломератов андезитового состава, прослаивающихся отдельными горизонтами витрокластических и агломератовых туфов, туфитов, туфопесчаников и внутриформационных андезитовых покровов. Мощность подсвиты около 300 м.

* Мы придерживаемся схемы тех исследователей, которые считают целесообразным отнести мэотический ярус к плиоцену.

Разрез венчается покровом темно-серых и серых, витрофировых, плагиоклазовых, авгитовых и роговообманковых и слюдистых андезитов и андезито-дацитов, отдельные останцы которых сохранились от размыва в вершинных частях Сюникского и Айоцзорского хребтов.

Породы этой вулканогенной свиты в виде отдельных небольших выходов обнаружены также в долине р. Айри (правый приток р. Воротан), в районе Дастакертского месторождения и у с. Мурхуз. Здесь они представлены отдельными небольшими дайками и экструзиями трахи-липаритов, липарито-дацитов и трахитов, на размытой поверхности которых лежат породы Сисианской диатомитовой свиты.

К юго-западу от с. Мурхуз обнажаются рыхлые, желтовато-серые туфобрекчии и другие обломочные туфогенные образования, прорывающиеся дайковыми породами андезитового состава и экструзиями кислых пород. Эти дайковые и субвулканические породы соответствуют по возрасту верхней подсвите описываемой мио-плиоценовой вулканогенной свиты.

Вулканогенные образования рассматриваемого возраста значительным распространением пользуются также по северному склону Баргушатского хребта, слагая г. Салвард и ее окрестности. Представлены они, по Т. Ш. Татевосяну (1955), гиалоандезитами, андезито-дацитами, роговообманковыми трахидацитами, а также их туфобрекчиями, туфами и туфопесчаниками.

Описанная вулканогенная свита через южные отроги Варденисского и Гегамского хребтов непрерывно прослеживается на запад и смыкается с Вохчабертской вулканогенно-обломочной свитой. О мио-плиоценовом возрасте последней говорилось при описании разреза Ереванского прогиба.

Верхний плиоцен

К этому возрасту относится сложный комплекс вулканогенных, вулканогенно-пролювиальных, пресноводно-озерных и других континентальных образований, заполняющих широкую долину Палеоворотана и смежных с ней районов. Этот комплекс состоит из ряда свит и горизонтов, которые то фациальными взаимопереходами связаны друг с другом, то замещают друг друга в стратиграфическом разрезе. Сюда относятся Сисианская диатомитовая свита, Горисская вулканогенно-обломочная свита, горизонт покровных галечников, покровные лавы Ераблурского плато, Ишхансарская вулканогенная свита и толща конгломерато-брекчий Агарака и Нор-Аревика (?).

А. Сисианская диатомитовая свита. Отложения этой свиты приурочены исключительно к долинам Палеоворотана и его притоков и залегают ингрессивно на эродированной поверхности образований более древних возрастов вплоть до мио-плиоценовой вулканогенной свиты. Свита эта, мощностью до 400 м представлена диатомитовыми глинами, глинистыми диатомитами, песками, песчаниками, галечниками и други-

ми различными пемзово-пепловыми материалами, широко развитыми в районах сс. Сисиан, Шаки, Ангехакот, Агуди, Вагуди, Шамб, Уз, Дарабас. Небольшие выходы этих отложений имеются также в долине р. Айри (правый приток р. Воротан), в районе Дасте́керта и у сс. Аравус и Мурхуз.

По петрографическому составу и условиям залегания Сисианская диатомитовая свита делится на две подсвиты: нижнюю, представленную галечниками, рыхлыми песчаниками и пемзово-пепловыми материалами с отчетливо выраженной косо́й и диагональной слоистостью и верхнюю, сложенную диатомитами, диатомовыми глинами с горизонтальной слоистостью.

У развалин с. Шамб, на левом склоне ущелья р. Воротан, нами записан следующий разрез диатомовой свиты (снизу вверх):

1. Диатомитовые глины желтовато-белого цвета	10 м.
2. Вулканический песок серого цвета	5 м.
3. Пемзовый песок светло-серого цвета	5 м.
4. Диатомитовые глины темного цвета	0,5 м.
5. Пемзовый песок светлого цвета	2 м.
6. Глинистый диатомит желтовато-белого цвета	0,3 м.
7. Вулканический песок светло-серого цвета	0,4 м.
8. Тонкослоистые сланцеватые диатомитовые глины светло-коричне- вого цвета	1,5 м.
9. Пемзовый песок серого цвета	4 м.
10. Глинистые диатомиты желтовато-серого цвета	2 м.
11. Вулканический песок темно-серого цвета	3 м.
12—22. Ритмичное чередование желтовато-серых диатомитовых глин и серых вулканических песков	40 м.
23. Диатомитовые глины	10 м.
24. Песчаники крупнозернистые желтовато-серого цвета	10 м.
25. Мелкозернистые песчаники желтовато-серого цвета	2 м.
26. Диатомитовые глины	0,3 м.
27. Гипсоносные глины	0,15 м.
28. Рыхлый вулканический песок серого цвета	2 м.
29. Диатомитовые глины с тонкими прослоями песчаников	4—5 м.
30. Прослой гипса	2 см.
31. Рыхлый, желтовато-серый пемзовый песок	1,5 м.
32. Диатомитовые глины	3—4 м.
33. Вулканический песок мелкозернистый, рыхлый, серого цвета	2—2,5 м.
34. Диатомитовые глины желтовато-белого цвета	0,5 м.
35. Андезито-базальтовые лавы, несогласно перекрывающие описан- ный разрез.	

Наибольшая мощность описанного разреза в районе сс. Шамб-Дарабас достигает 200 м.

Однако на других участках, например, в бассейне р. Аравус, районе сс. Уз-Сисиан, их мощность превышает 300 м.

К востоку от с. Шаки эта свита, мощностью до 50 м, представлена в своей нижней части диатомитовыми глинами, глинистыми диатомитами, прослаиваемыми пачками вулканического песка, которые в верхней части разреза сменяются более грубослоистыми туфопесчаниками, гравелитами и мелкогалечными конгломератами, с прослоями диатомитовых глин.

В различных горизонтах отложений диатомитовой свиты, в районах сс. Уз. Шамб, Сисиан и др., нами, А. Л. Тахтаджяном и др. исследователями собрана богатая ископаемая флора, в составе которой А. Л. Тахтаджяном (Тахтаджян, Габриелян, 1958) определены: *Quercus iberica* Stev. (преобладают), *Acer ibericum* M. B. (много), *Populus hybrida* M. B., *Celtis caucasica* W., *Fraxinus oxycarpa* N., *Acer lactum* CAM., *Ulmus foliacea* Gilib., *Potamogeton lucens* L., *Phragmites communis* L., *Salix* sp., *Berberis vulgaris* L., *Myriophyllum spicatum* L., *Carpinus betulus* L., *Spiraea crenata* L., *Thymus* sp.

По заключению А. Л. Тахтаджяна, вся эта флора представлена формами, которые и в настоящее время произрастают на территории Сюника.

В районе с. Шамб, в диатомитовых отложениях, был найден также отпечаток скелета рыбы, принадлежащей, по исследованию В. И. Владимирова (1946), к сем. *Salmoridae*—лососевых (и к новому виду *Salmo derzhavini* n. sp.).

Нижний возрастной предел сисианской диатомитовой свиты определяется тем, что породы ее заполняют древнюю речную долину (палеоворотан), врезанную в образования вулканогенно-обломочной свиты, ниже-среднеплиоценового возраста.

Верхний же предел возраста устанавливается несогласным перекрыванием ее вулканогенными образованиями Ишханасарского хребта и андезито-базальтовыми лавами Ераблурского плато, относимыми, почти всеми исследователями к верхнему плиоцену. На этом основании, а также учитывая ископаемую флору, возраст сисианской диатомитовой свиты мы определяем как верхний плиоцен (акчагыл). Об ее молодом, верхнеплиоценовом возрасте свидетельствует также слабо уплотненный, рыхлый характер отложений, их почти горизонтальное залегание. Они приурочены к современным крупным речным долинам, образовавшимся в среднем плиоцене.

Б. Горисская вулканогенно-обломочная свита. Восточнее районного центра с. Сисиан, на участке сс. Вагуди, Урут, породы сисианской диатомитовой свиты фациально замещаются вулканогенно-обломочными образованиями, которые широко развиты в районе г. Горис и известны в литературе под названием «горисской свиты». Отложения горисской свиты так же, как и сисианской диатомитовой свиты, залегают ингрессивно на различных горизонтах юры и мела и приурочены к древней эрозионной долине палеоворотана.

По А. Н. Соловкину (1940), туфо-обломочные отложения района г. Горис являются южным шлейфом крупного вулкана Ишхан-сар, давшего весь материал для ее образования в течение, вероятно, значитель-

ного периода времени и в сложных, изменяющихся континентально-озерных условиях. Указанный автор выделяет следующие петрографические типы пород, принимающие участие в строении этой свиты: 1—грубообломочные туфобрекчии, 2—грубообломочные брекчии и конгломераты, 3—мелкообломочные конгломераты и брекчии, туфогенные и собственно-осадочные породы, 4—туффиты, 5—туфы и пеплы, 6—лавы покровного характера, 7—травертины.

Наибольшее распространение в составе свиты имеют грубообломочные конгломераты, которые по внешним признакам довольно разнообразны с весьма различной окраской и плотностью цемента.

В составе обломочного материала встречаются андезиты, туфы, нередко также и обломки более древних—меловых и юрских пород.

Туфы слабо уплотненные, легко поддающиеся размыванию, серого, красноватого, коричневого цветов. Сложное и частое чередование различных типов пород, а также сложный в структурном и химическом смысле, по А. Н. Соловкину, состав пород, делает очень трудным расчленение горисской толщи на более дробные литолого-стратиграфические единицы.

По левому склону ущелья р. Горис, напротив г. Гориса, нами записан следующий разрез горисской свиты (сверху вниз):

1. Туфобрекчии серого цвета	10 м.
2. Грубообломочные туфобрекчии и туфоконгломераты темно-серого цвета	20 м.
3. Туфобрекчии темно-серого цвета с прослоями агломератовых туфов	40—50 м.
4. Вулканические пески и пеплы светло-серого цвета	10 м.
5. Чередование туфобрекчий и агломератовых туфов темно-серого цвета	30 м.
6. Туфогенные песчанистые глины буровато-серого цвета	6—10 м.
7. Туфобрекчии с прослоями и песчаников и вулканических пеплов	50 м.

В районе слияния рр. Горис и Воротан, на перевальном участке, где шоссе круто спускается в ущелье р. Воротан, отчетливо видно, как горисская свита делится на две толщи—нижнюю и верхнюю, разделенные пачкой речных конгломератов. Последние состоят из обломков разнообразных эффузивных пород—базальтов, андезито-базальтов и др. и имеют мощность около 8—10 м. Конгломераты эти залегают в виде линз и карманов и к северу на расстоянии около 0,5 км выклиниваются. Однако в других местах, но в тех же гипсометрических отметках, где эти конгломераты отсутствуют, им соответствует пачка древних элювиально-делювиальных наносов мощностью 1—2 м.

От г. Горис по направлению к северу—северо-западу описываемая свита претерпевает некоторое фаціальное изменение. Оно заключается в том, что сравнительно слабо сцементированные туфобрекчии и туфоконгломераты района г. Горис, в сторону с. Брун становятся более крепко сцементированными, плотными, и при этом из разреза выпадают лег-

кие пирокластические частицы (пеплы, пемза). Благодаря этому туфобрекчии замещаются вулканическими брекчиями и внутри последних появляются потоки базальтовых и андезито-базальтовых лав. Это обстоятельство указывает на приближение к центру извержения вулканогенных образований, расположенному в районе г. Ишхансар. Здесь же (район с. Брун) отчетливо видно, как кислые лавы (серые дациты) ишхансарской вулканогенной свиты лежат на горисской вулканогенно-обломочной свите.

Верхнеплиоценовый возраст горисской свиты определяется тем, что породы ее, как уже указывалось, фациальными взаимопереходами связаны с отложениями сисианской диатомитовой свиты и вместе с последними перекрываются андезито-базальтовыми лавами Ераблурского плато. О верхнеплиоценовом возрасте сисианской свиты говорилось выше.

В. Покровные галечники. На эрозионной поверхности отложений сисианской и горисской свит залегают древние галечники, которые в большей части перекрыты лавовыми покровами и обнажаются только местами, вдоль бортов ущелья р. Воротан и ее притоков. Наиболее значительные обнажения этих галечников имеются у сс. Агуди-Вагуди, в районе с. Шаки, на участке слияния рр. Горис и Воротан, по периферии Ангехакотской котловины и на Сисианском перевале. Эти галечники мощностью в 5—10 м состоят из хорошо окатанных обломков различных эффузивных пород—базальтов, андезито-базальтов, андезитов и реже юрских и меловых пород. Размеры галек колеблются в пределах от нескольких сантиметров и до одного метра. Преобладающими являются обломки диаметром 15—20 см.

По своему геоморфологическому положению, условиям образования и возрасту эти галечники соответствуют таковым Приереванского района (Советашенское плато), западного Айоцзора (Ахавнадзорское плато) и области юго-восточного погружения Антикавказа, где они наиболее широко распространены. В последнем из указанных районов, по данным В. Е. Хаина, В. В. Тихомирова и Т. А. Горшенина (1950), описанные галечники фациально замещаются опресненно-морскими, фаунистически охарактеризованными отложениями апшерона.

Г. Покровные лавы Ераблурского плато и ишхансарская вулканогенная свита. Разрез вулканогенно-осадочных образований неогена Сюника и бассейна р. Воротан завершается мощной (свыше 600 м) свитой вулканогенных образований, слагающих Ишхансарский хребет—**ишхансарская свита**—и Ераблурское вулканическое плато между Сисианом и г. Горис в левобережной части р. Воротан.

По исследованиям К. Н. Паффенгольца и нашим данным, ишхансарская вулканогенная свита представлена андезитами, андезито-дацитами, дацитами, липарито-дацитами и реже липаритами и их пирокластами. При этом в низах разреза преобладают более основные разновидности пород (андезиты), а в верхних частях—кислые породы.

В составе покровных лав, слагающих Ераблурское плато, основными разновидностями пород являются базальты, андезито-базальты, ан-

дезиты, трахи-андезиты и андезито-дациты, которые в ущелье р. Воротан местами характеризуются прекрасно выраженными веерообразными и столбчатыми отдельностями.

Соотношение лав Ераблурского плато с ишхансарской вулканогенной свитой остается еще не совсем ясным. Мы только предполагаем, что породы Ишхансарской свиты залегают над покровными лавами Ераблурского плато. Для выяснения этого вопроса требуются более детальные исследования в бассейне верхнего течения р. Горис и к северу от сс. Агуди и Вагуди. По контакту лавовых образований Ераблурского плато и Ишхансарской свиты выходят родники, расположенные по южному подножью г. Ишхансар.

Возраст описанных вулканогенных образований большинством исследователей (К. Н. Паффенгольц, А. А. Габриелян, А. Т. Асланян, Д. И. Исаханян и др.) определяется как верхний плиоцен. Они несогласно залегают на различных горизонтах горисской и сисианской свит и в них врезана терраса с относительной отметкой 200 м, относимая к верхам плиоцена и нижнему постплиоцену.

Д. Конгломерато-брекчиевидная толща Нор-Аревика и Агарака. К верхнему плиоцену условно относятся континентальные обломочные образования, пользующиеся значительным развитием в южной части Сюника, в районе Агаракского медно-молибденового месторождения и у с. Нор-Аревик. В первом из указанных участков эти континентальные образования представлены желтовато-красными и красно-бурыми, слабо сцементированными брекчиями, состоящими из угловатых и плохо окатанных обломков преимущественно интрузивных пород Мегринского плутона. Цементирующим веществом является песчано-глинистый материал.

Лежат они на эродированной поверхности интрузивных пород Мегринского плутона и приурочены к эрозионной и, по-видимому, одновременно сбросовой долине, врезанной в породы указанного плутона. Залегают эти делювиально-пролювиальные образования в общем горизонтально; наблюдаемое местами наклонное залегание их пластов, как справедливо отмечает С. С. Мкртчян (1958), обусловлено характером древнего рельефа и сбросовыми нарушениями, имевшими место после накопления толщи. Максимальная мощность этих континентальных образований в районе с. Агарак, по С. С. Мкртчяну, достигает 70 м.

Близкий к описанным состав имеют синхронные континентальные образования, развитые в районе с. Нор-Аревик. Здесь, над отложениями мегринской угленосной свиты залегают довольно мощная (до 70—80 м) толща слабо сцементированных грубообломочных конгломератов и брекчий с плохо окатанными, большей частью угловатыми обломками различных интрузивных и эффузивных пород. Цементирующим веществом служит туфо-песчаный материал. Отсутствие ископаемых остатков в отложениях описанной обломочной толщи и неясность стратиграфического положения не позволяют установить их возраст. Толщу конгломерато-брекчий мы условно относим к верхнему плиоцену на основании

регионально-геологических и геоморфологических соображений* и сопоставляем с вышеописанными покровными галечниками.

Интрузивные породы

В Восточном Айоцдзоре и Сюнике значительным развитием пользуются интрузивные породы преимущественно гранитоидного состава.

В восточной части Айоцдорского синклинория и северной части Сюника интрузивные породы обнажаются в виде отдельных массивов, детально изученных К. Н. Котляром и Э. Г. Малхасяном.

У с. Мазра (Сисианский район) имеются две небольшие интрузии, представленные, по В. Н. Котляру (1940, 1941), сиенито-диоритами, переходными к кварцевому монцитону.

В верховьях р. Арпа, между с. Куши и курортом Джермук, состав интрузии отвечает сиенито-диоритам, с переходом их в кварцевые монцитоны и далее к оливиновому габбро.

В составе Гюмушханской группы интрузий, по исследованиям В. Н. Котляра, имеются почти все разновидности от сиенито-диоритов и до оливинового габбро и анортозита. Известна также Газминская группа интрузивов, представленная порфирированными гранодиоритами, сиенито-диоритами, граносиенитами и кварцевыми диоритами. Небольшой массив гранодиоритов имеется у с. Каяли.

Все эти малые интрузии, а также многочисленные другие, развитые в Сисианском районе, согласно данным В. Н. Котляра, по своему геологическому положению и по составу весьма близки к интрузиям Мегринского плутона и поэтому внедрение их следует относить к тому же циклу проявлений магматизма. Возраст всех интрузий Айоцдзора и Сюника К. Н. Паффенгольцем, В. Н. Котляром, В. Г. Грушевым определяется как нижнемиоценовый на том основании, что они прорывают вулканогенную толщу олигоцена, а гальки их встречаются в основании сисианской диатомитовой свиты, относимой К. Н. Паффенгольцем к миоцену.

И. Г. Магакьян связывает внедрение интрузии гранодиоритов Айоцдзора и Сисиана с предмиотической фазой складчатости.

Нижний предел возраста интрузивов восточного Айоцдзора и бассейна р. Воротан в настоящее время всеми исследователями однозначно устанавливается как постолигоценовый, так как они интродуцированы в породы амульсарской вулканогенной свиты и ее аналогов, об олигоценовом возрасте которой говорилось выше. Остается пока еще не вполне определенным верхний предел их возраста. Нам кажется, что для разрешения этого вопроса надо учесть тот факт, что окатанные гальки этих интрузивных пород в районе курорта Джермук встречаются в базальных слоях другой вулканогенной свиты, которая выделяется своим кислым составом и, по-видимому, несогласно налегает на образования амульсарской свиты. Возраст этой верхней вулканогенной свиты мы определяем как верхний олигоцен—нижний миоцен. Следует отметить, что факт нахождения окатанных галек диоритов, сиенито-диоритов, сиенитов и др. интрузивных пород в основании указанной вулканогенной

* В породы ее врезаны террасы нижнечетвертичного возраста (А. Г.).

свиты кислого состава был отмечен В. Н. Котляром еще в 1930 г. (Котляр, 1930).

Гораздо сложнее обстоит дело с определением возраста интрузии Мегринского плутона—крупнейшего в Закавказье, сложного по составу и полифазного интрузивного массива. В строении этого плутона участвуют гранодиориты, сиенито-диориты, диориты, сиениты, нефелиновые сиениты, монцониты, габбро-диориты, габбро и реже ультраосновные породы.

Породы мегринского плутона прорывают вулканогенную свиту среднего эоцена, а гальки их встречаются в основании мегринской угленосной свиты, которая ингрессивно залегает на размытой поверхности интрузии и относится по возрасту к нижнему-плиоцену. Таким образом, интрузии мегринского плутона могли внедряться в промежутки времени от верхнего эоцена и до верхнего миоцена. Для более точного определения их возраста конкретных геологических данных не имеется, поэтому и мнения исследователей расходятся. Для разрешения этого вопроса важное значение имеет выяснение генетической связи Мегринского плутона с вышеуказанными интрузивными телами северного Сюника и восточного Айоцзора, для определения возраста которых имеются более веские данные. Многие исследователи (К. Н. Паффенгольц, В. Н. Котляр, И. Г. Магакьян и др.) считают их разновозрастными, и поэтому Мегринскому плутону также приписывают миоценовый (нижнемиоценовый по К. Н. Паффенгольцу и В. Н. Котляру и верхнемиоценовый по И. Г. Магакьяну) возраст. Однако не исключена возможность, что они разновозрастны, хотя территориально близки.

С. С. Мкртчян (1958) и А. И. Адамян (1950) относят интрузии Мегринского плутона к верхнему эоцену и связывают их внедрение с пред-олигоценными тектоническими движениями. В пользу верхнеэоценового возраста указанного плутона более веские данные приводятся Л. Н. Леонтьевым и В. Е. Хаиным (1951). Ими отмечается нахождение галек из мегринского интрузивного комплекса в базальном конгломерате олигоценовой туфогенной свиты Нахичеванской АССР.

По мнению Ш. А. Азизбекова (1961), внедрение интрузии Мегринского плутона приурочено ко времени крупной перестройки плана зон поднятия и прогибания, имевшей место после олигоцена и до миоцена.

По своему вещественному составу и геотектоническому положению интрузии Мегринского плутона обнаруживают большое сходство с Памбакским интрузивным комплексом. Оба эти интрузивные комплекса расположены вдоль Анкаван-Сюникского глубинного разлома и приурочены к краевым частям Ордубадского и Севано-Ширакского синклиналиев (Габриелян, 1959₂, 1960₂). Возраст Памбакского интрузивного комплекса в настоящее время достаточно точно определяется как предверхнеэоценовый (гранитоиды) и предолигоценый (щелочные интрузии).

Е. СЕВАНО-ШИРАКСКИЙ СИНКЛИНОРИЙ И СМЕЖНЫЕ РАЙОНЫ

Следующим районом широкого развития палеогеновых и неогеновых отложений является Севано-Ширакский синклиналий, расположен-

ный в центральной части Армянской ССР, между Сомхето-Карабахским мегантиклинорием и антиклинальным поднятием Анкаван-Сюникской зоны. Наиболее широко и мощно развиты образования эоцена, представленные преимущественно вулканогенными и туфоосадочными фациями. Ими сложены Базумский, Ширакский, Памбакский, Арегунский и Севанский хребты и отчасти Цахкуняцкий и Мургузский хребты. Ограниченным распространением пользуются отложения олигоцена, выраженные в пресноводно-озерных песчано-глинистых фациях, развитых в Дилижанском синклинории и к северу от Ширакского хребта. Фаунистически охарактеризованные миоценовые отложения развиты в бассейне оз. Севан, небольшие изолированные выходы их констатированы также в районе г. Раздан и в Ноемберянском районе (Северная Армения). Плиоцен представлен двумя фациальными группами—пресноводно-озерной и вулканогенной. Озерные песчано-глинистые туфогенные отложения плиоцена развиты в бассейне оз. Севан, а вулканогенные образования—в Гегамском, Варденисском, Цахкуняцком и Ширакском хребтах. Ими сложены также Кечутский хребет и Лорийское вулканическое плато.

Палеогеновые образования рассматриваемой зоны изучены многими исследователями, однако стратиграфия и лито-фации этих отложений наиболее подробно освещены в работах О. А. Саркисяна, данными которого мы здесь пользуемся.

Общий сводный разрез палеогеновых и неогеновых отложений Севано-Ширакского синклинория представлен в следующем виде.

Датский ярус — палеоцен

Отложения этого возраста имеют незначительное распространение в Севано-Ширакском синклинории и выступают фрагментарно в сводовых частях некоторых антиклинальных структур, где нижние горизонты палеогена постепенными переходами, без признаков перерыва сменяют подстилающие отложения верхнего сенона.

Наиболее хорошо изучены эти отложения в районе Ширакского хребта. На южном склоне указанного хребта, по данным О. А. Саркисяна (1959₂, 1959₃), переход карбонатных пород маастрихта выше по разрезу к датским-палеоценовым отложениям выражается в возрастании количества терригенного и туфогенного материала, при этом этот переход совершается настолько постепенно, что определить точную границу между маастрихтом и датским ярусом очень трудно. Такой же постепенный переход от отложений верхнего сенона к нижнему палеогену наблюдается и в районе Джаджурского перевала. Здесь белые, желтоватобелые, плотные, слоистые известняки маастрихта выше по разрезу совершенно согласно сменяются темно-серыми, слабо песчанистыми известняками с датско-палеоценовой микрофауной. Последние в свою очередь, постепенно обогащаясь туфогенно-терригенным материалом, переходят в туфопесчаники нижнего эоцена.

Представлены датско-палеоценовые отложения немощной свитой (120 м)—агкилесской, по О. А. Саркисяну,— темно-серых и бурых мергелей и глинистых известняков, среди которых Д. М. Халиловым определены: *Globigerina triloculinoides* Plum., *S. aff. plicata* Chalilov, *Globorotalia cf. crassata* Cushm., *G. aff. angulata* (White).

Аналогичная микрофауна была определена Д. М. Халиловым (по сборам В. М. Амаряна) также в песчанистых известняках, обнажающихся к северо-западу от Ширакского хребта в районе с. Амасия.

В составе ихтиофауны встреченной в розовато-бурых известняках верхнего горизонта указанной свиты Л. И. Гликманом определены: *Odontapsis obliquum* Ag., *Odontapsis macrota* Ag., *Lamna elegans* Ag., *L. cf. vincenti* Winkl.

По О. А. Саркисяну, к датскому ярусу—палеоцену относятся также плотные, массивные, светлые, слоистые известняки, которые обнажаются в ядрах брахиантклинальных складок в ущелье р. Дзыкнагет (у с. Цовагюх) и в районе с. Фиолетово и раньше считались верхнесенонскими.

Датско-палеоценовый возраст их, по О. А. Саркисяну и нашим исследованиям, обосновывается следующими данными. В указанных районах известняки с маастрихтской фауной совершенно согласно, без следов перерыва сменяются известняками рассматриваемого возраста, которые выше по разрезу переслаиваются с фаунистически охарактеризованными туфогенными отложениями нижнего-среднего эоцена. Здесь, так же как и в Ширакском хребте, в верхах этих известняков встречается ихтиофауна дат-палеоценового возраста, что указывает на региональное развитие рыбного горизонта, а в нижних частях разреза встречается характерная для датского яруса—палеоцена микрофауна.

Постепенный переход отложений верхнего сенона в нижний палеоген наблюдается на северном склоне Ваденисского хребта, где также можно предполагать наличие отложений дат-палеоценового возраста.

За пределами Севано-Ширакского синклинория, в смежных с ним районах, отложения дат-палеоцена установлены А. А. Атабекяном (1959) в пределах северных предгорий Малого Кавказа, в бассейне р. Агстев. Обнажаются они, по указанному исследователю, на участке между рр. Агстев и Джозаз, в районах сс. Алпаут, Софлу и гор. Цаккар. Залегают эти отложения, по А. А. Атабекяну, трансгрессивно на различных горизонтах маастрихта и представлены базальными конгломератами, светлыми мшанково-литотамниевыми известняками с прослоями мергелей.

В мергелях Л. В. Захаровой-Атабекян определены *Globorotalia angulata* White, *Truncorotalia conicotruncata* Subb., *Globorotalia membranacea* Ehrenb., а в осыпях, происходящих из известняков, А. А. Атабекяном определены *Echinocorys cf. sulcatus* Goldf., *Cyclaster muniteri* Seunès, *S. cf. gindrei* Seunès, *Physaster abichi* Anth., *Coraster vilanovae* Cott., *S. sphaericus* Seunès и др.

На основании указанных фаун мелких фораминифер и морских ежей А. А. Атабекян приходит к выводу о принадлежности этих отложений,

мощность которых не превышает 20 м, к верхам датского яруса и палеоцену.

В районе с. Алпаут, выше мшанково-литотамниевых известняков, согласно залегает пачка мощностью до 20—25 м серых и желтовато-серых мергелистых глин, которые перекрываются порфиритами среднеэоценового возраста и относятся А. А. Атабекяном к палеоцену—нижнему эоцену.

Нижний эоцен

Породы нижнеэоценового возраста имеют несколько более широкое распространение по сравнению с дат-палеоценовыми образованиями, местами согласно сменяют подстилающие отложения палеоцена, но в ряде случаев трансгрессивно перекрывают различные горизонты более древних пород.

Представлен нижний эоцен тремя фациальными группами пород—песчано-аргиллито-алевролитовой, известняковой и вулканогенной.

А) Песчано-аргиллитово-алевролитовые фации. Отложения рассматриваемой фации обнажаются по южному склону Ширакского хребта и представлены флишoidalной свитой (лусакхюрская свита, по О. А. Саркисяну) мощностью до 200 м ритмично чередующихся песчаников, алевролитов, аргиллитов и мергелей зеленовато-серого и темно-серого цветов с примесью туфогенного материала.

В районе Джаджурского перевала и к северо-западу от с. Агкилиса О. А. Саркисяном записан следующий восходящий разрез этой свиты (Саркисян, 1959₁).

1. Темно-серые, тонкослоистые туфогенные мергели, согласно сменяющие подстилающие розовато-бурые известняки дат-палеоцена 50 м.
2. Тонкопереслаивающиеся песчаники, алевролиты и мергели 10 м.
3. Песчаники туфогенные, среднезернистые, тонкослоистые, карбонатные, грязно-зеленого цвета 0,5 м.
4. Тонкоритмичное чередование зеленоватых туфопесчаников, темно-серых мергелей и аргиллитов 4 м.
5. Песчаники туфогенные, среднезернистые, слоистые с прослоями известковистых разностей и серых мергелей 4,5 м.
6. Тонкоритмичное чередование мергелей и песчаников 15 м.
7. Мергели туфогенные, тонкозернистые, однородные, плотные, буровато-серые 0,5 м.
8. Песчаники зеленоватые, крупнозернистые, полимиктовые с прослоями зеленовато-серых аргиллитов, алевролитов и песчаников 4 м.
9. Мергели буровато-серые с обильным пелитовым материалом 1,3 м.
10. Чередование зеленовато-серых туфопесчаников и мергелей 0,5 м.
11. Песчаники туфогенные, полимиктовые, массивные, зеленоватого цвета 1,2 м.
12. Тонкое переслаивание туфогенных песчаников, алевролитов и мергелей 0,5 м.
13. Песчаники зеленоватые, среднезернистые 1,5 м.

14. Тонкоритмичное чередование зеленовато-серых туфовых песчаников и серых мергелей 0,8 м.
15. Песчаники тонкозернистые, туфогенные с прослоями крупнозернистых песчаников 2 м.
16. Прослой тонкопереслаивающихся зеленовато-серых и темно-серых туфогенных песчаников и мергелей 0,4 м.
17. На слабо размытой поверхности слоя «16» залегают зеленовато-серые, массивные, мелкогалечные конгломераты с угловато-округленными гальками подстилающих пород, плотно сцементированные песчаным материалом и с примесью пелитоморфного туфогенного материала 14 м.
18. Песчаники туфогенные, разнозернистые, зеленовато-серого цвета 2 м.
19. Чередование туфопесчаников и известковистых алевролитов 2 м.
20. Туфомергели буровато-серые, мелкозернистые, тонкослоистые с прослоями песчаников 20 м.
21. Тонкоритмичное чередование мергелей и туфопесчаников 0,8 м.
22. Песчаники туфогенные, зеленовато-серые, тонкослоистые, с карбонатным цементом, с прослоями туфомергелей, в кровле переходят в более рыхлые и богатые пелитовым материалом разности 5 м.
23. Туфомергели бурые, слоистые с прослойками туфопесчаников 1,2 м.
24. Песчаники туфогенные, полимиктовые, зеленовато-серые, мелко- и среднезернистые с тонкими прослоями туфомергелей 1,2 м.
25. Туфомергели бурого цвета 1 м.
26. Песчаники туфогенные 4 м.
27. Туфомергели с прослоями туфопесчаников 4 м.
28. Песчаники туфогенные, разнозернистые, рыхлые, тонкослоистые с прослоями алевролитов 8 м.
29. Ритмичное чередование туфомергелей, алевролитов и песчаников 8 м.
30. Мелкогалечные конгломераты 2,5 м.
31. Чередование туфопесчаников, алевролитов и аргиллитов 1,2 м.
32. Конгломераты мелкогалечные, зеленовато-серые 7 м.
33. Гравелиты и серые массивные разнозернистые песчаники 4 м.
34. Ритмичное чередование туфопесчаников и аргиллитов 4 м.
35. Песчаники туфогенные, грубозернистые, плотные серого цвета 2 м.
36. Туфоалевролиты известковистые, мелкозернистые, бурого цвета 2 м.
37. Аргиллиты буровато-серые, плотные, тонкослоистые с прослоями бурых туфомергелей 6 м.
38. Конгломераты мелкогалечные, массивные, серые с гальками подстилающих пород с песчаником и туфогенным цементом 2,5 м.
39. Тонкоритмичное чередование туфогенных пеплов и алевролитов 2,5 м.

40. Песчаники туфогенные, зеленовато-серые, крупнозернистые, плотные, слоистые	8 м.
41. Туфоалевролиты известковистые, тонкозернистые, слоистые, бурого цвета	7 м.
42. Песчаники туфогенные, мелкозернистые, тонкослоистые, плотные с прослоями более рыхлых разностей	14 м.
43. Тонкое чередование пеплов и алевролитов	2 м.

В отложениях описанной свиты не были обнаружены остатки фауны и флоры. Нижнеэоценовый возраст определяется на основании ее стратиграфического положения. Породы этой свиты, как уже указывалось, совершенно согласно и постепенно сменяют подстилающие отложения дат-палеоцена и трансгрессивно перекрываются фаунистически охарактеризованными отложениями среднего эоцена.

Сходные по составу лусахбюрской свите терригенно-карбонатные флишоидные отложения нижнего эоцена обнажаются также на Цахкуняцком хребте, где они, по А. Е. Назаряну, трансгрессивно ложатся на различные горизонты верхнего сена. Обнажаются эти отложения по правобережной части р. Раздан, в районах сс. Макраван, Агпара, Кахси и Солак. В районе с. Агпара А. Е. Назаряном (1960) описан следующий разрез (снизу вверх):

1. Базальные конгломераты с гальками верхнесенонских известняков и эопалеозойских метаморфических сланцев	30—35 м.
2. Темно-серые туфогенные песчаники и песчанистые мергели	3 м.
3. Песчанистые светло-серые известняки	0,5 м.
4. Туфогенные серые песчаники	4 м.
5. Темно-серые туфоалевролиты	5 м.
6. Светло-серые, плотные известковистые песчаники	3 м.
7. Прослой туфогенных темно-серых алевролитов	0,75 м.
8. Прослой песчанистых известняков светло-серого цвета	0,2 м.
9. Темно-серые туфогенные алевролиты	4 м.
10. Светло-серые туфогенные песчаники	2 м.
11. Темно-серые и бурые туфогенные алевролиты	3 м.
12. Мелкозернистые серые туфогенные песчаники	10 м.
13. Серые туфогенные алевролиты	4 м.
14. Мелкозернистые серые туфогенные песчаники	2 м.
15. Темные туфогенные алевролиты	3 м.
16. Порфириты	10 м.
17. Туфопесчаники серого цвета	2 м.
18. Туфогенные темно-серые алевролиты	5 м.
19. Серые, мелкозернистые туфогенные песчаники	2 м.
20. Темные туфогенные алевролиты	1 м.
21. Песчанистые известняки светло-серого цвета	0,2 м.
22. Алевролиты темно-серого и бурого цветов	0,5 м.
23. Серые туфогенные известковистые песчаники	0,3 м.
24. Темно-серые, почти черные туфогенные алевролиты	1 м.
25. Мелкозернистые плотные серые, известковистые песчаники	3 м.

26. Темно-серые туфогенные алевролиты	10 м.
27. Туфогенные мелкозернистые серые песчаники	2 м.
28. Туфогенные темные алевролиты	2,5 м.
29. Мергелистые желтые известняки	2 м.
30. Пласт порфирита серого цвета	3 м.
31. Серые туфогенные песчаники	1 м.
32. Пласт темно-серых туфогенных алевролитов	1 м.
33. Пачка темно-серых плотных мергелистых известняков и желтоватых мергелей	40 м.

Общая мощность разреза около 130—150 м.

В мелкозернистых серых известковистых песчаниках (слой 25) встречаются мелкие нуммулиты, среди которых А. А. Габриелян и С. М. Григорян определили *Nummulites planulatus* Lam., *N. globulus* Leym. (A), *N. atacicus* Leym., датирующие возраст вмещающих отложений как нижний эоцен.

Вероятно, к нижнему эоцену-палеоцену также следует отнести флишоидную свиту терригенных отложений, обнажающихся в верховьях р. Шамхор-чай, на северном склоне восточной части Севанского (Шахдагского) хребта, в пределах Азербайджанской ССР. По данным А. А. Атабекяна, свита эта представлена серыми и зеленовато-серыми плотными песчаниками с хорошо сохранившимися остатками фукоидов. Песчаники эти, характеризующиеся шаровой отдельностью, чередуются с зеленовато-серыми алевролитами и серыми мергелями, при этом стратиграфически снизу вверх роль алевролитов и мергелей постепенно убывает. По указанному исследователю, эти флишоидные отложения, имеющие мощность около 500—550 м, образуют изоклиналиную синклиналиную складку, при этом на южном крыле последней они трансгрессивно залегают на верхнесенонских известняково-мергелистых отложениях, а на северном—мощным тектоническим нарушением опущены до уровня вулканогенных отложений нижнего сенона. Хотя соотношение этой свиты с фаунистически охарактеризованным средним эоценом в данном районе не видно, однако, по региональным наблюдениям А. А. Атабекяна, нельзя сомневаться в том, что она залегают стратиграфически ниже широко развитой в Севанском хребте известняковой свиты среднего эоцена. В этих флишоидных отложениях А. А. Атабекяном обнаружен только один экземпляр *Oregocilina* sp. По своему стратиграфическому положению и литологическому составу эта свита, по-видимому, соответствует свите «метаморфических туфогенов» и нижней части башлыбельской свиты (туфогенно-терригенный флиш), выделенных М. А. Кашкаем, В. Е. Хаином и Э. Ш. Шихалибейли (1950) в верховьях р. Тертер и Акера. Возраст последних, по указанным исследователям, определяется как палеоцен—нижний эоцен.

Породы нижнеэоценового возраста, представленные известняками, вместе со средним эоценом составляют единый фациальный комплекс, поэтому их описание приводится в следующей, отдельной, главе.

Б. Вулканогенные фации. К нижнему эоцену, условно.

относятся мощные вулканогенные образования, развитые в бассейне верхнего течения р. Памбак, к западу от с. Спитак—спитакская свита, по О. А. Саркисяну. Представлена эта свита темно-серыми и зеленовато-серыми порфиритами, переслаивающимися с их туфобрекчиями и туфоконгломератами. Разрез спитакской свиты, по О. А. Саркисяну (1959), следующий (снизу вверх):

1. Базальный конгломерат с гальками подстилающих верхнемеловых известняков	10 м.
2. Порфириты темно-серые, плотные, трещиноватые	1—2 м.
3. Конгломераты крупногалечные	15 м.
4. Туфоконгломераты крупнообломочные, массивные, плотные, серого цвета, в верхней части с прослоями порфиритов	20 м.
5. Порфириты мелкозернистые, плотные, серые, трещиноватые	60 м.
6. Туфоконгломераты крупногалечные	40 м.
7. Мощный покров порфиритов	270 м.

Таким образом, литологически описанная свита делится на две подсвиты—нижнюю, туфоконгломератовую с максимальной мощностью до 200 м и верхнюю—порфиритовую мощностью до 400 м.

Вероятно, к этому же возрасту следует отнести мощную (до 1 км) свиту зеленовато-серых и темно-серых, плагиоклазовых и авгитовых, местами эпидотизированных порфиритов и их туфобрекчий, широко развитую по южным склонам гор. Леджан и Локского массива (район сс. Узунлар—Ягдан—Сарчапет).

В бассейне р. Памбак вулканогенные образования трансгрессивно, с базальным конгломератом в основании залегают на известняках верхнего сенона, а в районах гор. Лалвар и Локского массива перекрывают различные горизонты юры.

В обоих районах они покрываются нижними горизонтами среднего эоцена.

По своему стратиграфическому положению и составу пород указанная порфиритовая свита обнаруживает большое сходство с нижней вулканогенной свитой южного Сюника, о нижнеэоценовом возрасте которой говорилось в соответствующей главе.

Нижний—средний эоцен

В основании разреза вулканогенно-осадочных образований среднего эоцена, пользующихся в Севано-Ширакском синклинии наибольшим площадным распространением и характеризующихся большими мощностями, залегает свита известняков, относящаяся по возрасту к нижне-среднему эоцену. Породы этой свиты—севанской, по О. А. Саркисяну, обнажаются по южному склону Севанского хребта от района с. Шоржа на западе и до Зодского перевала на востоке и залегают несогласно и трансгрессивно (с базальным конгломератом в основании) на верхнесенонских известняках. Учитывая то обстоятельство, что в ряде мест, например у сс. Арданиш, Джиль и др., (по-видимому, в синкли-

нальных структурах) это несогласие замаскировано, некоторые исследователи (К. Н. Паффенгольц и др.) считали, что эти известняки постепенным переходом связаны с подстилающими мергелистыми известняками сенона. Однако отсутствие в описываемом районе отложений датского яруса и палеоцена решает вопрос в пользу повсеместного трансгрессивного залегания севанской известняковой свиты. Последняя представлена грубо- и тонкослоистыми, плотными, массивными, плитчатыми, обычно в той или иной степени песчанистыми, известняками, темно-серого, реже желтовато-серого цвета, мощностью до 200 м. В различных горизонтах свиты известняков у сс. Джиль, Арданиш была собрана Е. Е. Миляновским, С. Абовяном, Г. М. Акопяном, О. А. Саркисяном и нами богатая фауна крупных фораминифер, среди которой нами определены: *Nummulites atacicus* Leym. (A, B), *N. globulus* Leym. (A, B), *N. lucasi* d'Archiac, *N. distans* Desh. (B), *N. murchisoni* Brun. (A, B), *N. irregularis* Desh. (A, B), *Discocyclusina* sp.

Раньше из этих известняков (район с. Арданиш) С. С. Кузнецовым (1927) были определены *Nummulites irregularis* Desh., *N. globulus* Leym., *N. atacicus* Leym., *N. planulatus* Lam.

В коллекции фауны нуммулитов, собранной Г. М. Акопяном между сс. Шоржа и Арданиш, И. В. Качарава определены *Nummulites* cf. *planulatus* Lam. В восточной части бассейна оз. Севан, к северу и западу от сс. Мазра и Зод, нижняя часть описываемой известняковой свиты представлена желтовато-бурными, тонкоплитчатыми, песчанистыми известняками с плохо сохранившимися остатками пектинид, а верхняя часть разреза сложена светло-желтыми массивными известняками, переполненными мелкими нуммулитами — *Nummulites atacicus* Leym., *N. lucasi* d'Arch., *N. partschi* de la Harpe. Несколько восточнее, в верховьях р. Тертер (Азербайджанская ССР), в образцах из этого же горизонта, взятых М. А. Кашкаем, В. Е. Ханном и Э. Ш. Шихалибейли, И. В. Качарава, определены: *Nummulites irregularis* Desh. (A, B), *N. partschi* de la Harpe (A, B), *N. guettardi* d'Arch., *Asterodiscus stellatus* d'Arch., *Discocyclusina scalaris* (Schlumb.) и др.

Касаясь возраста севанской известняковой свиты, следует отметить следующее. Общий состав приведенных выше списков нуммулитовой фауны свидетельствует о ее ниже-среднеэоценовом возрасте. Однако вертикальное распространение отдельных видов нуммулитов все же позволяет в указанной свите выделить два горизонта. Нижний из них, залегающий со скрытым перерывом на заведомо верхнесенонских мергелистых известняках, включает в себе исключительно мелкие нуммулиты (*N. globulus* Leym., *N. atacicus* Leym., *N. lucasi* d'Arch.). Вместе с тем в этом горизонте совершенно отсутствуют более крупные и характерные для среднего эоцена формы.

Помимо того, в известняках этого горизонта С. С. Кузнецовым и И. В. Качарава был определен типичный для нижнего эоцена вид *Nummulites planulatus* Lam.

Наличие вида *N. planulatus* в этих известняках раньше было указано также нами. Однако в результате дальнейших более детальных исследований мы стали сомневаться в наличии указанного вида в известняках севанской свиты.

Но, тем не менее, приведенные выше данные позволяют отнести нижний известняковый горизонт севанской свиты к нижнему эоцену.

Верхний горизонт указанной свиты, налегающий на верхнемеловые отложения отчетливо трансгрессивно с базальным конгломератом в основании, содержит, наряду с мелкими нуммулитами, и представителей крупных и более характерных для среднего эоцена видов нуммулитов (*N. distans*, *N. murchisoni*, *N. irregularis*), свидетельствующих о среднеэоценовом (нижнелютетском) возрасте вмещающих отложений.

Стратиграфически эквивалентным верхнему горизонту севанской известняковой свиты является, по-видимому, трансгрессивный комплекс вулканогенно-осадочных образований района г. Лалвар (Алавердский рудный район). Здесь, на размытой поверхности юрских вулканогенных свит, залегают (снизу вверх):

1. Базальный конгломерат с гальками подстилающих пород 5 м.
2. Туффиты, очень плотные, массивные, известковистые, темно-серые, почти черного цвета 10 м.
3. Известняки, плотные, массивные, туфогенные, порой брекчиевидные, светло-серого, темно-серого и красно-бурого цвета с фауной *Nummulites lucasi* d'Arch., *N. distans* Desh., *N. irregularis* Desh., *N. murchisoni* Brunn.
Мощность ок. 20 м.
5. Выше залегает мощная (свыше 200 м) вулканогенная толща, представленная темно-серыми, авгитовыми и плагиоклазовыми порфиритами, их туфами и туфобрекчиями.

К нижнему-среднему эоцену следует отнести также песчано-глинистую угленосную свиту бассейна р. Мардигет, названную О. А. Саркисяном шамутской свитой. Породы последней налегают трансгрессивно на среднеюрские вулканогенные образования и обнажаются по северному крылу крупной Бабаджанской синклинали, в районе сс. Шамут, Атан.

Представлена шамутская свита глинами, мергелями, известняками, алевролитами с прослоями углей и углистых сланцев, общей мощностью до 300 м. Сводный восходящий разрез ее, по О. А. Саркисяну (1959), представлен в следующем виде:

1. Базальные конгломераты, с гальками юрских и верхнемеловых пород 100—120 м.
2. Глины известковистые, жирные, плотные, серого цвета, с тонкими прослоями песчаников и углистых сланцев 50 м.
3. Алевролиты известковистые, однородные, плотные, с прослоями пластообразных мергелистых конкреций 3 м.
4. Пласт угля, углисто-глинистого сланца и песчаника 2,5 м.
5. Глины, известковистые, жирные, темно-серые, с прослоями пластовых конкреций песчанистого мергеля 4 м.

6. Тонкое чередование прослоев угля, глинистых сланцев и песчаников 5 м.
7. Алевролиты глинистые, плотные, серого цвета с прослоями углистых сланцев 1,5 м.
8. Пласт угля, углистых сланцев и песчаников 7 м.
9. Глины, мергелистые, плотные, темно-серые, с плохо сохранившимися остатками тонких раковин, пелеципод и гастропод 22 м.
10. Мергели глинистые, тонкозернистые, однородные, плотные, серого цвета 18 м.
11. Песчаники мергелистые, тонкозернистые, слоистые, темно-серого цвета, с обильной фауной нуммулитов и орбитоидов 20—30 м.
12. Мергели глинистые, слоистые, серого цвета ок. 50 м.

Выше по разрезу несогласно залегают вулканогенно-осадочные образования среднего эоцена.

Шамутскую свиту О. А. Саркисян подразделяет на три подсвиты, отличающиеся литологически: нижнюю—глинистую, среднюю—продуктивную (угленосную) и верхнюю—мергельную.

В мергелистых песчаниках верхней подсвиты встречается богатая фауна, среди которой нами и О. А. Саркисяном определены *Assilina exponens* Sow., *As. granulosa* d'Arch., *As. spira* Rois., *Discocyclina sella* d'Arch., *D. archiaci* Schlumb., *Nummulites atacicus* Leym., *N. globulus* Leym., *N. lucasi* d'Arch., *N. pustulosus* Douv., *Chlamys* sp., *Meretrix* sp., *Gryphaea brongniarti* Bronn., *Septifer* sp., *Cassidaria* sp., *Turritella imbricata* Lam., *Natica* (*Ampullina*) *picteti* Heb. et Ren., *Deshayesiana alpina* d'Orb., *Cerithium vivarii* Opp., *Cerithium ligatum* Br. (гигантские формы), *Campanile lachesi* Bavan. (гигантские формы), *Terebratula* sp., морские ежи, а также единичные кораллы и мшанки. Из этих же отложений И. В. Качарава определены *Nummulites irregularis* de la Harpe, *Assilina spira* Rois., *Operculina canalifera* d'Arch. и др.

Комплекс фауны характеризует возраст вмещающих отложений как средний эоцен (нижняя часть). Сходная по видовому составу фауна нуммулитов встречается также в районе с. Кариндж. Так как фауна эта была собрана в верхней части шамутской свиты, не исключена возможность, что ее нижние подсвиты охватывают и верхи нижнего эоцена.

Средний эоцен

Породы среднеэоценового возраста в Севано-Ширакском синклинии пользуются наибольшим площадным распространением, характеризуются преимущественным развитием вулканогенных и вулканогенно-осадочных фаций, большими мощностями и почти повсеместно залегают трансгрессивно.

В сложном комплексе вулканогенно-осадочных образований среднего эоцена можно выделить две фациальные группы: группу слоистых туфогенных отложений флишоидного типа—ширакская свита (по О. А. Саркисяну) и группу различного состава вулканогенных обра-

зований — кироваканская свита (по О. А. Саркисяну). Поро- ды первой группы широко развиты в западной части Севано-Ширакского синклинория (Ширакский хребет, западная часть Памбакского хребта), в Севанском хребте и прилегающих к нему районах, в то время как вул- каногенные фации среднего эоцена приурочены преимущественно к цен- тральной части синклинория (Памбакский и Базумский хребты). В по- следней широко развиты также интрузивные породы.

а) Туфогенно-осадочные фации. В Севанском хребте, стратиграфически выше известняковой свиты, согласно залегает туфо- генная свита среднего эоцена, представленная зеленовато-серыми и тем- но-серыми туфобрекчиями, туфоконгломератами, туфопесчаниками, туфоалевролитами, туфами, туффитами и др. туфоосадочными образо- ваниями. Контакт указанных двух свит хорошо обнажен в верховьях р. Джил. Здесь отчетливо видно, как известняки севанской свиты с нум- мулитовой фауной, выше по разрезу, чередуются с темно-серыми туфа- ми, туфопесчаниками и затем полностью сменяются туфогенными отло- жениями.

Однако, по наблюдениям О. А. Саркисяна, в ряде мест Севанского хребта, в основании туфогенной свиты встречаются окатанные гальки подстилающих нуммулитовых известняков, что свидетельствует о на- личии перерыва, имевшего место после отложения известняковой свиты и до накопления вулканогенных образований.

В ущелье р. Тохлуджа О. А. Саркисяном записан следующий восхо- дящий разрез туфогенной свиты.

1. Перемежающаяся толща туфов, туфоалевролитов, туфопесчани- ков, туфобрекчий серого, зеленовато-серого, зеленого и голубовато-серо- го цветов	300 м.
2. Туфобрекчии мелкообломочные, зеленоватые, с обломками зеле- новатых алевролитов	30 м.
3. Туфоконгломераты, среднегалечные, плотные, массивные, с облом- ками различных вулканогенных пород	4 м.
4. Туфопесчаники разнозернистые, полимиктовые, зеленовато-серо- го цвета	4 м.
5. Туфоконгломераты среднегалечные, бурые, с гальками туфо-алев- ролитов, порфиритов и др. вулканогенных пород	3 м.
6. Туфоалевролиты тонкозернистые, однородные, плотные, массив- ные зеленого цвета	10 м.
7. Туфобрекчии мелкообломочные, зеленые, с обломками зеленова- тых туфоалевролитов и андезитовых лав	20 м.
8. Туфы пелитоморфные, мелкозернистые, плотные, зеленовато-серо- го цвета	10 м.
9. Туфопесчаники крупнозернистые, плотные, среднеслоистые, зеле- новато-серого цвета	6 м.
10. Туфы пелитоморфные, зеленовато-серого цвета	10 м.
11. Песчаники туфогенные, известковистые, тонкозернистые, серого цвета	50 м.

12. Известняки песчанистые, тонкозернистые, плотные, среднеслоистые, темно-серого цвета, сменяющиеся выше гравелитами и песчанистыми разностями с обильной нуммулитовой фауной (*N. laevigatus* Brug., *N. ataticus* Leym.) 6 м.

13. Гравелиты, плотные, известковистые, зеленоватого цвета 30 м.

14. Порфириды плагиоклазовые, авгитовые, плотные, серые 250 м.

Порфириды, хорошо обнажающиеся по южному склону Арегунийского хребта, в большинстве случаев имеют покровный характер, но в отдельных местах представлены в виде экструзивных тел, прорывающих слоистые туфогенные образования. Туфогенная свита по простиранию претерпевает значительные фациальные изменения. К востоку от района описанного разреза преобладают более грубообломочные разности пород, а в западном направлении, напротив, постепенно увеличивается роль пелитоморфных и алевролитовых пород. Среди туфогенных пород значительную роль играют трассы, представляющие собой витрокластический туф липаритового состава с пепловой структурой. По данным О. А. Саркисяна, в составе туфогенной свиты встречаются также мелкообломочные породы, напоминающие кимберлиты Якутии, а также небольшие экструзивные тела кварцевых порфиров с фельзитовой основной массой и крупными вкрапленниками кварца. Кварцевые порфиры более широко развиты в бассейне р. Гетик по южному склону Мургузского хребта, где они прослаивают мощную эффузивную толщу, залегающую на гидротермально измененных породах светло-серого и желтовато-серого цветов.

В туфогенных отложениях северного склона Севанского хребта и южного склона Мургузского (басс. р. Гетик) встречаются прослойки и мощные линзы плотных, желтовато-серых, массивных, местами мраморизованных известняков, в которых нами определены *Nummulites lucasi* d'Arch., *N. ataticus* Leym., *N. purchisoni* Brun. В желтовато-бурых туфогенных песчаниках Г. М. Акопяном собрана ископаемая фауна нуммулитов и моллюсков — *Nummulites partschi* de la Harpe, *N. lucasi* d'Arch., *N. ataticus* Leym. (B), *Gisortia gigantea* Münst., *Rostellaria* sp., *Voluta* sp., *Natica* sp., *Turritella* sp., *Isocardia* sp., *Cardium* sp., *Meretrix* sp., *Chlamys* sp., а также кораллы и реже морские ежи (определение А. А. Габриеляна).

Имеются данные у Р. Н. Абдулаева (1956) о находении нуммулитовой фауны в указанной вулканогенно-осадочной свите севернее Севанского (Шахдагского) хребта.

Раньше описанная вулканогенно-осадочная свита Севанского хребта была отнесена к юре, а налегание ее на известняковую свиту, которая также ошибочно считалась верхним мелом, объяснялось наличием крупного надвига (К. Н. Паффенгольц, 1934, 1947, 1960). Однако приведенные выше новые геологические данные и, в частности, нахождение в них богатой нуммулитовой фауны не оставляют сомнения в том, что обе эти свиты — известняковая и туфо-осадочная, принадлежат к среднему эоцену и находятся в нормальных стратиграфических соотношениях.

Стратиграфическим эквивалентом описанных вулканогенно-осадочных образований является конгломерато-песчаная свита, развитая в восточной части Базумского хребта, в бассейне р. Агарцин (левый приток р. Агстев) — агарцинская свита (по О. А. Саркисяну).

Она мощностью в 1000—1200 м, представлена чередованием песчаников различной фракции, часто туфогенных и известковистых, и конгломератов преимущественно мелкогалечных, обычно серого и зеленовато-серого цветов, с линзами и прослоями песчаных известняков и железистых песчаников (Агарцинское железорудное месторождение).

Базальными слоями агарцинской песчано-конгломератовой свиты, залегающей трансгрессивно на различных горизонтах юры и верхнего мела, являются разноцветные, плотные известковистые конгломераты района с. Куйбышево, в которых встречаются *Nummulites distans* Desh.

По южному склону Ширакского хребта нами записан следующий восходящий разрез туфо-осадочной свиты среднего эоцена.

На желтовато-белых и серых массивных известняках сенона трансгрессивно залегают:

1. Гравеллиты, с мелкими окатанными гальками подстилающих верхнемеловых пород 5 м.

По данным О. А. Саркисяна, к северу от ст. Джаджур этот базальный горизонт среднего эоцена залегают на размытой поверхности флишoidных отложений нижнего эоцена.

2. Туфопесчаники, разнозернистые, массивные, фиолетового цвета 30—40 м.

3. Перемежающаяся толща массивных, светло-зеленоватого и голубоватого цветов туфомергелей, туфосланцев с прослоями аргиллитов ок. 150 м.

4. Туфопесчаники, полимиктовые, рыхлые, слабо известковистые, серого и бурого цветов 10 м.

5. Известняки плотные, массивные, туфогенные, зеленовато-серого цвета 1 м.

6. Песчаники туфогенные, среднезернистые, бурого и темно-коричневого цвета 4—5 м.

7. Известняки туфогенные, песчаные, зеленовато-серого цвета 4—5 м.

8. Туфопесчаники с тонкими прослоями туфомергелей 5 м.

9. Известняки, плотные, массивные, туфогенные, зеленовато-серого цвета 3 м.

10. Туфоалевролиты тонкослоистые, зеленовато-серого цвета 5 м.

11. Туфомергели, массивные, плотные, плитчатые, зеленовато-серого цвета 3 м.

12. Туфопесчаники бурого цвета, с отдельными тонкими прослоями известняков 10 м.

13. Туфомергели серого цвета 1 м.

14. Туфоалевролиты, рыхлые, тонкослоистые, сланцеватые, серого цвета, с прослоями известняков 10 м.

15. Туфопесчаники среднезернистые, зеленовато-серого цвета с богатой фауной нуммулитов 0,5 м.
16. Туфоалевролиты серые 1 м.
17. Известняки плотные, массивные, туфогенные, зеленовато-серого цвета 1 м.
18. Туфопесчаники рыхлые, бурого цвета, с тонкими прослоями известняков 6,5 м.
19. Известняки серые, туфогенные 0,5 м.
20. Песчаники желтовато-бурого и темно-серого цветов 5 м.
21. Песчаники мелкозернистые, серые, с нуммулитами 0,5 м.
22. Чередование туфопесчаников и туфоалевролитов темно-серого и бурого цветов 60—70 м.
23. Известняки массивные, туфогенные, зеленовато-серого цвета 1,5—2 м.
24. Туфопесчаники средне- и мелкозернистые, коричневого и бурого цветов с шаровой отдельностью 10—12 м.
25. Известняки туфогенные, массивные, зеленовато-серого цвета 1,5—2 м.
26. Туфопесчаники типа слоя «24» 50 м.
27. Туфомергели зеленовато-серого цвета 1,5—2 м.
28. Туфопесчаники бурого цвета 7—8 м.
29. Туфогенные известняки светло-зеленого цвета 2 м.
30. Песчаники среднезернистые, серого и бурого цветов 6 м.
31. Чередование плотных, массивных, светло-зеленых туфомергелей и туфоалевролитов 20 м.
32. Туфопесчаники бурого и грязно-серого цветов 10 м.
33. Туфомергели слоистые, плитчатые, зеленовато-серого цвета и туфосланцы 15—20 м.
34. Песчаники бурого цвета, среднезернистые, полимиктовые, с прослоями известняков 15 м.
35. Чередование туфопесчаников и известняков 10 м.
36. Туфогенные известняки зеленовато-серого цвета 7 м.
37. Туфопесчаники бурого цвета с плотными мелкозернистыми и рыхлыми крупнозернистыми разностями 10 м.
38. Туфоалевролиты и туфогенные мергели зеленовато-серого цвета 5 м.
39. Туфопесчаники зеленовато-серого и бурого цвета 6—7 м.
40. Туфогенные мергели и туфоалевролиты темно-серого цвета 2 м.
41. Туфопесчаники, плотные, темно-серого цвета 2 м.
42. Туфогенные мергели и туфоалевролиты 1 м.
43. Толща тонкослоистых, сланцеватых туфопесчаников и туфоалевролитов темно-зеленого цвета с прослоями известняков 50 м.
44. Пластовая залежь габбро зеленовато-серого цвета, мощностью до 50 м.
45. Мощная (ок. 400 м) перемежающаяся толща массивных, плотных туфомергелей, туфоалевролитов и кристаллокластических и витрокластических туфов светло-зеленовато-серого и голубоватого цветов.

46. Перемежающаяся толща, мощностью до 100 м, плотных, темно-серых туфосланцев, туфоалевролитов, туфомергелей и туфопесчаников. Общая мощность описанного разреза около 1000—1100 м.

В различных горизонтах ширакской туфогенной свиты, преимущественно в нижних частях разреза, в известковых туфопесчаниках и известняках встречается богатая фауна нуммулитов, в составе которой раньше Б. Ф. Меффертотом, а в дальнейшем и нами, определены: *Nummulites laevigatus* Brug., *N. lucasi* d'Arch., *N. granifer* Douv., *N. atacicus* Leym., *N. globulus* Leym., *N. uroniensis* de la Harpe, *Assilina exponens* Sow., датирующие возраст вмещающих отложений как средний эоцен (нижняя часть среднего эоцена).

Туфоосадочными породами среднего эоцена сложены восточная (присеванская) часть Памбакского хребта, а также нижняя часть разреза палеогеновых образований северного склона Базумского хребта. В последнем выделяются три свиты: нижняя из них трансгрессивно налегает на различные горизонты меловых отложений и представлена грязно-зеленоватыми и голубовато-серыми, местами гидротермально-измененными (алунитизированными, серицитизированными) мандельштейновыми порфиритами, кварцевыми порфиритами и их туфами и туфобрекчиями, мощностью ок. 400—500 м. К этой свите приурочено Чибухлинское медное месторождение. Выше залегает туфогенная свита, мощностью около 800 м, сложенная желтовато-серыми, желтовато-бурыми, красно-бурыми, зеленовато-серыми и голубовато-серыми фельзитовыми туфами, туффитами, туфопесчаниками, туфосланцами, туфоалевролитами, туфобрекчиями, туфоконгломератами и другими туфоосадочными образованиями. В туфопесчаниках этой свиты в районе гор. Степанаван и с. Шахназар П. Л. Епремяном собрана обильная фауна нуммулитов и моллюсков — *Nummulites brongniarti* d'Arch., *N. oswaldi* Meff., *N. cf. incrassatus* de la Harpe, *Variamusium scufum* Korob., *Chlamys* sp., *Cardium* sp., *Arca* sp., *Miocardiopsis* sp., *Venus* sp., *Turritella mitis* Desh., *T. imbricata* Lam., *Solarium* sp., *Natica* sp., *Cancellaria* sp., а также морские ежи и кораллы (определение А. А. Габриеляна).

Из этой же свиты, по сборам В. Т. Акопяна, П. М. Асланяном определены *Pholadomya puschi* Goldf., *Calyptraea aperta* Sol., *Ampullina patula* Lam., *Turritella oppenheimi* Nyst., *T. imbricata* Lam., *Diastoma costellatum* Lam. var. *elongatum* Tourn., *Delphinula cf. calcari* Lam., *Fusus* sp., *Arca* sp., *Cardium* sp., *Amussium* sp.

Фауна нуммулитов датирует возраст вмещающих отложений как верхнюю часть среднего эоцена—нижнюю часть верхнего, а конхилиофауна явно верхнеэоценовая (нижняя часть). Таким образом, туфогенная свита Базумского хребта, по-видимому, относится к оверзскому ярусу, являющемуся переходным между средним и верхним эоценом.

Верхняя, вулканогенная свита палеогена Базумского хребта относится к верхнему эоцену.

Б. Вулканогенные фации. Широко развиты в центральной части Севано-Ширакского синклинория, преимущественно на Памбакском хребте, в бассейнах среднего течения р. Памбак и в верховьях

р. Агстев. Свита вулканогенных образований среднего эоцена (кировкаканская свита по О. А. Саркисяну), представлена многократным чередованием разнообразных порфиритов, кварцевых порфиров, альбитофиров, кератофиров, их туфов и туфобрекчий, прослаивающихся отдельными пластами туфоосадочных пород. Она О. А. Саркисяном делится на две подсвиты—нижнюю тандзутскую и верхнюю—собственно кироваканскую. Тандзутская подсвита сложена кварцевыми порфирами светло-серого, реже темно-серого с зеленовато-голубоватого цветов, с порфировыми выделениями кварца и полевого шпата, их туфами и туфобрекчиями, переслаивающимися с порфиритами. Местами (у с. Тандзут) она гидротермально изменена и породы ее приобретают желтовато-белый и желтовато-бурый цвета. Выше залегает вторая подсвита, состоящая из порфиритов, их туфов и туфобрекчий, мощностью свыше 1 км.

По О. А. Саркисяну, среди порфиритов, представляющих плотные, массивные породы серого, темно-серого и зеленовато-серого цветов, выделяются альбитовые и пироксен-лабрадоровые разности. Как к западу, так и к востоку от центральной части Памбакского хребта породы кироваканской вулканогенной свиты фациально замещаются туфоосадочными отложениями. По указанному исследователю, разрез среднего эоцена центральной части Памбакского хребта завершается толщей мощностью до 100 м туфообломочных образований, представленной туфобрекчиями, зеленоватыми туфопесчаниками и туфоалевролитами.

На южном склоне Памбакского хребта, в районе сс. Анкаван-Меградзор, в основании кироваканской вулканогенной свиты залегают грубослоистые туффиты, туфопесчаники, туфогенные мергели и нуммулитовые известняки, несогласно и трансгрессивно перекрывающие различные горизонты верхнего мела. Поверх залегают мощные вулканогенные образования, представленные серыми, зеленовато-серыми и голубовато-серыми порфиритами трахиандезитового состава и другими пирокластическими породами преимущественно кератофирово-ортофирового (по Г. П. Багдасаряну) состава.

Среднеэоценовый возраст кироваканской вулканогенной свиты в настоящее время устанавливается достаточно убедительно. Свита эта, как указывалось выше, в восточной и западной частях Памбакского хребта фациально замещается туфоосадочной свитой, в различных горизонтах которой встречается богатая среднеэоценовая нуммулитовая фауна. За последние годы фауна нуммулитов О. А. Саркисяном была обнаружена также в туфогенных породах самой кироваканской свиты в районе Пушкинского перевала и у сс. Фиолетово и Головино.

Особенно спорным является вопрос возраста кварцевых порфиров и их пирокластов (нижняя подсвита Кироваканской вулканогенной свиты). Одни исследователи считали эти образования среднеэоценовыми, другие—нижнеэоценовыми; были даже мнения об их юрском возрасте.

Детальными исследованиями О. А. Саркисяна получен ряд фактов, неоспоримо доказывающий их среднеэоценовый возраст (Саркисян, 1959). По его данным, кварцевые порфиры и их пирокласты прослеживаются в виле непрерывного горизонта от района с. Красносельска на

востоке, через бассейн рр. Гетик, Агстев, Памбак до Ширакского хребта на западе и в разрезе палеогеновых отложений Севано-Ширакской зоны занимают определенное стратиграфическое положение.

В ряде мест (южный склон Ширакского хребта, Пушкинский перевал, окрестности гор. Дилижан, севернее с. Чембарак, басс. р. Черной и др.) кварцевые порфиры подстилаются туфоосадочными породами с нуммулитовой фауной и выше по разрезу переслаиваются с фаунистически охарактеризованными вулканогенно-осадочными отложениями среднего эоцена.

За пределами Севано-Ширакского синклинали, в соседних с ними районах, отложения среднего эоцена пользуются ограниченным развитием и характеризуются резко уменьшенными мощностями.

На Цахкуняцком хребте средний эоцен представлен в фации туфоосадочных пород, состоящих из слоистых туфов, туффитов, туфопесчаников, туфоалевролитов, туфобрекчий, туфоконгломератов, прослаивающихся отдельными немощными внутрiformационными потоками порфиров с общей суммарной мощностью не больше 400—500 м.

В Сомхето-Карабахской тектонической зоне, ограничивающей Севано-Ширакский синклинали с северо-востока, породы средне- и верхне-эоценового возраста в виде отдельных небольших останцев обнажаются в бассейне р. Агстев (Иджеванский синклинали).

Здесь, между районными центрами Казах (Азербайджанская ССР) и Иджеван, А. А. Атабекяном (1953₂) обнаружено несколько изолированных выходов пород среднего эоцена, представленных лабрадоровыми, авгитовыми и авгит-плагиоклазовыми порфиритами и их туфобрекчиями, известковистыми песчаниками и песчанистыми известняками. В известковистых туфопесчаниках А. А. Атабекяном собрана нуммулитовая фауна, среди которой нами определены *Nummulites atacicus* Leym., *N. rotularius* Desh., *Assilina granulosa* d'Arch.

К. А. Ализاده и М. А. Багаманов (1960) приводят следующий разрез (снизу вверх) эоценовых отложений в Казахском районе:

1. Серые песчаники, среднезернистые, хорошо отсортированные, грубослоистые, с *Nummulites atacicus* Leym., *N. rotularius* Desh., *Assilina granulosa* d'Arch. (определение Т. А. Мамелова) 2 м.
2. Чередование известковистых, темно-серых песчаников и зеленовато-серых глин 15 м.
- Перерыв в обнажении.
3. Порфириты, серого и темно-серого цвета 100 м.
4. Анальцимовые трахидолериты 40 м.
5. Песчаники, известковистые, слоистые, с прослоями алевролитов, глин и известняков с *Nummulites atacicus* Leym., *Assilina granulosa* d'Arch. 10 м.
6. Чередование грубослоистых известковистых песчаников и известковистых глин с фауной *Cordiopsis incrassata* Sow., *Cardita* (*Venericardia*) aff. *sokolovi* Slodk., *Terebellum fusiforme* Lam., *Natica achatensis* Recl., *N. hantonensis* Pilk., *Voluta* (*Lyria*) *decorata* Beyrich., *Diastoma*

costellatum Lam., *Turritella imbricata* Lam. и др. (определение К. А. Ализаде)

7. Слабо известковистые глины с прослоями алевролитов и глинистых песчаников 40 м.

Слои 1—5-ый указанными исследователями относятся к среднему эоцену, а 6—7-ой—к верхнему эоцену. Описанный комплекс вулканогенно-осадочных образований Казахского района Азербайджанской ССР, по составу фауны, по-видимому, соответствует туфоосадочной свите бассейна р. Дзорaget (Степанаванский район), относимой нами к верхам среднего эоцена—низам верхнего эоцена.

Верхний эоцен

Породы верхнеэоценового возраста в Севано-Ширакском синклинории залегают повсеместно трансгрессивно на различных горизонтах среднего эоцена и представлены в основном различными вулканогенными фациями. Незначительно развиты осадочные породы.

Вулканогенные образования слагают водораздельные части Памбакского, Севанского, Арегунийского, Базумского и Ширакского хребтов, имеющие синклинальное строение. Один из наиболее полных разрезов верхнего эоцена имеется на Памбакском хребте, где он детально изучен В. Н. Котляром, Г. П. Багдасаряном, П. Л. Епремяном и О. А. Саркисяном.

В восточной части Памбакского хребта, в основании вулканогенных образований верхнего эоцена—п а м б а к с к а я с в и т а,—по О. А. Саркисяну, залегает слой базального конгломерата, состоящий из окатанных обломков эффузивно-осадочных пород среднего эоцена. Поверх залегают туфобрекчии, туфоконгломераты и туфосланцы преимущественно андезитового состава, перемежающиеся темно-серыми, плотными андезитами. Верхняя часть свиты представлена плотными, темно-серыми трахиандезитами, трахидацитами и их пирокластами. Мощность Памбакской вулканогенной свиты около 1 км.

В средней части Памбакского хребта, по данным Г. П. Багдасаряна (1956), в нижней части разреза описываемых вулканогенных образований залегают обломочные породы преимущественно трахиандезитового ряда, переходящие местами в туфообломочные породы кератофиристо-ортофиристового состава.

Выше залегают пирокластические и лейцитовые порфиры, интродуцированные дайками и жилами пород щелочного состава.

Верхнеэоценовый возраст памбакской вулканогенной свиты устанавливается достаточно отчетливо. Как уже указывалось, породы ее трансгрессивно, местами с угловым и азимутальным несогласием налегают на отложения среднего эоцена, а в районе гор Дилижан покрываются ингрессивно залегающими отложениями олигоцена (Дилижанская свита). В базальных слоях Дилижанской свиты изобилуют окатанные гальки пород Памбакской свиты.

В водораздельной части Базумского хребта вулканогенная свита верхнего эоцена, по О. А. Саркисяну, делится на две подсвиты: нижнюю и верхнюю. Нижняя подсвита, по его данным, представлена туфопесчаниками, туфоконгломератами и туфобрекчиями преимущественно андезитового состава, переслаивающимися покровами андезитов и андезито-базальтов. Выше залегают породы второй подсвиты, состоящие из зеленовато-серых андезитов, розовато-серых андезито-дацитов, дацитов, липарито-дацитов, андезито-базальтов и их пирокластов.

В западной, водораздельной части Ширакского хребта к верхнему эоцену относится свита зеленовато-серых и буроватых плагиоклазовых порфиритов (г. Комхут) и их пирокластов.

Значительную площадь занимают вулканогенные образования верхнего эоцена также в водораздельных частях Севанского и Арегунийского хребтов. Преобладающими породами в составе этой свиты, мощность которой достигает 1 км, по О. А. Саркисяну, являются андезито-базальты и андезиты, подчиненную роль играют трахилипариты, трахиты, дациты, липарито-дациты и их туфообломочные разности. Во всех указанных районах соотношение вулканогенного верхнего эоцена с подстилающим средним эоценом трансгрессивное, несогласное.

Детальный разрез верхнеэоценовых образований описан К. А. Мкртчяном (1960) в междуречье рр. Агстев и Марцигет. Здесь указанный исследователь выделяет три подсвиты: нижняя из них представлена разнообразными зеленоватыми, голубоватыми и серыми туфопесчаниками и мелкообломочными, реже грубообломочными туфобрекчиями с линзами и прослоями светлого цвета нуммулитовых известняков, покрывающимися темно-серыми пироксеновыми и плагиоклаз-пироксеновыми порфиритами и трахиандезитами.

В известняках были встречены *Nummulites perforatus* Montf., *N. incrassatus* de la Harpe (определение А. Е. Птухяна), а также пелеципод, среди которых И. А. Коробковым определены *Chlamys subdiscors* d'Arch., *Chl. biaritzensis* d'Arch., *Crassatella* ex gr. *plumbea* Chemn., *Crassatella fuchsi* Slodk. Н. А. Саакян-Гезальян определены следующие мелкие фораминиферы: *Rotalia* ex gr. *lithothamnica* Uhlig., *Globorotalia crassaefornis* Cushm., *G. armeniaca* Sahakian.

Указанный комплекс фауны характеризует возраст вмещающих отложений как переходный между средним и верхним эоценом (оверзский ярус). По составу фауны и стратиграфическому положению описанная подсвита соответствует верхним горизонтам среднеэоценовой туфогенной свиты Базумского хребта (Степанаванский хребет), о средне-верхнеэоценовом возрасте которой говорилось выше.

Выше залегает средняя подсвита, состоящая из зеленоватых, коричневато-серых и зеленовато-фиолетовых андезитовых туфобрекчий, агломератовых туфов и туфолов и подчиненных им пачек туфопесчаников и внутриформационных потоков порфиритов.

Верхняя подсвита, по К. А. Мкртчяну, сложена туфобрекчиями, пи-

рокластическими туфами (палеотипы игнимбритовых туфов), туфопесчаниками и плагиоклаз-пироксеновыми порфиритами.

Суммарная мощность свиты—около 700—800 м.

Олигоцен — нижний миоцен

В конце верхнего эоцена (перед олигоценом) в Севано-Ширакском геосинклинальном прогибе произошли мощные складкообразовательные движения, вызвавшие поднятие области и размыв отложений. После некоторого перерыва в осадконакоплении, в олигоцене, в осевой полосе зоны образуется узкий, продольный наложенный прогиб, в котором происходит накопление песчано-глинистых, угленосно-сланценосных отложений. Уцелевшие от размыва останцы этих отложений ныне сохранились в районе гор Дилижан и в западной части зоны, у районного центра Амасия.

В разрезе этих отложений района Дилижана (дилижанская свита) О. А. Саркисян выделяет две подсвиты—нижнюю, песчано-глинистую майкопского облика и верхнюю—туфогенную, угленосную.

Сводный, восходящий разрез угленосно-сланценосных отложений Дилижанского района, по данным О. А. Саркисяна, представлен в следующем виде (Габриелян, Тахтаджян, Саркисян, 1958₅).

1. Базальный конгломерат с гальками порфиритов, туффитов и других вулканогенных пород эоцена, известняков и мергелей верхнего мела 10—15 м.

2. Чередование пестроцветных песчаников и глин с подчиненными прослоями гравелита, с многочисленными растительными остатками 60 м.

3. Глины серые и шоколадно-бурые, песчанистые, слабо известковистые, комковатые, типично майкопского габитуса 18 м.

4. Глины и тонкорассланцованные глинистые сланцы серого и буровато-серого цвета с прослойками горючих сланцев и с остатками ихтиофауны и флоры. В глинах присутствуют мелкие мергельные конкреции 65 м.

5. Песчаник серый, мелкозернистый, известковистый 15 м.

6. Чередование глинистых и горючих сланцев с остатками ископаемой флоры, с конкрециями пластообразной, сферической и неправильной формы, преимущественно карбонатного состава 70 м.

7. Песчаник серый, известковистый, мелкозернистый 15 м.

8. Глина желтая и шоколадно-бурая, некарбонатная, тонко-слоистая, с прослоями глинистых сланцев 35 м.

9. Песчаники с прослоями гравелита 14 м.

10. Гравелит светло-серого цвета 10 м.

11. Песчаники разномзернистые, слоистые, серые 6 м.

12. Глина желтая, песчаная 10 м.

13. Песчаники известковистые, плотные, неравномерно-зернистые, серые с остатками мелких пресноводных гастропод 20 м.

Среди последних А. А. Габриеляном, а затем Г. Г. Мартинсоном определены *Hydrobia pseudocornea* Brus., *Melanopsis* sp. ex gr. *callosa* A. Braun., *Limnaea* sp.

14. Ритмичное чередование разномерных туфопесчаников и мелко- и среднегалечных туфоконгломератов 130 м.
15. Туфопесчаник разномерный, серый с прослойками алевролита 10 м.
16. Туфоконгломерат, средне-мелкогалечный, плотный, серого цвета 6 м.
17. Туфопесчаник разномерный, серый с глинистым цементом 10 м.
18. Чередование песчаников и алевролитов 12 м.
19. Чередование туфоконгломератов и разномерных туфопесчаников 35 м.
20. Тонкое, ритмичное чередование туфоконгломератов, туфопесчаников и алевролитов с мелкими прослоями углистых сланцев 14 м.
21. Туфоконгломерат, мелкогалечный, битуминозный с песчаным цементом 20 м.
22. Чередование битуминозных туфопесчаников и туфоконгломератов 30 м.
23. Алевролит серый, плотный с прослоями углистых аргиллитов 10 м.
24. Туфопесчаник разномерный, серый с прослоями гравелита 10 м.
25. Туфогравелиты, туфопесчаники и аргиллиты с прослойками углей и углистых аргиллитов с обугленными остатками листьев и стеблей. В углистых прослоях встречаются конкреции пирита 60 м.
26. Конгломерат, мелкогалечный, плотный 5 м.
27. Глина серая, плотная, слоистая 25—70 м.

Суммарная мощность описанного разреза, по О. А. Саркисяну, достигает 600—700 м. по нашим данным, она не превышает 250—300 м.

Для определения возраста Дилижанской свиты, имеются следующие данные:

1. Породы этой свиты, как уже указывалось, трансгрессивно и с угловым несогласием залегают на отложениях верхнего эоцена, а в западной части Севано-Ширакского синклинория несогласно же перекрываются вулканогенно-обломочными образованиями мио-плиоцена.

2. В составе богатой ископаемой флоры, встреченной в различных горизонтах свиты А. Л. Тахтаджяном определены: *Pinus palaeostrobis* (Ett.) Heer, *Taxodium dubium* (Sternb.) Heer, *Glyptostrobis europaeus* (Brongn.) Heer, *Cinnamomum cinnamomeum* (Rossm.) Hollick, *Quercus elaeana* Ung., *Q. chlorophylla* Ung., *Q. drymeja* Ung., *Comptonia diforme* (Sternb.) Berry, *Fracsinus* sp., *Typha* (?) sp., *Betula prisca* Ett.

Общий состав флоры указывает на олигоценый возраст вмещающих отложений.

Из этих же отложений в коллекциях О. А. Саркисяна П. А. Мчедлишвили (1931) определены: *Glyptostrobis ungeri* Heer, *Quercus furcinervis* Heer, *Q. cf. hamadriadum* Heer, *Quercus* sp. (вечнозеленый),

Quercus sp. (вечнозеленый), *Dryophyllum curticelese* Sap., *Banksia ha-kaefolia* Ett., *B. longifolia* Fried., *B. ungeri* Ett., *Ostrya atlantides* Ung., *Andromeda protogaea* Ung., *Rhamnus decheni* Heer, *Eugenia bogatschevi* Palib.

По заключению П. А. Мчедлишвили, общий комплекс флоры обнаруживает сходство со всеми известными среднеолигоценовыми флорами Европы и особенно Закавказья (флоры корбулевых слоев Тори в Грузии, майкопских слоев района с. Шаумян в Азербайджане).

3. В сланцеватых, листоватых глинах встречаются также остатки ихтиофауны, среди которых В. В. Богачевым определены: *Clupea* sp., *Prolebias armeniacus* n. sp., *Lepidocotus nova* (sp.). По заключению указанного исследователя фауна эта соответствует среднему или верхнему олигоцену.

Таким образом, совокупность всех имеющихся палеонтологических и общегеологических данных приводит нас к выводу о принадлежности Дилижанской свиты к олигоцену (скорее всего среднему-верхнему) и возможно, частично нижнему миоцену.

Стратиграфическим и литофациальным аналогом Дилижанской свиты являются песчано-глинистые сланценовые отложения окрестности с. Бандеван (Амасийский район). Представлены эти отложения перемежающейся свитой мощностью 250—300 м серых и желтовато-серых песчаников (порой туфогенных), аргиллитов, глин, глинистых сланцев, алевролитов, мергелей и реже конгломератов с прослоями высокозольных, темно-серых горючих сланцев.

В различных горизонтах свиты встречаются плохо сохранившиеся остатки флоры и пресноводных гастропод.

В базальных слоях бандеванской свиты, так же, как и Дилижанской, встречаются окатанные обломки подстилающих туфогенных пород эоцена.

Наличие пирокластических пород в составе верхней части дилижанской свиты свидетельствует о вулканической деятельности. Однако вопрос наличия вулканогенных фаций олигоцена в Севано-Ширакском синклинии остается еще спорным. Мы считаем вероятным к олигоцену отнести гидротермально измененные, желтовато-белые и желтовато-бурые, алунизированные андезиты и вышележащие плотно сцементированные туфобрекчии и туфоконгломераты (сильно дислоцированные), обнажающиеся на северном склоне Ваденисского хребта, у с. Шоржа (к востоку от районного центра Басаргечар). Указанные породы несогласно перекрывают туфогенные образования эоцена и покрываются другой вулканогенной свитой (белесоватой), относящейся к верхнему миоцену.

Средний миоцен

(Караганский и конкский горизонты)

Фаунистически датированные отложения среднего миоцена на территории Армянской ССР известны в двух местах: в Ноемберянском районе (Алавердский антиклинорий) и районе гор. Раздан.

В первом из указанных районов, на вершине гор. Кяклик в виде небольшого уцелевшего от размыва останца сохранились маломощные (20—30 м) прибрежно-морские отложения караганского горизонта, залегающие трансгрессивно на эродированной поверхности неокомских интрузий и верхнемеловых отложений. Представлены они известняками-ракушечниками, известковистыми песчаниками и мелкогалечными конгломератами (в основании разреза) с фауной *Spaniodontella*.

Следующий выход среднемиоценовых (конкский горизонт) отложений констатируется у г. Раздан, по левобережной части р. Раздан. Здесь в виде небольших изолированных останцев встречаются терригенные и карбонатные маломощные отложения, залегающие ингрессивно на интенсивно дислоцированных известняках сенона, а местами и на метаморфических сланцах эопалеозоя Арзаканского кристаллического массива и ничем не перекрываются. Сводный восходящий разрез этих отложений представлен в следующем виде (Габриелян и Назарян, 1960₄):

1. Конгломераты и гравелиты рыхлые, мощностью до 3 м, с многочисленными плохо окатанными гальками из обломков подстилающих пород

2. Глины серые, комковатые, видимой мощностью 15 м.

3. Известняки-ракушечники, желтовато-серые, мощностью около 3 м, с включением обломков сенонских известняков и метаморфических сланцев эопалеозоя.

4. Известковистые мергели, желтовато-серые 15 м.

5. Песчаники и гравелиты, рыхлые 5 м.

Учитывая слабую дислоцированность (почти горизонтальное залегание) этих отложений, а также регионально-геологические данные, они относились к миоцену. Однако в вопросе более точного определения их возраста мнения исследователей расходятся. Группа геологов высказалась за их мэотический возраст, а другие считают более вероятным отнести эти отложения к конкскому горизонту среднего миоцена. Подобное расхождение во взглядах было обусловлено неудовлетворительной сохранностью остатков ископаемой фауны, что привело к тому, что даже лучшие знатоки конхилиофауны неогена СССР определяли ее по-разному.

Так, В. В. Богачевым и А. Г. Эберзиным в известняках-ракушечниках были определены *Congeria panticapaea* Andrus., *Cardium* sp., *Pholas* sp., *Potamides disjunctoides* Sinz., *Modiola volhynica* Eichw. и др., свидетельствующие об их мэотическом возрасте, а согласно определениям В. П. Колесникова и Б. П. Жижченко, в составе этой фауны имеются характерные для конкского горизонта *Modiola* ex gr. *kolosnikovi* Liv. и *Pholas*.

Решению этого вопроса не помогли также регионально-геологические и палеогеографические данные.

Слабая дислоцированность этих отложений свидетельствует об их молодом, скорее мэотическом возрасте, так как в соседних районах (Ереванский прогиб, Севанская впадина) сарматские отложения интен-

сивно дислоцированы, а морские условия их накопления, напротив, говорят об их более древнем, чем мезотический, возрасте.

В последние годы, в связи со строительством одной из гидростанций Севан-Разданского каскада, вдоль водного канала у гор. Раздан обнажились верхние слои разреза отложений Разданского района. В этих отложениях, представленных глинами, песчаниками и известняками-ракушечниками, оказалась богатая конхилиофауна удовлетворительной сохранности. Собранный нами фауна была определена Н. М. Жгенти под руководством Л. Ш. Давиташвили, И. Я. Яцко и К. М. Султановым.

К. М. Султановым определены *Modiola buglovensis* Gat., *M. cf. kolesnikovi* Liw., *Barnea ustjurtensis* (Eichw.), *B. aff. ujratanica* Andrus., *B. bulgarica* Toulou, *B. sp.*, *Natica sp.*, *Turritella sp.*, *Cerithium sp.*, *Potamides sp.*

В образцах, посланных на определение И. Я. Яцко, им указывается наличие *Cardium sp.*, *Congerina sandbergeri* Andrus., *Modiola volhynica* Eichw., *Pholas sp.* (*kubanicum* Zhizh.?), *Buccinum (Nassa) nodosocostatum* Hilb., *Cerithium nodosoplicatum* Hörn., *Helix sp.*

По заключению указанных исследователей—К. М. Султанова и И. Я. Яцко, комплекс фауны дает основание отнести отложения Разданского района к конкскому горизонту.

По мнению Л. Ш. Давиташвили, более вероятен среднемиоценовый (скорее конкский, чем чокракский) возраст этой фауны.

О. И. Джанелидзе, любезно определившая микрофауну из этих образцов, указала на наличие среднемиоценовых форм *Miliolina ex gr. gracilis* (Karrez), *M. aff. nitens* Reuss.

Таким образом, вопрос возраста описываемых отложений, являющийся долгое время предметом оживленной дискуссии, в настоящее время получает свое решение на основании новых палеонтологических данных.

Слабую дислоцированность пород среднего миоцена Разданского района наряду с наличием геосинклинальной складчатости в средне-верхнемиоценовых отложениях Ереванского прогиба и Севанской впадины можно объяснить тем, что они подстилаются консолидированным жестким эопалеозойским субстратом.

В миоцене Арзаканский (Цахкуняцский) антиклинорий, сложенный породами метаморфического комплекса докембрия-эопалеозоя и несогласно перекрывающими их, но довольно интенсивно дислоцированными отложениями верхнего мела и эоцена, представлял устойчивый срединный массив и обусловил малую мощность и слабую дислоцированность пород, отлагающихся на его юго-восточном склоне (Габриелян и Назарян, 1960₅).

Верхний миоцен (сарматский ярус)

В пределах Севано-Ширакского синклинория отложения сарматского возраста имеют ограниченное развитие. Приурочены они к Севанской неогеновой впадине и обнажаются у с. Арцвакар (Сарыкаинский мыс),

в ядре антиклинальной складки северо-западного простирания. Представлены эти отложения (арцвакарская свита) зеленовато-серыми с желтоватым оттенком, жирным, слегка гипсоносными глинами с включениями глыб плотных, желтовато-белых, мшанковых известняков и известняков-ракушечников, сложенных из мелких плоских раковин пресноводных гастропод (*Hydrobia* и др.).

По своему происхождению эти глыбы являются типичными биогермами.

Е. Е. Милановский (1952), детально изучавший неогеновые и антропогенные отложения бассейна оз. Севан, выделяет следующие типы известняков:

а) мшанковые известняки, б) гастроподовые известняки-ракушечники, в) оолитовые известняки, переслаивающиеся с массивными известняками, г) известняки с обломочной текстурой, с многочисленными включениями обломков известняков, мергелей и обломков раковин пресноводных гастропод. По данным Е. Е. Милановского, согласно определению Г. Г. Абрикосова и Ю. М. Феофановой, мшанки, безусловно, из группы *Membranipora* и при этом скорее всего относятся к *Nitscheina* (*Membranipora*) *kischenevensis* n. sp.

Мембранипоры вертикально довольно широко распространены и сохранились и поныне, но лишь в среднем и верхнем сармате они достигают пышного развития. На Керченском и Таманском полуостровах, по Г. Г. Абрикосову и Ю. М. Феофановой, в отложениях переходного горизонта от сармата к мэотису, мшанки вместе с *Hydrobia* являются единственными представителями фауны и строят рифы, описанные выше Н. И. Андрусовым.

Среди пресноводных гастропод нами определены *Hydrobia*, *Bythinia*, *Valvata* и другие формы. К юго-востоку от с. Арцвакар, над мшанковыми известняками залегают серые песчанистые глины видимой мощностью около 70—80 м. В глинах и реже известняках-ракушечниках встречаются также остатки остракод, среди которых С. А. Бубикян определены *Cyprideis sarmatica* (Zal.), *Candonella schubinae* Mand., *Lymnocythere suzini* sp. n. и др.

Таким образом, приведенные палеонтологические данные свидетельствуют о сарматском возрасте отложений арцвакарской свиты. Трудно пока говорить о принадлежности этих отложений к тому или иному горизонту сарматского яруса ввиду недостаточного количества имеющихся палеонтологических данных. Мы только полагаем, что они скорее средне-сарматские по следующим соображениям.

Водоем, в котором происходило отложение арцвакарской свиты, несомненно характеризовался пресноводным режимом, о чем свидетельствует богато представленная пресноводная фауна гастропод. Что же касается фауны мшанок, то она, по данным Г. Г. Абрикосова и Ю. М. Феофановой, является морской, но выдержавшей значительное опреснение. По Б. П. Жижченко, сильно опресненным режимом характеризовал-

ся также сарматский бассейн Причерноморья, в котором обитали мембранипоры и гастроподы из группы *Hydrobia*.

В Ереванском прогибе фациально сходные пресноводные отложения сарматского возраста обнажаются в ущелье р. Раздан (гастроподово-анодонтовый горизонт разданской свиты), где они залегают под слоями с верхнесарматской мактровой фауной и относятся нами к среднему сармату.

Отложения с пресноводной сарматской фауной обнаружены также в Октемберянском прогибе.

Все эти данные позволяют считать, что указанные пресноводные отложения Ереванского прогиба, бассейна оз. Севан и Октемберянского прогиба являются синхронными и относятся по возрасту, вероятно, к среднему сармату. Что же касается соотношения арцвакарской свиты с подстилающими и покрывающими отложениями, то следует отметить следующее: породы этой свиты несогласно перекрываются вулканогенно-осадочными образованиями нижнего-среднего плиоцена, однако их контакт с более древними отложениями не обнажается.

За последние годы буровыми скважинами доказано значительное распространение сарматских отложений с большими мощностями в западной части Севанской впадины. У с. Арцвакар одна из скважин вскрыла сарматские отложения в песчано-глинистой фации мощностью более чем 600 м. При этом, в нижних горизонтах указанных отложений выявлены пропластки каменной соли. Эти данные позволяют предполагать, что, здесь, под среднесарматскими отложениями, залегают гипсо-соленосная свита типа Ереванского соленосного бассейна. В последнем соленосная свита залегают под пресноводным горизонтом сармата. Этот факт также подтверждает наше предположение о синхронности пресноводных отложений сармата бассейна оз. Севан и Ереванского прогиба.

Сарматские отложения буровой скважиной обнаружены и у с. Еранос, между г. Камо и районным центром Мартуни.

Нижний — средний плиоцен (мэотис—век продуктивной толщи)

Стратиграфически выше сарматских отложений, в бассейне оз. Севан, несогласно залегают свита вулканогенно-осадочных образований, относящихся к мэотису, понту и среднему плиоцену. Значительным распространением пользуются эти образования также в Ширакском, Цахкуняцском, Варденисском, Памбакском и Джавахетском (Кечутском) хребтах. В Севанской впадине сводный разрез ниже-среднеплиоценовой вулканогенно-осадочной свиты, по Е. Е. Милановскому и нашим данным, представляется в следующем виде.

В сводовой части отчетливо выраженной антиклинальной складки, расположенной к юго-востоку от с. Арцвакар, на берегу оз. Севан, обнажаются снизу вверх:

1. Зеленовато-серые мергелистые глины и алевроиты с прослоями

светло-серых, рыхлых, пелловых песчаников с многочисленными *Dreissensia*.

2. Чередование известняков-ракушечников и известковистых туфогенных песчаников.

3. Белые, желтоватые и реже зеленоватые, плитчатые, перекристаллизованные известняки-ракушечники.

Во всех слоях присутствуют многочисленные остатки дрейсенсии. Видимая мощность этих слоев 35—40 м. В них А. Г. Эберзин определил новый вид *Dreissensia n. sp.* который, видимо, является прямым предком *Dreissensia diluvii* Abich, широко распространенной в озерах Армянского нагорья в верхнем плиоцене—нижнем плейстоцене.

В глинах с *Dreissensia*, залегающих в нижней части приведенного разреза, Д. М. Халиловым определены: *Ulyocypris gibba* Ramd., *Paracypris candia* (Liv.), *Cythere saljanica* Liv., *Cythere sp.*

Эти остракоды, по его заключению, распространены в отложениях плиоцена, причем, «такая ассоциация видов остракод скорее всего напоминает фауну замкнутого бассейна, подобно продуктивной толщи Бакинского района». С. А. Бубикян определены: *Advenocypris dorso-depressa* Schw., *Eucypris archvanica sp. n.*, *E. baiazetica sp. n.*, *Candona stagnalis* Sars, *Limnocythere sp. n.* и др.

Кроме того, в этой же свите, у с. Вали-Агалу, среди туфобрекчий встречается прослой кислых туфов и диатомитов, в которых А. П. Жузе определено 24 вида диатомовых водорослей плиоценового возраста (Милановский, 1952). Базируясь на приведенных палеонтологических данных, а также учитывая стратиграфическое положение, эту подсвиту мы относим к нижнему (мэотис-понт) и, возможно, частично к среднему плиоцену, и сопоставляем с вохчабертской свитой Приереванского района и ее эквивалентами. При этом нижний глинистый горизонт с новыми видами дрейсенсий вероятно относится к мэотису, а вышележащая вулканогенная часть—к понту и среднему плиоцену.

Как уже указывалось, известняки и туфогенные песчаники с дрейсенсиями без видимого несогласия покрываются толщей туфобрекчий и туфов. В обнажениях на берегу озера в этой толще преобладают туфобрекчии, состоящие из угловатых, реже слабоокатанных, бурых, голубоватых и пр. андезитов и андезито-дацитов, реже андезито-базальтов и дацитов. Отмечаются также редкие обломки известняков, переотложенные из подстилающей толщи.

Туфобрекчии чередуются с пачками туфов и туфоконгломератов того же состава. Вместе с подстилающей толщей, туфобрекчии прорываются дайками липарито-дацитов, частью брекчированных и перетертых, которые являются корнями эффузивных покровов, прослеживаемых в вышележащих отложениях. Видимая мощность толщи туфобрекчий здесь 15—20 м. Она является заведомо неполной, так как покрывающие ее породы ложатся на нее с резким размывом и угловым несогласием. У с. Арцвакар в свите преобладают серые, коричнево-серые, розоватые или лиловые грубообломочные туфы.

Эти туфы чередуются более тонкообломочными туфами, туфогразелитами, прослойками туфобрекчий и туфоконгломератов. В тонкообломочных разностях присутствуют мелкие кусочки светло-желтого липарито-пемзового материала. В средней части толщи отмечен маломощный покров серых андезитов.

Толща туфобрекчий оонажается также в районе сс. Еранос—Дзорагюх (западное побережье оз. Севан) и на восточном склоне Гегамского нагорья, к востоку от г. Аждаак.

В первом из указанных районов, в толще туфобрекчий в отличие от вышеописанного разреза встречаются в значительном количестве глыбы и обломки белых, розоватых и красных опаловых и частично халцедоновых пород.

В верхней части толщи туфобрекчий, к северо-востоку от с. Дзорагюх (на левом берегу правого притока р. Дзорагюх), между пачками брекчий, состоящих из обломков андезитов, андезито-базальтов, андезито-дацитов, была встречена пачка слоистых, тонкообломочных пород кислого состава мощностью около 20 м. Она представлена переслаиванием сиренево-серых, белых, розоватых мелкообломочных гравийных микробрекчий, пепловых песков, туфов, туффитов.

Среди пепловых и песчаных слоев отмечены тонкие прослойки белого диатомита со значительной примесью стекловатых пепловых обломков. В туфопесчаниках А. П. Жузе определены следующие диатомеи: *Melosira scabrosa* Oestr., *Fragillaria pinnata* Ehr., *Novicula oblonga* KTZ., *Cymbella lanceolata* V. H., *Epithemia turgida* (Ehr.) KTZ., *Rhopalodia gibba* v. *Ventricosa* Grun., *Cumatopleura solea* (Breb.) W. Sm., *Melosira scabrosa* Oestr. и др. По его мнению возраст диатомовой флоры не древнее плиоцена.

К этому же возрасту (нижний—средний плиоцен) относится верхняя часть разреза вулканогенных образований северного склона Варденисского хребта. Здесь, к востоку от районного центра Басаргечар, у с. Шоржа над толщей сильно измененных, желтовато-белых, алунизированных андезитов, туфобрекчий и туфоконгломератов олигоцена залегает белесоватая свита кислых эффузивов и их пирокластоллитов (дациты, трахи-липаритовые туфы, пемзовые пески, песчаники и др.) мощностью около 100 м. Последние выше по разрезу сменяются туфобрекчиями и туфоконгломератами андезитового состава, а затем—мощной (до 200—300 м) толщей биотитовых, авгитовых и плагиоклазовых андезитов, пользующихся наиболее широким распространением на Варденисском хребте.

Указанная белесоватая свита, возможно, относится к сармату, а вышележащие туфобрекчии и андезиты—к нижнему-среднему плиоцену. Вероятно, эквивалентны им по возрасту пласты конгломератов, круто падающие в сторону оз. Севан и обнажающиеся на северо-восточном побережье оз. Севан, по дороге между сс. Памбак и Бабаджан; в составе галек участвуют обломки всех разновозрастных пород, а цементом является глинисто-песчанисто-карбонатный материал.

На Цахкуняцком и примыкающем к нему Памбакском хребтах

также значительным распространением пользуются вулканогенные образования описываемого возраста. Здесь, как и в других районах Армении, в основании разреза этих вулканогенных образований залегают туфоконгломераты, туффиты и пемзово-пепловые образования, отложившиеся в мелководном озерном водоеме, выше которых залегают толща кислых эффузивов и их пирокластоллитов светлого цвета (липариты, дациты, трахи-дациты, обсидианы, пемзы и др.). Последние выше, по разрезу, сменяются туфобрекчиями и туфоконгломератами преимущественно андезитового и андезито-базальтового состава. Разрез венчается покровными лавами андезитового и андезито-базальтового состава, слагающими водораздельные части хребта (гора Техенис и прилегающие к ней районы).

От района Цахкуняцкого и Памбакского хребтов описанные вулканогенно-осадочные образования прослеживаются далее на запад и слагают южные склоны Ширакского хребта и периферии Лениканской котловины. Здесь они составляют две подсветы, различающиеся литологически.

Нижняя из них мощностью 40—50 м с большим стратиграфическим и угловым несогласием лежит на породах эоцена и представлена туфоалевролитами, углистыми глинами, серыми туфопесчаниками с прослоями и линзами лигнитов и бурого угля. В верхней части разреза указанные нормально-осадочные породы прослаиваются туфобрекчиями, туфоконгломератами и туффитами. Выше согласно залегают вторая, вулканогенная подсвета, сложенная разноцветными (серые, фиолетовые, розоватые) роговообманкового состава андезитами, их туфами, туфобрекчиями и реже андезито-дацитами мощностью до 300—400 м.

Эта подсвета характеризуется сильной изменчивостью фаций. Указанные разновидности пород быстро замещают друг друга как в горизонтальном, так и вертикальном направлениях.

По данным А. Т. Асланяна, у Джаджурского перевала развиты молочно-черные афанитовой структуры андезито-дациты со столбчато-полиэдрической отдельностью, которые подстилаются и перекрываются туфопесчаниками и туфобрекчиями. По нашим наблюдениям и данным О. А. Саркисяна, здесь, как и в других районах Армении, разрез вулканогенных образований венчается покровами разноцветных роговообманковых и биотитовых андезитов и реже андезито-дацитов, останцы которых ныне сохранились на вершинах гор.

По своему стратиграфическому положению, степени дислокаций, литолого-петрографическому составу пород описанная вулканогенно-осадочная свита соответствует белесоватой и вохчабердской свитам Приереванского района, а также вулканогенно-обломочным образованиям Айюцдзора, северного Сюника, бассейна оз. Севан и Цахкуняцкого хребта, о нижне-среднеплиоценовом возрасте которых говорилось выше. На южном склоне Ширакского хребта, в глинах и песчаниках нижней подсветы, взятых из керна скважины, заложенной у с. Ортакилиса, С. А. Бубикян определена *Herpitocypris achurjanensis* sp. n. Кроме того, отме-

чены обломки раковины *Valvata*, крышки гастропод, зубы рыб и другие, плохо сохранившиеся ископаемые остатки.

Предположительно к этому возрасту нами относятся угленосные отложения района Джаджурского месторождения бурого угля. Последние залегают ингрессивно на различных горизонтах туфогенных пород среднего эоцена и прорывающих их габбро-порфиритов и габбро-диоритов, и в структурном отношении приурочены к отчетливо выраженной центрoклинали.

Представлены эти угленосные отложения серыми и зеленовато-серыми алевролитами, глинами, песчаниками с пластами бурого угля, горючего сланца и прослоями пресноводных известковистых песчаников-ракушечников. Среди фауны преобладают *Planorbis*, *Valvata*, *Bythinia*, *Hydrobia* и др.

В отдельных горизонтах этих угленосных отложений, суммарная мощность которых не превышает 100—120 м, встречаются также плохо сохранившиеся растительные остатки, остатки рыб и реже обломки костей наземных млекопитающих.

В отношении определения возраста Джаджурской угленосной свиты существуют самые различные мнения. К. Н. Паффенгольц относит ее к четвертичному периоду, А. Т. Асланян — к олигоцену и синхронизирует с сланценовыми отложениями района с. Бандевана и Дилижанского района. Неопределенное стратиграфическое положение этой угленосной свиты (ингрессивно налегает на эоцен и ничем не перекрывается), а также отсутствие руководящей фауны и флоры не позволяет в настоящее время более уверенно говорить об ее возрасте. Мы условно относим эту свиту к верхнему миоцену—нижнему плиоцену (мэотис-понт) и сопоставляем с угленосно-сланценовой свитой Мегринского района. По степени дислоцированности и палеогеографическим условиям образования джаджурская свита значительно отличается от дилижанской, имеющей более древний облик, и вместе с тем обнаруживает большое сходство с угленосными отложениями Мегринского района. Возраст последних достаточно точно определяется как нижний плиоцен (мэотис-понт).

Вулканогенные образования ниже-среднеплиоценового возраста слагают также значительную часть Джавахетского хребта и выступают местами по периферии Джавахетского (Ахалкалакского) вулканического нагорья.

По новым данным В. М. Амаряна, к этому возрасту следует отнести вулканогенно-обломочную свиту, развитую по южной периферии Ширакской котловины, в районе железнодорожной станции Агин. Раньше она (туфобрекчии и туфоконгломераты) относилась к постплиоцену. Однако детальные исследования указанного автора показали, что породы ее перекрываются лавовыми образованиями верхнего плиоцена, слагающими массив гор. Арагац и озерными отложениями Ширакской котловины. К. А. Мкртчян к мэотис-понтическому возрасту относит поток ноздреватых, серых андезитовых лав района гор. Кировакан.

Образования верхнеплиоценового возраста в Севано-Ширакском синклиории, как и в других тектонических зонах Армянской ССР, представлены в пресноводно-озерных, вулканогенных и континентальных фациях.

Наиболее полный разрез пресноводно-озерных отложений имеется в бассейне оз. Севан. Здесь, на Сарыкаинском мысу и районе г. Камо, наблюдается следующая последовательность слоев (снизу вверх).

На размытой поверхности вулканогенно-осадочной свиты нижне-среднего плиоцена залегают:

1. Пласт, мощностью до 20 м, серых, рыхлых туфопесчаников с прослоями пемзовых песков, пеплов и других материалов вулканических выбросов кислого состава. В туфопесчаниках часто наблюдается косая и диагональная слоистость.

2. Перемежающаяся пачка, мощностью до 20 м, диатомитовых и дрейссенсиевых глин (с многочисленными мелкими, трудно определяемыми дрейссенсами), песков и пемз с отдельными прослойками известняков-ракушечников, переполненных раковинами дрейссенсид.

3. Горизонт, мощностью в 30 м, от желтоватых и до красно-буроватых липаритовых туфов, туфобрекчий и туфоконгломератов.

4. Разрез завершается горизонтом желтовато-белых диатомитов, диатомитовых глин с *Dreissensia*,—с отдельными прослоями черных и серых туфопесчаников, вулканических песков и пеплов.

По данным Е. Е. Милановского (1952₂), в диатомитах и диатомитовых глинах А. П. Жузе выделены три комплекса плиоценовой диатомитовой флоры, сменяющих друг друга в разрезе. Мы считаем наиболее вероятным синхронизировать эту свиту с диатомитовыми отложениями и пемзово-песчаными образованиями Приереванского района (Нурнус, Теджирабад), где они подстилают и покрывают долеритовые базальты верхнего плиоцена и содержат, по определению В. В. Богачева, фауну позвоночных (*Hipparion* sp., *Tragoceras* sp., *Rhinoceras* sp.) и ископаемых рыб (*Alburnus gambariani* Bog., *Lieuciscus oswaldi* Bog.) и др.

Возраст указанных диатомитово-пемзовых образований определяется как верхний плиоцен на основании содержащейся в них фауны и их стратиграфического положения.

В разных горизонтах диатомитово-дрейссенсиевой свиты встречается большое количество фауны дрейссенсид, среди которой нами определены: *Dreissensia rostriformis* Desh., *Dr. rostriformis* Desh., var. *similis* Andr., *Dr. isseli* Andr., *Dr. polymorpha* Pall.

Перечисленные формы описаны Н. И. Андрусовым из апшеронских отложений Прикаспийской области.

Верхним членом разреза озерно-континентальных отложений бассейна оз. Севан является свита галечников и песчано-пемзово-пепловых материалов с видимой мощностью до 100 м. Она—норазудская свита—хорошо обнажается на Сарыкаинском мысу, где отложения

ее образуют высокий обрыв, местами нависающий над зеркалом озера. Общий разрез норадузской свиты снизу вверх представляется в следующем виде.

1. Пласт галечников мощностью до 25—30 м, состоящих из хорошо окатанных обломков андезитов, андезито-базальтов, дацитов и других вулканогенных пород плиоценового возраста. Размеры галек колеблются в пределах от нескольких до 30—40 см.

В виде карманов и небольших линз встречаются пемзово-песковые и глинистые материалы.

2. Выше залегает горизонт песков и пемзово-пепловых материалов с хорошо развитой косой слоистостью и с отдельными быстро выклинивающимися пачками галечников.

3. Черные шлаковые лавы основного состава.

4. Серые песчаники, серые и черные вулканические пески и пеплы.

5. Красные шлаковые лавы андезито-базальтового состава.

6. Серые и черные песково-пепловые материалы.

Литологически норадузская свита подразделяется на две подсвиты: на нижнюю—галечниковую и на верхнюю—песчано-песково-пепловую.

Отложения ее в отличие от нижележащих других свит гораздо более слабо дислоцированы; пласты под углом 5—7° падают на ЮЗ и в районе Норадузской равнины покрываются лесовидными сутлинками и другими пролювиально-делювиальными образованиями.

Контакт описанных отложений с подстилающими более древними образованиями задернован, поэтому говорить об их стратиграфических соотношениях трудно. Однако, учитывая слабую дислоцированность отложений норадузской свиты и наличие в ее составе галек подстилающих пород, можно не сомневаться в том, что она по возрасту моложе отложений диатомовой свиты и при этом залегает на них со значительным стратиграфическим перерывом.

По генезису норадузская свита, несомненно, пролювиальная и породы ее являются продуктами выноса мощных рек, в частности Палеогаварагета, впадавшего в Палеосеван. Она очень напоминает покровные галечники Приереванского района (Советашенское плато).

Оба галечниковых образования (советашенские и норадузские) являются продуктами размыва мощной вулканогенно-обломочной свиты нижне-среднеплиоценового возраста, слагающей район Гегамского вулканического массива. После среднего плиоцена произошла дислокация этой свиты и в результате последующего поднятия, в верхнем плиоцене, сформировалось Гегамское антиклинальное сооружение. С этого времени начался процесс размыва указанной вулканогенно-обломочной свиты и накопление его продуктов в Севанской и Среднеараксинской депрессиях.

Остается пока неясным стратиграфическое положение манычарских лав (типа А по К. Н. Паффенгольцу) и, в частности, соотношение их с норадузской свитой. Эти лавовые покровы отчетливо погружаются в сторону оз. Севан и у с. Норадуз уходят под аллювиальные отложения

Гаварагета. Несомненно, что они древнее тех галечников, которые обнажаются у кладбища с. Норадуз. Однако соотношение последних с галечниками норадузской свиты остается еще не выясненным. По Е. Е. Миляновскому, галечники норадузского кладбища и норадузской свиты синхронные и на этом основании он считает, что лавы типа А являются более древними образованиями, чем отложения норадузской свиты.

Такая точка зрения указанного исследователя, по нашему мнению, не может считаться доказанной и для разрешения этого вопроса требуются дополнительные исследования.

В западной части Севано-Ширакского синклинория преобладают вулканогенные фации верхнего плиоцена. В бассейне верхнего течения р. Ахурян они слагают Амасийское вулканическое плато и представлены в основном серыми и темно-серыми ноздреватыми с глыбовой и реже столбчатой отдельностью базальтами долеритовой структуры. От Амасийского плато по направлению к юго-западу мощный поток базальтов спускается в Леникананскую котловину и перекрывается озерно-речными отложениями постплиоценового возраста.

К северу от бассейна р. Ахурян долеритовые базальты широко развиты в Ахалкалакском районе Грузии, где они составляют обширное Джавахетское (Ахалкалакское) вулканическое плато.

Далее, в северо-западной Армении вулканогенные образования верхнего плиоцена широким распространением пользуются в Степанаванском районе, слагая Лорийское вулканическое плато. Отсюда к востоку лавовые потоки спускаются в долину р. Дебед и узким языком прослеживаются до Куринской депрессии, где они испытывают плавное погружение и покрываются молодыми террасовыми отложениями.

Вулканогенные образования Джавахетского плато, Джавахетских гор и Лорийского плато за последние годы детально изучены Е. М. Великовской (1953₁). По ее данным, вулканогенная толща указанных районов отличается сложным строением, что связано, по ее мнению, с прихотливым переплетением осадочных и эффузивных пород.

Во многих местах эти образования подстилаются и переслаиваются линзами и пачками осадочных пород, отлагавшихся в озерно-речных условиях. Хорошие разрезы вулканогенно-осадочных пород имеются в ущелье р. Дебед у ж.-д. станции Туманян. Осадочные породы представлены серыми, шоколадно-бурыми, местами красными, песчанистыми, порой известковистыми глинами, суглинками, серыми, желтовато-серыми песками, рыхлыми песчаниками, конгломератами и галечниками. В виде тонких прослоев встречаются пемзово-пепловые пески. Залегают они в большинстве случаев горизонтально, однако нередки и хорошо выраженная косая и диагональная слоистость. Мощность их сильно варьирует в пределах от нескольких и до 40—50 м.

В составе лавовых образований, как и в Ахурянской котловине, доминирующую роль играют серые и темно-серые, то массивные, то ноздреватые долеритовые базальты. Подчиненное значение имеют андезитобазальты, слагающие преимущественно верхнюю часть разреза.

В толще вулканогенных пород отчетливо выделяются несколько, по крайней мере три, основных покрова, разделенных пластами и линзами осадочных пород. Каждый из указанных покровов состоит в свою очередь из нескольких потоков, также разделенных древними аллювиальными и делювиальными образованиями.

Мощность вулканогенных образований сильно колеблется в зависимости от глубины эрозии древнего долавого рельефа. По кровле лавовых плато она измеряется первыми десятками метра, в то время как в ущельях достигает до 150 и более метров.

Для определения возраста вулканогенной толщи имеются следующие критерии.

В Ленинанканской котловине потоки долеритовых базальтов покрываются озерно-речными отложениями, в которых Л. А. Авакяном и Н. О. Бурчак-Абрамовичем определена млекопитающая фауна (*Elephas trogontherii* Pohl., *Camelus snoblochi* Nehr., *Eguus stenonis* Cocchi. и др.), датирующая возраст вмещающих отложений как миндель—миндель-рисс (Авакян, 1959).

По данным Г. М. Заридзе и Н. Ф. Татришвили (1948), на Ахалкалакском плато, в дислоцированных осадочных породах, покрывающих долеритовые базальты, были найдены остатки ископаемых млекопитающих, среди которых Н. О. Бурчак-Абрамовичем определены *Elephas* (*Archidiscodon*) *planifrons* Falc. et Gaut., *Equus stenonis* Cocchi. Возраст фауны, по В. И. Громову, — гюнц—гюнц-миндель.

Таким образом, верхний предел возраста вулканогенной толщи достаточно четко датируется верхнеплиоценовыми и нижнепостплиоценовыми отложениями, которыми она покрывается.

Нижний возрастной предел определяется тем, что породы ее в районе Ленинанканской котловины, в бассейне оз. Севан и в Приереванском районе с большим угловым и эрозионным несогласием налегают на вулканогенно-обломочную свиту, относимую нами к нижнему-среднему плиоцену. К верхнему плиоцену относятся также галечные образования, обнажающиеся по северному борту Ширакской котловины, между станциями Ортакилиса и Джаджур, и детально изученные А. Т. Асланяном (1956). По его данным, галечники эти состоят почти исключительно из обломков андезитов и имеют песчанисто-суглинистый заполнитель. Они отчетливо дислоцированы и под углом 8—10° падают к юго-западу и южнее железной дороги, у Ширакского канала, погружаются под молодые аллювиально-пролювиальные отложения Ширакской котловины. Цоколем этих галечных образований, по А. Т. Асланяну, являются вышеописанные мио-плиоценовые вулканогенно-обломочные отложения.

На размытой поверхности галечникового покрова А. Т. Асланяном обнаружены орудия первобытного человека, которые, по заключению археолога С. А. Сардаряна, относятся к премутьерскому времени, что соответствует раннему миндель-риссу. По А. Т. Асланяну, покров галечников должен иметь возраст, по-видимому, древнее долеритовых базальтов верхнего плиоцена, поскольку галечники залегают более или менее согласно с мио-плиоценовой вулканогенной толщей южных склонов Ши-

ракского хребта, а долеритовые базальты вложены в глубокое ущелье, созданное на фоне этой толщи.

По генезису и стратиграфическому положению эти галечники эквивалентны галечным образованиям Приереванского района (Советашенское плато), западного Айоцдзора (Ахавнадзорское плато) и бассейна р. Воротац, где они также являются продуктом размыва мио-плиоценовой вулканогенно-обломочной свиты и подстилают покровные андезитобазальтовые лавы верхнего плиоцена.

О более древнем, дочетвертичном возрасте описываемых галечников свидетельствует и тот факт, что они были вскрыты скважиной в Ширакской котловине под мощной озерной толщей нижнечетвертичного возраста.

Интрузивные породы

Значительным развитием в Севано-Ширакском синклинории пользуются интрузивные породы различного петрографического состава— основные, ультраосновные, кислые и щелочные их переходные разновидности. Петрография этих магматических пород детально изучена К. Н. Паффенгольцем, В. Н. Котляром, Г. П. Багдасаряном, Т. Ш. Татевосяном, С. А. Абовяном, С. И. Баласаняном и др. Ценные данные по возрасту интрузивных тел Севано-Ширакского синклинория получены за последние годы О. А. Саркисяном, К. А. Мкртчяном, Г. М. Акопяном, П. Л. Епремяном, А. Т. Асланяном, А. А. Габриеляном и др. В свете этих данных возрастное расчленение интрузии Севано-Ширакского синклинория представляется в следующем виде: а) гипербазиты, пластовые залежи габбро и габбро-порфиритов среднеэоценового возраста, б) гранитоиды предверхнеэоценового возраста, в) щелочные интрузии предолигоценового возраста.

Самыми древними среди палеогеновых интрузивных комплексов в рассматриваемой зоне являются гипабиссальные основные интрузии, представленные габбро-порфиритами, габбро-диоритами и габбро, мелкие выходы которых констатированы в Ширакском, Базумском, Севанском и Арегунийском хребтах. В разрезе среднеэоценовых вулканогенно-осадочных образований эти интрузивные тела образуют согласные пластовые залежи, а местами и секут их. Эти магматические породы, безусловно, доскладчатые и внедрение их имело место в среднем эоцене в период интенсивного прогибания Севано-Акеринской геосинклинали. Далее следуют породы офиолитового пояса, выступающие отдельными, изолированными, вытянутыми телами вдоль Севано-Акеринского глубинного разлома и представленные габбро, перидотитами, пироксенитами, дунитами и их переходными разновидностями.

Возраст офиолитовой группы интрузивов определялся К. Н. Паффенгольцем как верхнеэоценовый. В дальнейшем В. Е. Хаин и Л. Н. Леонтьев (1949₄) обнаружили в верховьях р. Тертер (Азербайджанская ССР) гальки базитового состава в базальных конгломератах верхнего

сантона. На этом основании указанные исследователи стали приписывать интрузии офиолитового пояса предверхнесантонский возраст. За последние годы Г. М. Акопяном, О. А. Саркисяном, С. А. Абовяном и нами были отмечены факты прорыва ультраосновными интрузиями отложений фаунистически охарактеризованного верхнего мела, а также среднего эоцена. К востоку от с. Шоржа ультраосновные интрузии отчетливо прорывают известняковую свиту верхнего сенона, при этом в контактовой зоне с интрузиями известняки, имеющие светло-серый цвет, изменены, ороговикованы и приобретают желтовато-бурый и оранжевый цвета. Северо-восточнее с. Арданыш пироксениты офиолитового пояса отчетливо прорывают нуммулитовые известняки средне-эоценового возраста. К западу от устья р. Тохлуджа (западнее с. Шоржа) дуниты и перидотиты прорывают вулканогенные породы среднего эоцена, при этом последние в контакте с интрузией ороговикованы и изменены. Наряду с этим, как туфогенные образования среднего эоцена, так и указанные ультраосновные породы прорываются дацитовыми дайками верхнеэоценового возраста. Этот факт, а также то обстоятельство, что породы офиолитового пояса нигде не прорывают вулканогенные образования верхнего эоцена, залегающие трансгрессивно на породах среднего эоцена, дает нам основание установить верхний предел возраста гипербазитов.

Вместе с тем, мы не отрицаем наличия ультраосновных пород и более древнего чем предверхнеэоценового, в частности верхнемелового, возраста в других районах офиолитового пояса Антикавказа. Этому не противоречит история геотектонического развития Севано-Акеринской интрагеосинклинальной зоны. По данным М. А. Кашкая, В. Е. Хаина, Э. Ш. Шихалибейли, в Акеринской наложенной мульде имеются и доэоценовые ультрабазиты, гальки которых ими были встречены в базальных слоях нижнего-среднего эоцена. Факты о наличии доэоценовых интрузий основного и ультраосновного состава имеются и в бассейне оз. Севан. Так, например, на водораздельной части Севанского хребта, к северу от с. Кясамац, нами совместно с С. А. Абовяном и О. А. Саркисяном летом 1957 г. были обнаружены окатанные гальки основных и ультраосновных пород в составе внутрiformационных конгломератов терригенной свиты нижнего сенона. Однако эти гальки не имеют никакого отношения к тем породам офиолитового пояса, которые в соседних участках, как уже указывалось, прорывают средний эоцен.

Таким образом, можно допустить наличие в офиолитовой зоне Антикавказа ультраосновных интрузий двух различных возрастов—предверхнеэоценового (бассейн оз. Севан) и доэоценового, верхнемелового (азербайджанская часть офиолитовой зоны).

Остается еще неясным возрастное положение ультрабазитов Ширакского хребта.

По нашим наблюдениям, выходы ультраосновных пород здесь приурочены к ядрам антиклинальных складок, сложенных верхнемеловыми карбонатными породами, и при этом ультрабазиты вместе с вмещаю-

щими отложениями дцслоцированы по единому плану. Вместе с тем эти интрузии нигде не контактируют с туфогенным средним эоценом, залегающим трансгрессивно на подстилающих отложениях.

Следующими по возрасту являются интрузии гранитоидных пород—граниты, гранодиориты, диориты, кварцевые диориты и другие, слагающие ряд массивов, обнажающихся в Памбакском и Базумском хребтах к северо-западу от с. Гамзачиман (Бундукский массив), в районах гор. Леджан, Лалвар и других местах. Предверхнеэоценовый возраст этих кислых интрузий в настоящее время устанавливается бесспорно. Они прорывают вулканогенно-осадочные, фаунистически охарактеризованные образования среднего эоцена, а окатанные гальки их в большом количестве встречаются в базальных слоях верхнего эоцена (Саркисян, 1959₃).

Палеогеновый этап интрузивной деятельности в Севано-Ширакском синклинии завершается внедрением щелочных сиенитов, нефелиновых сиенитов, псевдолейцитовых сиенитов и других пород щелочного состава Памбакского и Геджалинского хребтов, которые прорывают гранитоидные интрузии, а также вулканогенные образования верхнего эоцена, и местами (район Бундукского массива) трансгрессивно перекрываются песчано-глинистыми отложениями дилижанской свиты олигоценового возраста (Саркисян, 1959₃).

Указанная схема последовательности внедрения интрузивов рассматриваемой тектонической зоны подтверждается также радиологическими исследованиями. Так, по данным Г. Д. Афанасьева, Р. Н. Абдуллаева и Г. П. Багдасаряна и др. (1960), определения абсолютного возраста магматических пород интрузивного комплекса Памбакского и Базумского хребтов дают следующие цифры: габбропироксениты и габбро—40—45 млн. лет, гранодиориты, кварцевые диориты, монцониты и другие разности кислых пород—45—50 млн. лет, щелочной комплекс—35—40 млн. лет, что в общем, соответствует вышеприведенным геологическим данным.

4. Обоснование возраста важнейших свит

Общие замечания

В предыдущих главах мы охарактеризовали разрезы палеогеновых и неогеновых отложений отдельных структурно-фациальных зон. Прежде чем перейти к сопоставлению этих разрезов и составлению сводной стратиграфической схемы палеогеновых и неогеновых отложений Армянской ССР считаем необходимым более подробно обосновать возраст и стратиграфическое положение некоторых свит, которые имеют маркирующее значение для возрастного расчленения сложного комплекса вулканогенно-осадочных образований.

Таковыми являются:

1. Шорагбюрская песчано-глинистая свита
2. Разданская песчано-глинистая свита.

3. Серия вулканогенно-обломочных образований.
4. Сарыкаинская вулканогенно-осадочная серия.
5. Комплекс вулканических и вулканогенно-осадочных образований северного Сюника.

Для определения возраста отдельных свит и горизонтов применялись все основные методы стратиграфических исследований—палеонтологический, стратиграфический, тектонический, литологический, палеогеографический, палеомагнитный, метод геологической съемки и др.

При использовании палеонтологических методов мы исходили из положения, что нельзя увлекаться отдельными руководящими видами, ибо появление и вымирание их не везде происходит одновременно. Без учета ряда палеогеографических обстоятельств нельзя признавать разновозрастными слои различных областей, содержащие тождественную в видовом отношении фауну. Так, например, вид *Variamussium fallax* Коготков, являющийся руководящим для верхних слоев верхнего эоцена на Северном Кавказе, в Араксинской зоне Антикавказа, имеет более широкое вертикальное распространение и встречается как в верхнем эоцене, так и в нижнем олигоцене. Подобное вертикальное распространение одного и того же вида в разных провинциях, безусловно, обусловлено различием физико-географических условий бассейнов.

Поэтому при сопоставлении отложений разных фациальных областей и определении их возраста всегда необходимо учитывать условия бассейнов, в которых они отлагались.

С другой стороны, приведенный пример показывает, что при определении возраста отложений необходимо базироваться на общем комплексе фауны, учитывая местные условия бассейнов, не увлекаясь эталонными руководящими формами.

Возрастное расчленение палеогеновых и неогеновых отложений Армении основано на комплексном изучении всех групп фауны (крупные и мелкие фораминиферы, остракоды, пеллециподы, гастроподы, морские ежи, кораллы и др.) и флоры. Особое значение придавалось фауне нуммулитов, важная руководящая роль которой общеизвестна. Она заключается в том, что видовой состав нуммулитов претерпевает быстрое эволюционное развитие и по сравнению с другими группами фауны сравнительно слабо реагируют на фациальные изменения отложений. Вместе с тем нуммулиты пользуются широким, почти повсеместным распространением в палеогеновых отложениях альпийской складчатой области юга европейской части СССР, встречаясь часто в изобилии, что облегчает корреляцию разрезов.

В ряде случаев для сопоставления разрезов и установления возраста отложений были учтены лито-фациальные особенности пород.

При изучении пород, слагающих палеогеновые и неогеновые разрезы Армянской ССР, мы убедились в том, что отложения отдельных эпох и ярусов обладают определенными чертами своеобразия, выявляющимися не только при их микроскопическом изучении, но очень часто и макроскопически. Так, например, нижне-среднеолигоценные песчаники

и глины (особенно первые) Ереванского прогиба и бассейна р. Веди имеют ряд отличительных признаков (шаровая отдельность, желтовато-бурый цвет и др.), которые настолько наглядно бросаются в глаза в поле, что более или менее знакомый с этими отложениями геолог очень легко может их опознать. Сходными внешними признаками обладают олигоценые образования смежных районов Антикавказа—Ахалцихского бассейна (Грузинская ССР), Кировабадского и Кубатлинского районов (Азербайджанская ССР).

Своеобразными лито-фациальными чертами обладают также отложения палеоцена и нижнего эоцена (флишевые фации), среднего-верхнего миоцена (соленосные фации), верхнего плиоцена (пресноводно-озерные фации).

В отдельных случаях применялся в стратиграфических построениях и палеогидрологический метод. Наглядным примером может служить бассейн средне-верхнемиоценового времени, когда в Среднеараксинской впадине устанавливался лагунный режим и происходило накопление соленосных отложений (Ереванский, Нахичеванский и Нижнеахурянский соленосные бассейны). В противоположность этому бассейн ниже-среднеолигоценного времени в этой же области характеризовался нормальным гидрологическим режимом, что способствовало пышному развитию нуммулитов, кораллов, морских ежей и других, сильно реагирующих на изменения биомических условий бассейна, представителей фауны.

Пресноводно-озерным режимом характеризовались водоемы верхнего плиоцена по всему Малому Кавказу.

При стратиграфических исследованиях такой сильно складчатой и осложненной разрывными нарушениями области, как Антикавказ, где к тому же широко развиты вулканогенные образования со скудными ископаемыми остатками, нельзя было установить нормальную последовательность свит и их стратиграфическое взаимоотношение без учета данных площадной геологической съемки. Поэтому стратиграфические исследования наших геологов почти всегда сопровождались геологическим картированием.

В отдельных случаях были учтены также тектонические критерии, применению которых способствовала ограниченность отдельных свит поверхностями трансгрессии и несогласия и разная интенсивность их дислокации.

За последние годы в стратиграфических построениях стал широко применяться палеомагнитный метод. Ценные результаты были получены Ц. Г. Акопяном при изучении магнитных свойств эффузивных пород верхнеплиоценового и постплиоценового возраста различных районов Армянской ССР.

Эти данные позволяют произвести корреляцию вулканогенных образований, значительно отдаленных друг от друга районов и установить их возраст. Хотя в отдельных случаях, в зависимости от геологических условий отложений, приходилось применять те или иные методы исследований, мы все же стремились по возможности сочетать различные ме-

тоды, что позволило сделать более обоснованные стратиграфические выводы.

Теперь перейдем к разбору возраста и стратиграфического положения выделенных выше свит.

Шорагбюрская песчано-глинистая свита

Одной из важнейших свит, являющейся маркирующей для построения общей стратиграфической схемы палеогеновых отложений Армянской ССР, является шорагбюрская, представленная песчано-глинистыми отложениями, развитыми к востоку от гор. Еревана, в районе сс. Шорагбюр и Вохчаберд.

Хотя свита эта палеонтологически настолько хорошо охарактеризована, что в настоящее время все исследователи однозначно определяют ее возраст как нижний-средний олигоцен, но тем не менее отдельные исследователи все еще продолжают настаивать на ее более древнем—эоценовом возрасте (К. Н. Паффенгольц, 1938, 1960).

Олигоценый возраст шорагбюрской свиты был установлен еще в 1870—1880 гг. Г. Абигом (1873, 1882), которому принадлежит первое монографическое описание фауны этих отложений, именуемой им «олигоценовой фауной Вохчаберта». Далее к такому же выводу о возрасте шорагбюрской свиты пришли и Ф. Освальд (1912, 1916), и В. Ф. Захаров (1931). В дальнейшем, К. Н. Паффенгольц, производивший детальную геологическую съемку на территории Армянской ССР, пришел к выводу о более древнем, среднеэоценовом возрасте песчано-глинистых пород района с. Шорагбюр. При этом, основанием для такого заключения, по указанному исследователю, служил тот факт, что эта свита несогласно и с большим стратиграфическим перерывом покрывается Вохчабердской пролювиально-вулканогенной толщей, относимой им к олигоцену.

Кроме того, для подтверждения своих выводов он приводит следующий список фауны, определенной С. С. Кузнецовым из отложений шорагбюрской долины по сборам П. П. Гамбаряна (1934): *Cassidea ambigua* Sol., *Natica micromphalus* Sand., *Turritella* sp., *Cerithium plicatum* Brug., *S. vivarii* Opp., *Natica* (*Ampullina*) *varincana* d'Orb., *Diastoma costellatum* Lam. var., *Crassatella* sp., *Dentalium* sp., *Venericardia planista*, *Natica pulitès brongniarti* Brongn.

Следует отметить, что указанная фауна отнюдь не свидетельствует о среднеэоценовом возрасте вмещающих отложений. Две формы из приведенного списка (*Cassidea ambigua*, *Natica varincana*) характерны для верхнего эоцена, четыре вида (*Natica micromphalus*, *Cerithium plicatum*, *S. vivarii*, *Diastoma costellatum*)—верхний эоцен—олигоценовые, остальные формы, определения которых ограничиваются их родовыми названиями, совершенно безразличны для определения возраста пород. Что касается *N. brongniarti*, который действительно характерен для верхней части среднего эоцена и нижней части верхнего, то следует отметить, что последующими исследователями никем указанная форма не была найдена среди обильно представленной фауны нуммулитов.

Как уже указывалось выше, при описании разреза Приереванского района, возраст Вохчабердской вулканогенно-обломочной свиты в настоящее время определяется как нижний плиоцен.

В 1939—1940 гг. фауна из шорагбюрской свиты была определена Б. П. Жижченко как олигоценовая.

В период 1939—47 гг. систематическим сбором и обработкой фауны шорагбюрской свиты занимался автор данной работы. Нами определено большое количество руководящих видов пелеципод и гастропод (*Megatylotus crassatinus* Lam., *Potamides plicatum* Brug., *Tympanotonos margaritaceum* Brocc., *Pectunculus* (*Axinaea*) *obovatus* Lam., *Polymesoda convexa* Brongn. и др.), характеризующих возраст вмещающих отложений как нижний-средний олигоцен.

Детальным, монографическим изучением конхилиофауны шорагбюрской свиты в последние годы занимался П. М. Асланян под руководством И. А. Коробкова. Его исследования полностью подтверждают нижне-среднеолигоценовый возраст указанной свиты (П. М. Асланян, 1960₁, 1960₃).

В 1939 г. И. В. Палибиным (1939) по сборам К. Н. Паффенгольца была определена и описана богатая ископаемая флора из отложений шорагбюрской свиты, по его заключению, олигоценового возраста.

Начиная с 1947 г. и по настоящее время систематическим изучением фауны мелких фораминифер и остракод занимаются Н. А. Саакян и С. А. Бубикян. Результаты этих исследований также привели к выводу об олигоценовом возрасте шорагбюрской свиты (Саакян-Гезалян, 1957, 1960).

Особое значение имела для установления возраста отложений Шорагбюрской долины фауна нуммулитов. По мнению всех исследователей, занимающихся изучением этой группы ископаемой фауны (А. Н. Рябинин, И. В. Качарава, А. А. Габриелян, А. А. Асатрян, Г. И. Немков, С. М. Григорян), нуммулиты шорагбюрской свиты представлены видами (*Nummulites intermedius* d'Arch., *N. vascus* J. et Leym., *N. incrassatus* de la Harpe), которые характеризуют возраст вмещающих отложений как олигоцен.

Богато представленная фауна кораллов из отложений указанной свиты изучена Н. С. Бендукидзе (1955). Она также пришла к выводу о нижнесреднеолигоценовом возрасте вмещающих пород.

Таким образом, совокупность всех имеющихся в настоящее время палеонтологических данных убедительно доказывает олигоценовый возраст шорагбюрской песчано-глинистой свиты.

Она подстилается фаунистически охарактеризованными отложениями верхнего эоцена (слои с *N. fabianii*) и покрывается несогласно красной молассовой свитой, выше которой залегают гипсо-соленосные отложения среднего-верхнего миоцена. По макро- и микрофауне, литологическому составу пород и стратиграфическому положению шорагбюрская свита обнаруживает исключительное сходство с шагапской песчано-глинистой свитой (бассейн р. Веди), олигоценовый возраст которой в

настоящее время никем не оспаривается. По общему габитусу пород и присутствию ряда руководящих ископаемых форм (*Pectunculus* (Ахипаеа) *obovatus*, *Polymesoda convexa*, *Turpanotopos margaritaceum*) она сопоставляется с нижнемайкопской свитой Кировабадского и Кубатлинского районов Азербайджанской ССР и Ахалцихского бассейна (Груз. ССР).

Разданская песчано-глинистая свита

Наиболее полным своим разрезом свита эта обнажается в ущелье р. Раздан (откуда и ее название), к северо-западу от Еревана, а буровыми скважинами установлена и в других районах Араратской котловины. Представлена она переслаивающимися полимиктовыми серыми, порой известковистыми песчаниками, серыми, местами песчаными, бурыми, листоватыми глинами, известняками-ракушечниками и реже мергелями и аргиллитами, общей мощностью до 1000 м.

Все исследователи, изучавшие фауну и стратиграфию разданской свиты, пришли к единому мнению о ее сарматском возрасте. Однако имеется и точка зрения о ее более древнем—эоценовом возрасте (Паффенгольд, 1938, 1940, 1959). По данным указанного исследователя, верхнеэоценовый возраст отложений разданской свиты определяется тем, что они несогласно перекрываются покровными долеритовыми базальтами, являющимися, по его мнению, основанием вулканогенной толщи олигоцена. Кроме того, им указывается наличие в этих отложениях *Corbula* sp. (определение А. К. Алексеева), которая, как известно, не может играть никакой роли при определении возраста вмещающих пород. О верхнеплиоценовом возрасте долеритовых базальтов говорилось при описании разреза Ереванского прогиба.

Для обоснования верхнемиоценового возраста разданской свиты считаем необходимым вкратце остановиться на истории этого вопроса, что имеет в данном случае существенное значение.

Впервые сарматский возраст разданской свиты установил в 1931 г. В. Ф. Захаров (1931), который обнаружил в известняках указанной свиты раковины *Mastra*. В 1934 г. М. П. Казаков также отметил наличие в известняках-ракушечниках ущелья р. Раздан *Mastra caspia* (определение Л. Ш. Давиташвили)

О сарматском возрасте рассматриваемых отложений более уверенно писал В. В. Богачев (1936), который определил в них *Mastra bulgarica* Тоула и впервые доказал синхронность с разданской свитой отложений, обнажающихся в районе между сс. Вохчаберд—Мангюс—Джрвеж.

При этом В. В. Богачев высказал предположение о наличии в разрезе разданской свиты также среднего и нижнего сармата. К нижнему или среднему сармату он считал возможным отнести «рыбные сланцеватые глины», а к верхам среднего сармата или же к перерыву между

средним и верхним сарматом—пресноводную толщу с *Anodonta arzniana* Bog. и *Melanopsis kleini* Kurr.

Далее И. В. Палибин, монографически обработавший ископаемую флору, встречающуюся в различных горизонтах разданской свиты, пришел к выводу о ее сарматском возрасте (Палибин, 1939).

В период 1939—43 гг. при изучении стратиграфии и фауны третичных отложений Приереванского района, нами была собрана большая коллекция фауны мактрин, среди которой определены *Mastra bulgarica* Toula, *M. caspia* Eichw. В 1943 г. Л. Ш. Давиташвили просмотревший эту коллекцию полностью подтвердил наличие в составе ее верхнесарматских мактр.

В дальнейшем фауна разданской свиты монографически была изучена Л. М. Радопуло (1957). Ею определены *Mastra bulgarica* Toula, *M. sinzovi* Pavl., *M. cf. caspia* Eichw., *M. ketranica* Radop. и др. верхнесарматские формы.

Одновременно с Л. М. Радопуло обработкой разданской фауны (коллекция К. Н. Паффенгольца) занималась Н. С. Волкова, которая также пришла к выводу, что фауна эта представлена исключительно мактрами. Последние, по ее мнению, значительно отличаются от типичных верхнесарматских мактрин Северного Кавказа, что, по нашему мнению, вполне естественно, если учесть те своеобразные физико-географические условия (полузамкнутый характер бассейна, теплый климат и др.), в которых развивалась мактровая фауна в Араксинском сарматском бассейне. Начиная с 1948 г., Н. А. Саакян и С. А. Бубикян систематически занимаются изучением мелких фораминифер и остракод, встречающихся в отложениях рассматриваемой свиты. Ими определены *Nonion subgranosus* (Egger), *Rotalia beccarii* (Z), *Almaena hrazdanica* Sahak., *Cyprideis sarmatica* (Zal.), *C. torosa-torosa* (Zal.), *Candona lacta* Suz. и др. руководящие формы.

Таким образом, в настоящее время в отношении определения возраста фауны разданской свиты не существует разногласий среди палеонтологов.

Все геологи, изучающие ископаемые остатки и стратиграфию отложений, обнажающихся в ущелье р. Раздан, однозначно определяют их возраст как сарматский. При повторном сборе фауны в глинах, залегающих под мактровыми слоями, нами были встречены *Hydrobia epikalensis* Koles., *Trochus rollandianus* d'Orb., подкрепляющие наше предположение о наличии в этом районе также и среднего сармата. Стратиграфическое положение разданской свиты вполне соответствует вышеприведенным палеонтологическим данным. Она ингрессивно залегает на гипсо-соленосных отложениях среднего миоцена и резко несогласно перекрывается вулканогенными образованиями плиоцена. По своему стратиграфическому положению и условиям образования разданская свита является аналогом отложений верхней части нахичеванской соленосной свиты (мактровые слои). Возраст последней в настоящее время бесспорно определяется как средний-верхний миоцен (Азизбеков, 1951, 1961).

Это мощный (свыше одного км) и сложный по петрографическому составу комплекс различных вулканогенных пород, который занимает огромное пространство по всей центральной диагональной части Антикавказа, от района Джавахетского вулканического нагорья на северо-западе и до Сюника и нагорного Карабаха на юго-востоке.

Им сложены крупные структурные и одновременно орографические единицы Малого Кавказа—массив горы Арагац, Кечутский, Гегамский, Варденисский и Ишханасарский хребты и окружающие их лавовые плато—Джавахетское, Лорийское (Степанаванское), Кармрашенское, Егвардско-Канакерское, Ераблурское и др. Эта вулканогенная серия составляет также водораздельные части Цахкуняцкого, Айоцзорского и Сюникского хребтов и южные и юго-восточные отроги Гегамского хребта.

Представлена она различными кислыми и основными эффузивами, их пирокластами и прослаивающими их озерно-речными континентальными отложениями. Все эти вулканогенные образования раньше объединялись в единый стратиграфический комплекс и относились к олигоцену (Паффенгольц, 1938, 1940, 1960). В дальнейшем, однако, более детальными исследованиями было установлено, что эта вулканогенная серия весьма разнородна не только по петрографическому составу, но и по возрасту (Габриелян, 1952₁, 1952₄, Леонтьев и Хаин 1949₃, А. Т. Асланян, 1955, 1958).

Получились новые данные, подтверждающие олигоценовый возраст ее нижних горизонтов в Айоцзоре и северном Сюнике. Вместе с тем в Приереванском районе верхние слои этой серии несогласно перекрывают фаунистически охарактеризованный сармат. Далее выяснилось, что в том же районе некоторые горизонты вулканогенного комплекса переслаиваются с сарматскими отложениями (Асланян, 1955), а в Куринской депрессии в последних были обнаружены пропластки вулканических пеплов, снесенных с Антикавказа. Таким образом выяснилось, что отдельные свиты и горизонты этой весьма разнородной вулканогенной серии занимают совершенно различное стратиграфическое положение и имеют различный возраст. В настоящее время уже имеется ряд фактов, позволяющий произвести возрастное расчленение ее следующим образом:

- а) нижняя вулканогенная свита олигоцен-нижнемиоценового возраста;
- б) белесоватая свита кислых эффузивов и их пирокластолитов верхнего миоцена (?);
- в) вохчабердская вулканогенно-обломочная свита и ее аналоги нижнего-среднего плиоцена;
- г) покровные долеритовые базальты и их стратиграфические эквиваленты, а также экструзии кислых пород (?) верхнего плиоцена.

А. Нижняя вулканогенная свита развита в восточной части Айоцзора (амульсарская свита), в северном Сюнике и в запад-

ном Айондзоре (нижняя свита элпинской вулканогенной серии). Представлена она андезитами темно-серого, зеленовато-серого и фиолетового цветов, их туфобрекчиями и туфоконгломератами мощностью до 1 км, прорванными местами интрузиями и экструзиями кислых пород (санидиновые трахиты района с. Элпин). Под воздействием последующих гидротермальных процессов породы ее местами сильно изменены и приобретают желтоватую и желтовато-бурую окраску.

Олигоценый возраст этой свиты впервые был установлен К. Н. Паффенгольцем (1938), что подтвердилось в дальнейшем более детальными исследованиями А. Т. Вегуни, А. А. Габриеляна и А. Т. Асланяна.

А. Т. Вегуни (1960) было установлено, что в западной части Айондзорского синклиория, в районе сс. Ахавнадзор—Ринд низы этой вулканогенной свиты фациальными взаимопереходами связаны с фаунистически охарактеризованными отложениями нижнего-среднего олигоцена (аналог Шорагбюреской свиты) и переслаиваются с ними. Этот факт подтвердился в дальнейшем совместными наблюдениями указанного исследователя с А. Т. Асланяном и автором настоящей работы.

Верхний возрастной предел этой свиты определяется ее несогласным перекрыванием белесоватой свитой кислых эффузивов, о верхнемиоценовом возрасте которой говорится ниже.

Стратиграфическим и возрастным эквивалентом описанной вулканогенной свиты являются абракунисская туфогенная и каширдагская вулканогенная толщи Нахичеванской мульды. Последняя из них клинообразно залегает в пестроцветной свите нижнего миоцена Нах. АССР и представлена туфобрекчиями, туфоконгломератами андезитового состава, туфами и другими пирокластическими породами.

Горизонты андезитовых покровов были обнаружены также в красноцветной и пестроцветной свитах верхнеолигоцен-нижнемиоценового возраста в районе с. Садарак Нахичеванская АССР (Габриелян, 1958₁).

Показательно, что красноцветная свита (верхний олигоцен) Нахичеванского соленосного бассейна в значительной степени туфогенная, а в пестроцветной свите Ахалцихского бассейна встречаются потоки и дайки андезитовых лав и прослои пирокластолитов. Все эти факты однозначно свидетельствуют о вулканической деятельности в верхнем олигоцене—нижнем миоцене.

Б. Белесоватая свита кислых эффузивов и пирокластов. Стратиграфически выше, в районе сс. Элпин—Ринд, несогласно залегает другая вулканогенная свита—белесоватая, отличающаяся кислым составом пород и светлым цветом. Представлена она различными кислыми эффузивами—трахитами, трахи-андезитами, трахидацитами, трахи-липаритами, липаритами, дацитами и их пирокластическими производными—трахилипаритовыми туфами, туфобрекчиями, пемзовыми песками, туфопесчаниками и др. Местами эти кислые породы образуют небольшие экструзивные массивы, субвулканы и силлы. Мощность свиты достигает 200 и более метров. Белесоватая свита имеет широкое распространение и в других районах Армянского вулканическо-

го нагорья, слагая нижнюю часть разреза мио-плиоценовой вулканогенной серии Варденисского, Гегамского, Ширакского, Айоцзорского (восточная часть) и Сюникского (северная часть) хребтов. Стратиграфическое положение и возраст ее устанавливается в Приереванском районе (участок сс. Мангюс—Джрвеж—Вохчаберд).

Здесь свита эта представлена чередованием туфобрекчий (преобладают мелкообломочные разности) андезитового состава с пемзово-пепловым цементом, туффитов, туфов, туфопесчаников, пемзовых песков и пеплов, реже желто-серых, порой гипсоносных глин. Базальным горизонтом белесоватой свиты здесь является поток темно-серых, воздреватых мандельштейновых базальтов, который по горизонтальной плоскости срезает различные слои отложений нижнего-среднего олигоцена (шорагбюрская свита), верхнего олигоцена—нижнего миоцена (пестроцветная свита) и гипсо-соленосной свиты среднего миоцена. В 1940 г. при изучении геологии Приереванского района мы пришли к выводу, что эта белесоватая свита уходит под отложения фаунистически охарактеризованного верхнего сармата и на этом основании считали ее верхнемиоценовой (Габриелян, 1947з). Однако, учитывая отсутствие вулканических продуктов в разрезе сарматских отложений ущелья р. Раздан, мы изменили нашу точку зрения и стали объединять ее с вышележащей пролювиально-вулканогенной свитой района с. Вохчаберд. Последняя несогласно налегает на сарматские отложения и содержит ископаемую флору нижнего плиоцена.

В дальнейших наших исследованиях мы убедились, что белесоватая свита отделяется от вохчабердской вулканогенно-обломочной свиты отчетливо выраженным перерывом и эрозионным несогласием. Соотношение этих двух свит можно наблюдать у с. Вохчаберд, где между ними залегают древние делювиальные суглинки мощностью до 3—4 м и аллювиально-пролювиальные наносы, заполняющие неровности древнего рельефа на фоне белесоватой свиты. Таким образом, выяснилось, что последняя древнее вохчабердской свиты. Далее, по данным А. Т. Асланяна (1949з, 1955), скважина, пробуренная в районе с. Мангюс, доказала переслаивание фаунистически охарактеризованных отложений верхнего сармата с породами белесоватой свиты.

Таким образом, в свете приведенных данных, верхнесарматский возраст последней как будто устанавливается достаточно убедительно. Однако все же вызывает сомнение отсутствие вулканических продуктов в отложениях ущелья р. Раздан, где вскрывается наиболее полный разрез сармата. Трудно себе представить, чтобы при такой мощной вулканической деятельности эксплозионного типа (мощность белесоватой свиты около 200 м, при этом около 80% состава отложений падает на долю вулканических выбросов), когда выбрасывалось огромное количество пирокластолитов, продукты последнего не встречались в Сарматском водоеме (ущелье р. Раздан), расположенном всего на расстоянии до 10 км (по прямой линии) от района накопления белесоватой свиты. Естественно возникает вопрос, не является ли переотложенной фауна

остракод и мелких фораминифер, которая встречается в белесоватой свите; тем более, что никто из исследователей не находил ее в коренном залегании. В составе белесоватой свиты главную роль играют продукты кислых эффузий—липариты, пемзовые пески, пеплы и др., однако до сих пор еще не известен центр извержения этих пирокластолитов. Интересные данные по этому вопросу сообщает А. Н. Назарян. По указанному исследователю, экструзивные купола липаритов, выступающие по левому берегу р. Раздан у с. Аркел, содержат в себе ксенолиты сарматских отложений и вместе с тем с эрозионным несогласием покрываются лавовыми и озерными отложениями верхнего плиоцена. Таким образом, послесарматский (скорее нижнеплиоценовый) возраст этих липаритов становится довольно убедительным. Можно предполагать, что эти экструзии являются центрами извержения кислых вулканических продуктов, входящих в состав белесоватой свиты.

Для окончательного разрешения этого вопроса требуются дополнительные исследования.

По нашему мнению, разновозрастными с белесоватой свитой являются экструзии липарито-обсидиановых пород Большого и Малого Спитаксара (водораздельная часть Гегамского хребта), которые так же, как и в Приереванском районе, покрываются породами вохчабердской свиты.

В. Вохчабердская вулканогенно-обломочная свита и ее эквиваленты. Над белесоватой свитой, как уже отмечалось выше, с эрозионным и угловым несогласием залегают пролювиально-вулканогенные образования, которые в Приереванском районе известны под названием «вохчабердской свиты». Состоит она из грубообломочных и мелкообломочных туфобрекчий и туфоконгломератов преимущественно андезитового состава, агломератовых и витрокластических туфов, туффитов, переслаивающихся различными туфосадочными (туфопесчаники, туфогенные глины и др.), аллювиально-пролювиальными и озерно-речными отложениями. Разрезы этой свиты обычно завершаются покровными плагиоклазовыми и биотитовыми андезитами и андезито-дацитами, которые слагают верхушки водораздельных хребтов и отдельных высот. Во многих местах указанные вулканогенные образования прорваны многочисленными дайковыми породами, в основном андезитового состава, являющимися ответвлениями корней излияния вышеотмеченных покровных эффузивов. Вохчабердская свита развита в тех же районах, что и белесоватая, слагая основную часть Джавахетского, Варденисского, Гегамского, Айоцзорского (восточная часть) и Сюникского (северная часть) хребтов. Останцы ее встречаются также в водораздельной части Цахкуняцкого хребта и на южном склоне Ширакского хребта.

Для определения возраста этой вулканогенно-обломочной свиты имеются следующие данные:

1. В Приереванском районе (участок сс. Вохчаберд—Мангюс—Джрвеж), она с отчетливым угловым несогласием залегает на отложе-

ниях сармата и белесоватой свиты и содержит в своем основании обломки сарматских известняков (Габриелян, 1952₁).

2. В западном Айюндзоре (район с. Гортун), в средней части разреза этой вулканогенной свиты, нами совместно с А. Л. Тахтаджяном была собрана богатая ископаемая флора, среди которой А. Л. Тахтаджяном определены: *Betula macrophylla* Heer, *B. prisca* Ett., *B. brongniarti* Ett., *Salix varians* Goepf., *Alnus sub-cordata* COM, *Carpinus grandis* Ung., *Acer hyrcanum* F. et M., *Acer platanoides* L., *Ulmus carpinoides* Goepf.

По заключению А. Л. Тахтаджяна, наиболее вероятен мэотис-понтический возраст этой флоры (Тахтаджян и Габриелян, 1948).

3. Вулканогенно-обломочная свита широко развита также за пределами Армении, в соседних районах Малого Кавказа, Турции и Ирана.

Эквивалентные в возрастном и стратиграфическом отношении вулканогенные образования в Аджаро-Триалетской складчатой системе известны под названием «годердзской свиты». Возраст последней также оспаривается. Одни исследователи относят ее к олигоцену (Паффенгольц), а другие—к плиоцену (Мчедлишвили П. А., Палибин И. В. и др.) или миоцену.

Детальные исследования грузинских геологов, и в частности П. Д. Гамкрелидзе (1949), показывают, что годердзская свита, так же как и описываемая вулканогенная серия Армении, состоит из нескольких толщ и горизонтов и по возрасту охватывает период времени от верхнего олигодена и до верхнего плиодена включительно.

Возраст средней части разреза годердзской вулканогенной свиты, которая по литологическому составу и условиям образования чрезвычайно напоминает вохчабердскую вулканогенно-обломочную свиту, П. А. Мчедлишвили (1949, 1954) и И. В. Палибиным (1937, 1940) определяется как плиоцен.

П. А. Мчедлишвили нашел в киммерийских отложениях западной Грузии (в окрестностях с. Кобулет) ископаемые пальмы, которые настолько близки с годердзской флорой по составу и по типу, что становится несомненной их синхронность.

С годердзской вулканогенно-обломочной свитой связаны фациальными взаимопереходами диатомитовые отложения Кисатиби. Плиоценовый возраст последних подтверждается исследованиями В. В. Богачева (1927, 1938), И. В. Палибина (1947), Б. Ф. Мефферта и др.

От района Ширакского хребта описываемые вулканогенные образования распространяются на территорию Северной Анатолии, где в них обнаружена ископаемая фауна млекопитающих мэотис-понтического возраста (Фюрон, 1955).

В Иранском Азербайджане, в нижней части разреза этих пролювиально-вулканогенных пород залегает горизонт лигнитовых отложений (аналог мегринской лигнитоносно-сланцевосной свиты) с остатками гипариона понтического возраста (Rieben, 1934).

Стратиграфическим, возрастным и литолого-петрографическим аналогами вохчабердской вулканогенно-обломочной свиты являются ба-

саргечарская свита (бассейны оз. Севан и рр. Тертер и Акера), акеринская свита (Кубатлинский район Азербайджанской ССР) и мегринская угленосная свита.

В Приереванском районе, в бассейнах р. Воротан и оз. Севан, на глубоко размытой поверхности этой вулканогенной свиты (глубина размыва порядка 400 м) залегают покровные лавы и озерные отложения, относящиеся к верхнему плиоцену.

Таким образом, возрастные пределы рассматриваемой вулканогенной свиты определяются в рамках нижнего-среднего плиоцена (мэотис-понт—век продуктивной толщи). Эти данные вполне соответствуют общей истории Антикавказа в неогеновое время. Становится вполне понятным наличие пепловых пластов в фаунистически охарактеризованных отложениях мэотиса, понта и продуктивной толщи Куринской депрессии. Синхронные ей молассовые озерно-континентальные отложения восточной Грузии (западная часть Куринской депрессии)—ширакская свита, душетские слои,—также содержат пласты пирокластолитов. Несомненно, что эти пепловые образования представляют продукт мощных вулканических извержений, происходивших в нижнем и среднем плиоцене на Антикавказе.

Для более детального стратиграфического расчленения и уточнения возраста вулканогенных свит Малого Кавказа очень много даст изучение их минералогического и петрографического состава и сопоставление с вышеуказанными пепловыми отложениями, встречающимися в отдельных горизонтах фаунистически охарактеризованных морских отложений миоцена и плиоцена Куринской депрессии (Габриелян, 1958₁).

Г. Покровные долеритовые базальты, их стратиграфические эквиваленты и экструзии кислых пород. Выше залегают лавы базальто- и андезито-базальтового состава, которые в виде широких покровов заполняют и нивелируют рельеф, созданный на поверхности вышеописанной вулканогенно-обломочной свиты. К этому комплексу пород относятся эффузивные покровы Джавахетского, Лорийского, Амасийского, Кармрашенского, Егвардско-Канакерского и Ераблурского вулканических плато. Ими же сложены Джавахетский хребет, массив г. Арагац, страто-вулканы Араилер и г. Голгат, Ишханасарский хребет и склоны Гегамского и Варденисского хребтов. Представлены эти породы темно-серыми долеритовыми базальтами (основание разреза), андезито-базальтами и реже андезитами. Мощность лавовых покровов колеблется в пределах, от нескольких десятков метров и до 1 км и более, в зависимости от глубины эрозии фундамента и близости расположения центров излияний.

Эти вулканические образования различных районов Антикавказа занимают одинаковое стратиграфическое положение и фациально замещаются, подстилаются, переслаиваются и покрываются пресноводно-озерными отложениями.

Верхнеплиоценовый возраст их определяется на основании следующих данных:

1. В бассейнах рр. Раздан (Приереванский район), Воротан и Ахурян указанные лавовые покровы нивелируют рельеф, врезанный в вулканогенно-обломочную свиту нижнего-среднего плиоцена.

2. В Араратской и Ширакской котловинах покровы долеритовых базальтов, по данным буровых скважин, подстилают озерно-речные отложения с ископаемой фауной млекопитающих нижнечетвертичного (миндель—миндель-рисского) возраста (Авакян, 1959, Асланян, 1958, Габриелян, 1959₂).

3. На Канакерском плато долеритовые базальты перекрываются пресноводно-озерными отложениями с фауной рыбных остатков и диатомовыми водорослями верхнеплиоценового возраста (Богачев, 1936, 1938₂).

4. В озерно-речных отложениях, покрывающих долеритовые базальты в районе Цалкинского плато (Груз. ССР), найдены остатки *Elephas planifrons* Falc. et Cautly, *Equus cf. stenorhis* Cocchi (определение Н. О. Бурчак-Абрамовича), датирующие возраст вмещающих пород как верхний плиоцен (Заридзе и Татришвили, 1948).

5. В бассейне р. Воротан в Ишханасарскую вулканогенную свиту, залегающую под покровными базальтами Ераблурского плато, врезана терраса высотой 180—200 м. Возраст указанной террасы, широко распространенной на Малом Кавказе, определяется как нижнечетвертичный или же верхи плиоцена.

6. В районе г. Артени (юго-западный склон Арагаца) археологом С. А. Сардаряном (1954) найдены в массовом количестве орудия первобытного человека шель-ашельского времени, изготовленные из обсидианов и других кислых эффузивных пород, залегающих над покровными основными лавами Октемберянского плато. Возраст остатков древней культуры определяется по схеме В. И. Громова как нижнечетвертичный.

Приведенные данные неоспоримо доказывают верхнеплиоценовый возраст описанных покровных лав Антикавказа. Лавовым излияниям и извержениям верхнеплиоценового времени соответствуют горизонты пирокластолитов, встречающихся в фаунистически охарактеризованных отложениях акчагыла и апшерона Куринской депрессии.

Любопытно отметить, что синхронность лавовых покровов вышеперечисленных различных районов Армении подтверждается не только геологически и палеонтологически, но и данными палеомагнетизма (Акопян, 1955₁).

По исследованиям Ц. Г. Акопяна, базальтовые лавы Лорийского плато, Приереванского района и Ераблурского плато характеризуются одинаковыми магнитными свойствами, что свидетельствует об их синхронности. К этому же верхнеплиоценовому вулканогенному комплексу относятся эффузии кислых пород, представленных липаритами, липарито-дацитами, трахитами, обсидианами и пемзово-пепловыми материалами. Эти кислые эффузивы образуют субвулканы и экструзии, отчетливо выраженные в рельефе. К ним относятся гг. Артени, Атис и другие мелкие экструзивные конусы, встречающиеся в Гегамском и Варденис-

ском хребтах. К ним же относятся андезито-дацитовые лавы, слагающие Ишханасарский хребет.

Как уже указывалось выше, в них врезана 180—200-метровая терраса (Ишханасар, Атис), и их породы служили материалом для изготовления первобытным человеком орудия шель-ашельского возраста (нижний постплиоцен). К этим данным следует добавить еще тот факт, что продукты кислых вулканических выбросов (пемзовые пески и пеплы) слагают основную часть вышеописанных пресноводно-озерных отложений, прослаивающих комплекс верхнеплиоценовых лав.

Вместе с тем, вопрос соотношения кислых эффузивов с покровными долеритовыми базальтами остается еще спорным. По нашим наблюдениям, на вершинной части г. Атис имеется останец древней поверхности выравнивания, соответствующие тому регионально развитому на Антикавказе пенеплену, который заложен на фоне ниже-среднеплиоценовой вулканогенно-обломочной свиты. В Приереванском районе фрагменты этого пенеплена погребены под долеритовыми базальтами.

Кроме того, геолог В. М. Амарян утверждает, что на юго-западном склоне г. Арагац долеритовые базальты верхнего плиоцена обтекают лавы экструзивного конуса г. Артени.

Сарыкаинская вулканогенно-осадочная серия. Эта мощная серия переслаивающихся свит осадочных и вулканогенно-осадочных пород, обнажающаяся в районе Норадусского (Сарыкаинского) мыса в юго-западной части бассейна оз. Севан. До 1950 г. все исследователи считали, что эта серия относится по возрасту к верхнему плиоцену и, возможно, к низам постплиоцена. Основанием для такого заключения служили как реогенально-геологические, так и палеонтологические данные.

В 1950 г. вышла статья К. Н. Паффенгольца (1950), в которой им была высказана новая точка зрения по данному вопросу. Он отказался от общепринятого мнения о верхнеплиоценовом возрасте отложений указанной серии и стал относить их к олигоцену. По нашему мнению, выдвинутая им новая концепция вызвана следующим обстоятельством. Раньше К. Н. Паффенголец считал, что сарыкаинская толща несогласно налегает на вулканогенную толщу Гегамского хребта, относимую им к олигоцену. Теперь же, когда фактически доказано существование фациального взаимоперехода между породами сарыкаинской толщи (по нашему сарыкаинской серии) и кислыми эффузивами вулканогенной серии Гегамского хребта (данные Е. Н. Дьяконовой-Савельевой и Г. Д. Афанасьева—1933, Е. Е. Милановского—1952₂, А. А. Габриеляна—1954₂, А. Т. Асланяна—1954 и др.), вновь обнаружилась необоснованность точки зрения К. Н. Паффенгольца об олигоценном возрасте вулканогенной серии Гегамского хребта.

По этим соображениям, нам кажется, указанный исследователь сарыкаинскую серию также относит к олигоцену. Детальным изучением стратиграфии и палеонтологии отложений сарыкаинской серии занима-

лись Е. Е. Милановский, А. А. Габриелян, А. Т. Асланян, С. А. Бубикян, С. П. Бальян и др.

В результате собран большой палеонтологический и геологический материал, позволяющий внести ясность в разбираемом вопросе.

Е. Е. Милановский (1952₂) в разрезе сарыкаинской серии выделяет восемь разновозрастных литологических свит и горизонтов. Описание последних и обоснование их возраста приведено в соответствующем разделе данной работы.

По нашим данным, все эти горизонты можно сгруппировать в четыре свиты, разделенные перерывами и несогласиями (Габриелян, Асратян, Назарян, 1954₂).

Наиболее древняя из них, именуемая нами арцвакарской свитой, обнажается в районе одноименного селения, в ядре небольшой антиклинальной складки северо-западного простирания. Здесь развиты зеленовато-серые с желтоватым оттенком глины, слегка гипсоносные с включениями плотных, желтоватых мшанковых известняков и известняков-ракушечников, переполненных раковинами пресноводных гастропод—*Hydrobia*, *Bythinia*, *Valvata* и др. По данным Е. Е. Милановского (1952), согласно определению Г. Г. Абрикосова и Ю. М. Феофановой, мшанки безусловно из группы *Membranipora* и при этом скорее относятся к *Nitscheina* (*Membranipora*) *kischenevensis* n. sp. Согласно указанным исследователям, мшанки обычно достигают пышного развития в среднем и верхнем сармате и на Керченском и Таманском полуостровах, в отложениях переходного горизонта от сармата к мэотису, они вместе с *Hydrobia* являются единственными представителями фауны и слагают знаменитые рифы, описанные еще Н. И. Андрусовым.

Кроме того, в известняках и глинах этой свиты по всему разрезу встречается богатая фауна остракод, среди которой С. А. Бубикян определены *Cyprideis sarmatica* (Zal.), *Candonella schubinae* Mand., *Limnocythere suzini* Bub. и обломки крупных *Candona*.

На основании приведенных палеонтологических данных Арцвакарская свита относится к сармату и сопоставляется с сарматскими отложениями Приереванского района.

Учитывая пресноводный характер фауны, мы считаем наиболее вероятным синхронизировать эти отложения с гастроподовым и анодотовым горизонтом разреза сарматских отложений ущелья р. Раздан, который подстилает мактровые слои верхнего сармата и условно относится к среднему сармату.

Стратиграфически выше залегает вторая свита вулканогенно-осадочных пород, обнажающаяся в 6 км к юго-востоку от с. Арцвакар на берегу оз. Севан в сводовой части антиклинальной складки. Здесь, в основании разреза, залегают зеленовато-серые глины с фауной дрейсений. Выше следует пласт мергелей, переходящий затем в плотные, массивные желтовато-белые окремненные известняки, содержащие туфогенный материал трахи-липаритового состава. Верхняя часть разреза сложена серыми туфолесчаниками, туфами и туфобрекчиями трахилипаритового состава.

В глинах с дрейсенсией, Д. М. Халиловым и С. А. Бубикян определены остракоды плиоценового возраста.

Кроме того, в диатомитах А. П. Жузе определены 24 вида диатомовых водорослей плиоценового возраста (Милановский, 1952).

Базируясь на этих данных, описанную свиту мы относим к нижне-му-среднему плиоцену и сопоставляем с вохчабердской вулканогенно-обломочной свитой Приереванского района.

Выше несогласно залегает третья свита, представленная чередованием серых, рыхлых туфопесчаников, пемзовых песков и пеплов, липаритовых туфов и туфобрекчий, желтовато-белых и светло-серых диатомитовых глин и реже глинистых диатомитов.

По данным Е. Е. Милановского (1952), из этих отложений А. П. Жузе определены три комплекса плиоценовой диатомовой флоры, а в составе фауны дрейсенсий нами отмечены формы, описанные Н. И. Андрусовым из апшеронских отложений Прикаспийской области.

Учитывая данные ископаемой фауны и флоры, и региональных сопоставлений, указанную диатомитово-пемзово-песковую свиту сарыкаинской серии отложений можно отнести к верхнему плиоцену и параллелизовать со сходными по литологическому составу диатомитовыми отложениями Араратской и Ленинканской котловин и бассейна р. Воротан.

Верхняя часть разреза сарыкаинской серии вулканогенно-осадочных образований сложена галечниками и песчано-пемзово-пепловыми материалами — норадузская свита — обнажающимися на Сарыкаинском мысу и образующими высокий обрыв, нависающий над зеркалом озера.

Эта свита, в отличие от более древних, гораздо более слабо дислоцирована (падение пластов не превышает $5-7^\circ$) и в районе Норадузской равнины покрывается лессовидными суглинками и другими пролювиально-делювиальными образованиями.

По генезису норадузская свита, несомненно, пролювиальная и представляет продукт выноса мощных рек, в частности палеогаварагета, впадавшего в Палеосеван.

По условиям образования она очень напоминает покровные галечники Советашенской равнины, западного Айоцзора (Ахавнадзорское плато), бассейна р. Воротан и других районов Антикавказа, возраст которых, достаточно точно определяется как верхний плиоцен (Габриелян, 1958₄).

Таким образом, возрастной диапазон сарыкинской серии пород охватывает время от верхнего миоцена и до верхнего плиоцена включительно.

Эти данные еще раз подтверждают мио-плиоценовый возраст вулканогенных образований Гегамского хребта, продукты которых в виде пирокластолитов и лавовых потоков встречаются почти во всех свитах отложений сарыкаинской серии.

Комплексе вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований Северного Сюника

Это сложный по петрографическому составу комплекс пород, состоящий из нескольких свит и горизонтов, породы которых близки друг другу по возрасту и связаны фаціальными взаимопереходами. Эти свиты: 1) сисианская диатомитовая, 2) горисская вулканогенно-обломочная и 3) ишханасарская вулканогенная, 4) горизонт покровных лав Ераблурского плато.

Породы г. Ишханасара и лавы Ераблурского плато перекрывают отложения первых двух свит и всеми исследователями в настоящее время однозначно относятся к верхнему плиоцену. Обоснование их верхнеплиоценового возраста приводилось выше при описании разреза бассейна р. Воротан. Спорным является только вопрос возраста горисской и сисианской свиты, породы которых, по данным всех геологов, фаціально замещают друг друга и переслаиваются.

К. Н. Паффенгольц относит их к миоцену, а все остальные исследователи (В. Е. Хаин, А. А. Габриелян, А. Т. Асланян, Д. П. Исахаян, С. П. Бальян, Е. Е. Милановский, А. Н. Назарян и др.) — к верхнему плиоцену.

Сисианская свита, как уже указывалось, представлена диатомовыми глинами светло-серого и желтовато-белого цветов, светлыми пемзовыми песками, пеплами, рыхлыми песчаниками и туфами, которые переслаиваются в разрезе и местами обнаруживают прекрасно выраженную косую и диагональную слоистость. Она широко развита в бассейне среднего течения р. Воротан и ее правых притоков (район сс. Ангехакот, Шаки—Сисиан—Уз-Шамб и др.) и имеет максимальную мощность около 400 м.

Горисская вулканогенно-обломочная свита состоит преимущественно из грубообломочных туфобрекчий и туфоконгломератов и прослаивающих их туффитов, туфопесчаников и пеплово-песковых материалов.

Обнажается она в районе гор. Горис и в левобережной части среднего течения р. Воротан, к юго-востоку от Ераблурского плато.

Фаціальное смыкание указанных двух свит—сисианской и горисской—происходит на участке сс. Агуди—Вагуди—Урут, где наблюдается зубчатое переслаивание их отложений.

К. Н. Паффенгольц горисскую и сисианскую свиту относит к миоцену, так как они покрываются породами г. Ишханасар, возраст которых им, как и другими исследователями, определяется как плиоцен.

По А. Н. Соловкину (1939, 1940), в районе слияния рр. Акера и Воротан горисская (герюсинская по А. Н. Соловкину) толща горизонтально и с угловым несогласием лежит на плиоценовых песчаниках, а в районе слияния рр. Горис и Воротан она лежит на верхней террасе р. Воротан, отвечающей рисс-вюрму. На основании этих, а также и других геоморфологических, петрографических и геологических данных, ука-

занный исследователь пришел к выводу о постплиоценовом возрасте горисской свиты.

Несколько иную точку зрения высказали Л. Н. Леонтьев и В. Е. Хаин (1947). Возраст горисской свиты ими определяется как нижнечетвертичный (бакинский ярус), на том основании, что она со значительным угловым несогласием перекрывает акеринскую свиту, залегает горизонтально и в районе сс. Хот и Шинуер породы ее отчетливо переслаиваются с базальтами и андезито-базальтами четвертичного возраста. Ишханасарская вулканогенная и сисианская (?) диатомитовая свиты, согласно данным указанных исследователей, подстилают горисскую свиту и относятся к верхнему плиоцену.

Далее, в 1948 г. А. Л. Тахтаджян и автор настоящей работы присоединились к мнениям К. Н. Паффенгольца, Л. Н. Леонтьева и В. Е. Хаина в отношении плиоценового возраста Ишханасарской толщи, но горисская и сисианская свиты относились нами к нижнему постплиоцену. Однако в дальнейшем мы убедились в том, что горисская вулканогенно-обломочная свита не перекрывает ишханасарскую свиту, как это считали Л. Н. Леонтьев и В. Е. Хаин, а уходит под нее. На этом основании мы изменили нашу прежнюю точку зрения и стали относить горисскую и сисианскую свиты к верхнему плиоцену. В дальнейшем, верхнеплиоценовый возраст последних подтвердился исследованиями Д. П. Исаханяна (1949, 1955), А. Т. Асланяна (1954, 1958) и Е. Е. Милановского (1956, 1957).

Породы этих двух свит залегают ингрессивно и заполняют древние речные долины, выработанные в отложениях вулканогенно-обломочной свиты нижнего-среднего плиоцена. Этим фактом определяется нижний предел их возраста.

К юго-востоку от г. Кубатлы (Азербайджанской ССР), в бассейне р. Базарчай (Воротан), отчетливо наблюдается резко несогласное перекрывание дислоцированных слоев акеринской свиты ниже-среднеплиоценового возраста горизонтально залегающими слоями грубообломочных туфобрекчий горисской свиты.

Верхний же предел их возраста определяется тем, что они несогласно перекрываются апшеронскими галечниками (Габриелян, 1958₄), а также породами ераблурской и ишханасарской вулканогенных свит, верхнеплиоценовый возраст которых в настоящее время определяется всеми исследователями однозначно.

О сравнительно молодом (верхнеплиоценовом) возрасте рассматриваемых вулканогенно-осадочных свит северного Сюника свидетельствуют почти горизонтальное залегание их отложений, неуплотненный и рыхлый характер пород, ископаемая флора, встречающаяся в отложениях сисианской диатомитовой свиты, а также палеогеографические условия времени их образования.

Пресноводно-озерные диатомитовые отложения различных районов Малого Кавказа—Арагатская, Ленинанская и Севанская котловины, бассейн р. Воротан—генетически тесно связаны друг с другом и соответ-

С Х Е М А
КОРРЕЛЯЦИИ РАЗРЕЗОВ ПАЛЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ АРМЯНСКОЙ ССР

Стратиграфические подразделения		Ереванский бассейн и смежные районы Араратской котловины	Бассейн р. Веди		Западный Айцдзор		Восточный Айцдзор, басс. р. Воротан и Сюник	Севано-Ширакский синклиорий и смежные районы
ОЛИГОЦЕН	Верхний	Красноцветная молассовая свита	Красноцветная молассовая свита района Араздаян, ст. Арарат		Нижняя свита Эллипской вулканогенной серии (темно-серые, голубовато-серые и зеленовато-серые, местами сильно измененные андезиты и их туфобрекчии, санидиновые трахиты и экструзии липарито-дацитов)		Красноцветные отложения (древняя кора выветривания) района сс. Мазра-Ангехакот. Амультсарская свита (темносерые, голубовато-серые и фиолетовые андезиты и их туфобрекчии, экструзии липарито-дацитов) и ее стратиграфические эквиваленты басс. р. Воротан и Северного Сюника	Верхняя туфогенно-угленосная подсвита
	Средний и нижний	Шорарбюрская свита (слои с <i>Nummulites vascus</i> , <i>N. intermedius</i> , <i>Megatilodus crassatina</i> , <i>Cyrena semistriata</i> и др.)	Шаганская свита с <i>Nummulites vascus</i> , <i>N. intermedius</i> , <i>Megatilodus crassatina</i> , и др. <i>Cyrena simistriata</i>		Песчано-глинистая свита района сс. Эллип-Ахавнадзор (слои с <i>Num. vascus</i> , <i>N. intermedius</i> , <i>Megatilodus crassatina</i> и др.)			Нижняя Дилижанская подсвита майкопского типа (флора, рыбные остатки)
ЭОЦЕН	Верхний	Туфогенно-терригенный флиш (Зовашенская свита)	Слой с <i>Nummulites fabianii</i> , <i>Opperculina alpina</i>	Известняки, глины, песчаники	Горизонт с <i>Nummulites fabianii rettatus</i> . Дисконцильный горизонт. Горизонт с <i>N. millecaput</i>	Известняки, глины, песчаники	Андезитовые лавы и их пирокласты	Памбакская или верхняя вулканогенная свита (водораздельные части Ширакского, Базумского, Памбакского и Арегунийского хребтов)
				Верхняя часть	Песчано-глинистая флишоидная Чиманкендская свита с горизонтом зеленоватых туфогенных песчаников в основании (слои с <i>Nummulites perforatus</i>)	Песчано-глинистая свита с горизонтом зеленоватых туфогенных песчаников в основании (слои с <i>Num. perforatus</i>)	Туфогенно-терригенные отложения (Айцдзорская свита)	
	Средний		Нижняя часть	Урцкая свита. Известняки с <i>Nummulites laevigatus</i> , <i>N. lucasi</i>	Известняковая свита с <i>Num. laevigatus</i> , <i>N. lucasi</i>	Флишоидная туфогенно-терригенная свита (слои с <i>Num. lucasi</i>)		Севанская известняковая свита, известняки горы Лалвар, Ширакского хребта, Шамутская свита басс. р. Марцигет (слои с <i>Nummulites purchisoni</i> , <i>N. laevigatus</i> , <i>N. lucasi</i>)
			Нижний	Гарнийская свита (флиш)	Плотные массивные известняки с <i>Num. planulatus</i> и песчаники	Известняки с <i>Nummulites planulatus</i>		Вулканогенная свита западной части южного Сюника
Палеоцен			Кетузская свита (флиш)			Отсутствует (перерыв)	Известняки (Агкилисская свита), мшанково-литогамниевые известняки басс. р. Агстев	
Верх. мел	Датский ярус							

Дилижанская и Бандеванская угленосно-сланцевые свиты

Вулканогенная свита (измененные андезиты и их пирокласты) Вардениского хребта

ствуют определенному этапу геотектонического развития указанной области. Поэтому с большей долей вероятности их можно считать синхронными образованиями (Габриелян, Исаханян, Адамян, Бальян, 1955₂). О верхнеплиоценовом возрасте пресноводных диатомитовых отложений бассейна оз. Севан, Араратской и Ленинанканской котловин говорилось выше.

Как известно, обширные озерные водоемы в бассейнах больших рек могли образоваться во время крупных трансгрессий, т. е. в эпоху опускания — стабилизации рельефа. На Кавказе такими эпохами в плиоценовое время были *акчагыл* и *апшерон*.

Скудность палеонтологических данных не позволяет произвести более дробное возрастное расчленение рассматриваемого вулканогенного комплекса Сюника. Пока условно мы считаем возможным сисианскую и горисскую свиты отнести к *акчагылу*, а лавы Ераблурского плато и ишханасара — к *апшерону*.

5. Сводный стратиграфический разрез палеогеновых и неогеновых отложений Армянской ССР

Основываясь на стратиграфическом положении и возрасте маркирующих свит и горизонтов и сопоставляя описанные выше опорные разрезы, можно представить схему расчленения палеогеновых и неогеновых отложений Армянской ССР в следующем виде.

Датский ярус — палеоцен

Скудность палеонтологических данных и однообразный, флишевый характер пород не позволяют четко разграничить датский ярус от палеоцена, поэтому они описываются вместе. Отложения датий-палеоцена пользуются ограниченным распространением и выражены преимущественно в флишевых (местами туфогенных) фациях. К этому возрасту относятся *гарнийская* и *кетузская* свиты (Ереванский бассейн, бассейн р. Веди), терригенные флишеидные отложения северо-западной части Айоцзорского синклинория (верховья р. Селим), а также известняки, выступающие в ядрах антиклинальных складок в ряде мест Севано-Ширакского синклинория — *агкилисская* свита (Ширакский хребет) и ее стратиграфические и литологические эквиваленты в бассейнах р. Дзкнагет и Агстев. В Сомхето-Карабахской зоне дат-плиоценовые отложения выражены в фации *мшанково-литотамниевых* известняков.

Местами (Севано-Ширакский синклинорий) эти отложения постепенными переходами связаны с подстилающими породами маастрихта, а в других районах (бассейн рр. Веди, Агстев) трансгрессивно перекрывают различные горизонты верхнего мела.

Перекрываются датско-палеоценовые отложения фаунистически охарактеризованным нижним эоценом. Из мелких фораминифер, встречающихся в породах дат-палеоценового возраста, наиболее характерны-

ми, определяющими возраст вмещающих толщ, являются *Acarinina concotruncata* Subb., *A. angulata* (White), *Globorotalia edita* Subb., *G. varianta* Subb., *Gyromorphina allomorphinoides* (Reuss), *Stensidina caucasica* Subb. и др.

Нижний эоцен

На территории Армянской ССР выражен в трех различных фациях—известняковой, флишевой и вулканогенной. К первой фациальной группе относятся слоистые, сахаровидные, плотные, массивные, светло-серого, желтовато-серого и красноватого цветов известняки бассейнов рр. Веди, Шагап и Советашен — уруцкая свита,— а также песчанистые, темно-серые известняки Цахкуняцкого хребта и нижний горизонт известняковой свиты бассейна оз. Севан. Залегают эти карбонатные отложения трансгрессивно на подстилающих более древних образованиях, перекрываются фаунистически охарактеризованными породами среднего эоцена и заключают в себе комплекс руководящих для нижнего эоцена форм крупных и мелких фораминифер: *Nummulites planulatus* Lam., *N. globulus* Leym., *Globorotalia crassata* Subb., *Acarinina pentamerata* (Subb.), *Globorotalia aragonensis* Nutt. и др.

Сходный комплекс мелких фораминифер встречается в песчано-глинистых флишевых отложениях Ширакского хребта (лусабюрская свита), а также песчано-глинисто-карбонатных отложениях района с. Ахкенд (бассейн р. Селим). Вулканогенные фации нижнего эоцена развиты в южном Сюнике, у районного центра Спитак и по северо-западному борту Севано-Ширакского синклиория. Представлены они зеленовато-серыми и темно-серыми плагиоклазовыми и авгитовыми, зачастую эпидотизированными порфиритами, их туфами и туфобрекчиями. Подстилают эти вулканогенные образования фаунистически охарактеризованные нижние слои среднего эоцена и залегают в большинстве случаев несогласно на отложениях дат-палеоэоцена.

Средний эоцен

Породы среднеэоценового возраста на территории Армянской ССР пользуются наиболее широким распространением по сравнению с отложениями других эпох палеогена и характеризуются наибольшей изменчивостью фаций.

Нижняя граница среднего эоцена отбивается четко палеонтологически, литологически и тектонически. По всему Антикавказу среднеэоценовые отложения трансгрессивно и с угловым несогласием перекрывают различные горизонты более древних пород от нижнего эоцена и до верхнего палеозоя включительно. Только в мульдовых частях крупных синклиорий наблюдается постепенный переход от нижнего эоцена в средний.

В среднеэоценовых отложениях Армянской ССР отчетливо выде-

ляются два фаунистически охарактеризованных горизонта—нижний горизонт с *Nummulites laevigatus* Brug. *N. lucasi* d'Arch. и верхний горизонт с *Nummulites perforatus* Montf., *N. brongniarti* Arch. et Heim, *N. gizehensis* Forsk. Не менее отчетливо устанавливается граница среднего эоцена с верхним эоценом. Она фиксируется вымиранием (или резким уменьшением в количестве) среднеэоценовых крупных нуммулитов, пышным развитием самого крупного нуммулита—*Nummulites millicaput* Boubée и появлением типичных верхнеэоценовых мелких нуммулитов—*Nummulites fabianii* Prever, *N. incrassatus* de la Harpe и др.

Кроме того, в Севано-Ширакском синклинории и в Айодзоре породы верхнего эоцена трансгрессивно налегают на отложения среднего эоцена.

В Севано-Ширакской зоне в составе среднего эоцена вулканогенные образования преобладают, а нормально-осадочные породы играют подчиненную роль. Здесь, в основании разреза залегают темно-серые, плотные, плитчатые, грубослойные, песчанистые известняки, максимальная мощность которых в Севанском хребте достигает около 100 м—севанская свита. Встречающиеся в верхнем горизонте последней фауна нуммулитов—*Nummulites distans* Desh., *N. munchisoni* Brunn., *N. irregularis* Desh., *N. ataticus* Leym. и др., датирует возраст вмещающих отложений как нижнюю часть среднего эоцена. Выше располагается мощная (около 1500 м) свита слоистых туфогенов—ширакская свита,—представленная ритмичным чередованием различных туфоосадочных пород: туфопесчаников, туфоалевролитов, туффитов, туфогенных мергелей, глин, туфосланцев, туфоконгломератов и сравнительно реже—вулканических пород—андезитов, порфиритов и их пирокластолитов.

Эта свита слоистых туфогенов, кроме Ширакского хребта, откуда происходит ее название, широко развита также в восточной и западной части Памбакского хребта, в Севанском и Арегунийском хребтах, на северном склоне Базумского хребта и в бассейне р. Марцигет. В других районах Севано-Ширакского синклинория она фациально замещается вулканогенными образованиями. Последние состоят из различного состава темно-серых и зеленовато-серых порфиритов (плагноклазовых, авгитовых, пироксеновых и др.), кварцевых порфиров, альбитофиров, их туфов, туфобрекчий, туфоконгломератов с подчиненными слоями туфоосадочных пород. Эти вулканогенные породы в своем типичном виде развиты в центральной части Памбакского хребта, особенно на его северном склоне—кировкаканская свита—а также слагают значительную часть Базумского хребта.

Среднеэоценовый возраст указанных двух свит—кировкаканской вулканогенной и ширакской туфогенной—устанавливается фауной нуммулитов: *Nummulites oswaldi* Meff., *N. brongniarti* Arch. et Heim, *N. perforatus* Montf., *N. ataticus* Leym., *N. distans* Desh.

В Ереванском прогибе средний эоцен выражен фацией глинисто-песчанистого туфогенного флиша (мощностью до 500—600 м), широко

развитой в бассейне р. Азат. Далее к востоку, в бассейне р. Веди и в западной части Айюцдорского синклинория, он резко трансгрессивно и с угловым несогласием налегает на меловые и палеозойские породы и представлен двумя свитами: нижней, известняковой — урцской свитой — мощностью до 60 м, и верхней, песчано-глинистой флишоидной — чиманкендской свитой — мощностью около 300—400 м. Среднеэоценовый возраст их устанавливается богатой фауной нуммулитов, орбитоидов и мелких фораминифер. Для известняковой свиты наиболее характерными формами являются *Nummulites laevigatus* Brug., *N. lucasi* d'Arch., а в верхней — преобладают *Nummulites perforatus* Montf., *N. gizehensis* Forsk., *N. brongniarti* Arch. et Heim.

К востоку от района сс. Ахавнадзор—Элпин—Чива—Арпа породы среднего эоцена постепенно обогащаются туфогенным материалом и у районного центра Ехегнадзор они уже представлены туфогенными фациями (аналог свиты слоистых туфогенов Севано-Ширакской зоны). Это слоистые туфопесчаники, туфоалевролиты, туффиты, туфы, туфоконгломераты, туфобрекчии и другие туфоосадочные породы, в которых местами (район с. Меличка и др.) встречаются линзы рифовых известняков и потоки лав преимущественно основного состава. Мощность среднеэоценовой туфогенной свиты Айюцзора достигает двух км. В восточной части Айюцдорского синклинория и Сюнике количество осадочных пород еще более уменьшается и средний эоцен выражен преимущественно в вулканогенной фации — различного состава порфириты, андезиты и их пирокластиты.

Возраст туфогенной свиты Айюцзора точно датируется богато представленной фауной и особенно нуммулитовой (*Nummulites laevigatus* *N. partschi*, *N. brongniarti*, *N. atacicus*, *N. perforatus* и др.).

Верхний эоцен

Представлен как в вулканогенной, так и осадочной фациях.

Нижняя граница верхнего эоцена, как уже указывалось, отбивается четко палеонтологически и тектонически. Также отчетливо устанавливается граница верхнего эоцена с олигоценом. В районах развития осадочных фаций, в отложениях верхнего эоцена выделяются три фаунистически охарактеризованных горизонта. В нижнем горизонте в месте с типичными верхнеэоценовыми мелкими нуммулитами (*Nummulites fabianii*, *N. incrassatus*, *N. striatus* и др.) в большом количестве встречается *N. millescaput* — горизонт с *N. millescaput*. В среднем горизонте все крупные нуммулиты, в том числе и *N. millescaput*, полностью исчезают и в составе фауны нуммулитид преобладают дискоциклины (дискоциклиновый горизонт) и мелкие нуммулиты. В верхнем горизонте вымирают дискоциклины и многие верхнеэоценовые мелкие нуммулиты; появляются и затем пышно развиваются переходные от эоцена к олигоцену виды — *Nummulites fabianii retiatus* Grig., *N. vascus initialis* Grig., *N. bouilei* de la Harpe и др.

В Севано-Ширакской зоне образования верхнего эоцена, как уже

указывалось, несогласно перекрывают различные горизонты среднего эоцена и слагают водораздельные части Ширакского, Памбакского, Севанского, Арегунийского и Базумского хребтов и представлены мощной (до 1000 м) свитой вулканогенных пород — п а м б а к с к а я свита. Состоит она из андезитов, андезито-дацитов, андезито-базальтов, дацитов, липаритов и их пирокластолитов. В нижней части разреза преобладают пирокластические породы, а в верхней—вулканические.

В Ереванском бассейне верхний эоцен, как и средний, выражен в терригенно-туфогенной флишевой фации. В отдельных горизонтах этих отложений были встречены *Nummulites fabianii* Prever, *Operculina alpina* Douv., *Vagiamussium fallax* Kogob. и др.

В бассейне р. Веди и в западной части Айоцзора верхнеэоценовые отложения фаунистически наиболее полно охарактеризованы и представлены перемежающейся свитой известковистых песчаников, глин, мергелей и известняков (местами рифовых), мощность которых доходит до 500—600 м. В этих отложениях выделяются вышеуказанные фаунистические охарактеризованные горизонты.

Нижний — средний олигоцен

Образования рассматриваемого возраста сложены морскими нормально-осадочными, пресноводно-озерными и вулканогенными фациями. Осадочные фации олигоценного возраста в отличие от эоцена имеют сравнительно локальное распространение. Они приурочены к крупным тектоническим депрессиям и прогибам (Среднеараксинская котловина, северный краевой прогиб Севано-Ширакского синклинория), образовавшимся в конце верхнего эоцена и в начале олигоцен в связи с происходившими в это время мощными тектоническими движениями. Почти везде породы олигоцен трансгрессивно или ингрессивно налегают на подстилающие более древние отложения, только в мульдовых частях крупных синклинорных бассейнов наблюдается постепенный переход от пород верхнего эоцена к олигоцену.

Нижняя граница олигоцен отмечается также радикальными изменениями в составе фауны, в частности, вымиранием орбитоидов, дискоцилин, ортофрагмин, верхнеэоценовых нуммулитов и появлением олигоценных видов нуммулитид—*Nummulites intermedius* d'Arch., *N. vascus* Joly et Leym. Карбонатные фации верхнего эоцена в олигоцене сменяются терригенными отложениями майкопского типа.

В Севано-Ширакской зоне олигоценные отложения развиты в виде двух изолированных останцев в районе г. Дилижан — д и л и ж а н с к а я свита—и у с. Бандеван (к северу от Лениакана) и выражены в фации пресноводных угле-сланценосных песчано-глинистых пород.

Наиболее полный разрез их, мощностью в 500—600 м, описан в Дилижанском районе. Дилижанская свита литологически отчетливо делится на две подсвиты, разделенные эрозионным несогласием. Нижняя из них представлена чередованием серых, бурых и коричневатых, листоватых, преимущественно бескарбонатных, но песчаных глин, аргилли-

тов, песчаников с многочисленными прослоями и мощными (до 10 м) пачками горючих сланцев. Эта подсвита по ряду признаков (наличие различных конкреций, рыбные чешуи и др.), напоминает майкопскую свиту Крымско-Кавказской области на основании содержащейся в ее отложениях ископаемой фауны и флоры относится к нижнему (?) — среднему олигоцену.

Возраст верхней подсвиты (угленосной), состоящей из перемежающихся слоев туфопесчаников и глин, с отдельными пачками и прослоями бурого угля, определяется условно как верхний олигоцен—нижний миоцен.

В Ереванском прогибе, бассейне р. Шагап и в западном Айоцдзоре нижний-средний олигоцен представлен морскими песчано-глинистыми отложениями с богатой и разнообразной фауной нуммулитов, пелеципод, гастропод, кораллов, морских ежей, остракод и мелких фораминифер.

Наиболее полный разрез имеется в Приереванском районе, где эти отложения слагают шорагбюрскую антиклинальную складку и известны под названием «ш о р а г б ю р с к о й свиты». Последняя, имеющая около 1000—1200 м мощности, состоит из трех подсвит.

Нижняя из них—песчаниковая, сложена известковистыми, желтовато-серыми и желтовато-бурыми песчаниками с прослоями глин. Средняя подсвита состоит из серых, буроватых, слабо карбонатных, порой песчаных глин с прослоями песчаников и редкими линзами рифовых известняков, а верхняя—из песчаников, глин и рифовых (кораллово-нуммулитовых) известняков. В различных горизонтах отложений шорагбюрской свиты встречается богатый комплекс фауны нуммулитов, пелеципод, гастропод, мелких фораминифер, кораллов (*Nummulites intermedius* d'Arch., *N. vascus joly et Leym.*, *Pecten arcuatus* Brocc., *Potamides plicatum* Brug., *Tumpanotonos margaritaceum* Brocc., *Megatylotus crassatinus* Lam., *Pectunculus (Axinaea) obovatus* Lam., *Polymesoda convexa* Brongn., *Astarte kickxi* Nyst, *Caucasina schischkinskajaè* (Sam.), *Planorbella* и др.), однозначно определяющих возраст отложений как нижний-средний олигоцен. Стратиграфическим, фаунистическим и литологическим эквивалентом шорагбюрской свиты в бассейне р. Веди, является ш а г а п с к а я свита.

Вулканогенные фации олигоцена развиты в Айоцдзоре (Амульсарская свита и ее эквиваленты) и в Варденисском хребте и представлены серыми, зеленовато-серыми, голубовато-серыми и фиолетовыми, местами гидротермально измененными андезитами и их пирокластическими разновидностями. В районе сс. Ахавнадзор-Ринд эти вулканогенные образования фациально замещаются и переслаиваются с фаунистически охарактеризованными отложениями нижнего-среднего олигоцена.

Верхний олигоцен — нижний миоцен

В Ереванском прогибе стратиграфически выше шорагбюрской свиты несогласно залегает красноцветная (пестроцветная) молассовая свита, мощностью до 600—700 м, песчаников, конгломератов, глин, озерно-

континентального происхождения. Породы ее узкой полосой обнажаются также по северному борту Араратской котловины, в районе ст. Арарат—сс. Суренаван—Армаш. Здесь красноцветной свите Приереванского района соответствуют две толщи—нижняя красноцветная и верхняя пестроцветная, в составе которой встречаются плотные, массивные, кремнистые, темно-серые, битуминозные известняки. В разрезах обеих толщ отмечены потоки андезитовых лав. От района указанных селений эти две толщи (красноцветная и пестроцветная) непрерывно прослеживаются на юго-восток и более широкое развитие получают в Нахичеванском соленосном бассейне. Здесь они, как и в Ереванском соленосном бассейне, залегают в основании средне-верхнемиоценовой соленосной свиты и несогласно перекрывают различные горизонты отложений нижнего-среднего олигоцена. Этим определяется верхнеолигоценовый-нижнемиоценовый возраст указанных толщ в Нахичеванском бассейне и синхронной им красноцветной свиты Ереванского прогиба. Статиграфическим эквивалентом красноцветной свиты является, по-видимому, часть вулканогенных образований олигоцена Айюцдзора и верхняя угленосно-туфогенная подсвита дилижанской свиты.

Средний миоцен (караганский и конкский горизонты)

Фаунистически охарактеризованные отложения караганского возраста известны лишь в северной части Армянской ССР (Ноемберянский район). Здесь на вершине гор. Кякиль сохранился от размыва небольшой останец этих пород, представленных базальными конгломератами и известняками-ракушечниками с фауной *Spaniodontella*. Безусловно, эти отложения представляют останцы южных прибрежных фаций караганского моря Куринской депрессии. К конкскому горизонту относятся песчано-глинистые отложения и известняки-ракушечники, обнажающиеся в верхнем течении р. Раздан, у гор. Раздан. В них, как уже указывалось при описании разреза Севано-Ширакского синклинория, были встречены *Modiola volhynica* Eichw., *M. buglovensis* Gat., *Pholas* sp. и др. характерные для конкского горизонта формы.

Средний миоцен—средний сармат (гипсо-соленосная свита)

В Ереванском бассейне стратиграфически выше красноцветных образований залегают мощная (около 1000 м) свита соленосных отложений, состоящая из серых, желтовато-серых, комковатых, порой песчаных глин, песчаников и реже мергелей с мощными пластами и тонкими прослойками каменной соли, гипса и реже ангидрита.

Буровыми скважинами доказано ее широкое распространение под покровными лавами Канакерского и Егвартского плато, а также в Октемберяньском районе. Мощность свиты резко убывает по направлению

к югу и уже в районе сс. Тазагюх—Енгиджа—Паракар она полностью выклинивается. Почти во всех районах скважинами установлено, что в верхней части соленосной свиты преобладает гипс, а в нижней части—каменная соль. Только у с. Джрвеж наблюдается непосредственное налегание гипсоносных отложений на породах пестроцветной свиты. Мы полагаем, что на этом участке соленосные отложения фациально замещаются гипсоносными и что, породы этих двух подсвит—соленосной и гипсоносной тесными фациальными взаимопереходами связаны друг с другом и составляют генетически единый соленосный комплекс отложений. Соли ангидритового состава имеют сравнительно ограниченное распространение и залегают в основании разреза гипсоносных отложений Джрвежского ущелья.

Возраст соленосной свиты Араксинской депрессии определяется также в значительной степени условно.

Отложения ее как уже указывалось, налегают ингрессивно на пестроцветную свиту нижнего миоцена и перекрываются трансгрессивно залегающими и фаунистически охарактеризованными породами верхнего-среднего (?) сармата.

Более веские данные в пользу средне-верхнемиоценового возраста соленосной свиты имеются в Нахичеванском соленосном бассейне, где в составе ее выделяются фаунистически охарактеризованные горизонты тархан-чокрака, карагана, конка и нижнего-среднего сармата (Азизбеков, 1951, 1961).

Средне-верхнемиоценовый возраст соленосных образований Ара-ратской котловины вполне соответствует истории геотектонического развития Карпатско-Кавказской геосинклинальной зоны. Наиболее благоприятные условия для образования лагунного режима создавались именно в это время. Поэтому не случайно, что соленосные формации предкарпатского краевого прогиба, Турции (Олтинское, Кагызманское и Кульпинское месторождения), северного Ирана и южного Закавказья (Ереванский и Нахичеванский соленосные бассейны) являются одновозрастными и относятся к среднему-верхнему миоцену.

Верхний сармат

В Ереванском бассейне стратиграфически выше соленосных отложений, в ущелье р. Раздан, трансгрессивно залегают свита песчано-глинистых пород с прослоями известняков-ракушечников и горючих сланцев—разданская свита. Породы ее обнажаются также в районе сс. Вохчаберд—Джрвеж—Мангюс и установлены буровыми скважинами под покровами долеритовых базальтов Канакерского, Егвардского и Кармрашенского плато.

В отложениях разданской свиты выделяются два фаунистически охарактеризованных горизонта: а) верхнесарматский горизонт, наличие которого бесспорно доказывается богато представленной мактровой фауной — *Mastra bulgarica* Toulou var. *crassicolis* Sinz., *M. sinzovi* Pavl.,

С Е Х М А
КОРРЕЛЯЦИИ РАЗРЕЗОВ НЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ АРМЯНСКОЙ ССР

Стратиграфические подразделения		Ереванский бассейн и смежные районы Араратской котловины	Бассейн реки Веди	Западный Айоцзор	Восточный Айоцзор, басс. р. Воротан и Сюник	Севано-Ширакский синклиниорий и смежные районы	
П Л И О Ц Е Н	Верхний Апшерон Акчагыл	Покровные базальты Егвардского, Канакерского, Кармрашенского плато, покрывающие и подстилающие их озерные отложения, вулканогенная свита гор Арагац и Араилер, Советашенские покровные галечники	Травертины районов ст. Арарат, сс. Веди и Чиманкенд, покровные галечники	Покровные галечники (Ахавнадзорское наклонное плато)	Ишханасарская вулканогенная свита, андезито-базальтовые лавы Ераблурского плато, подлавовые галечники. Конгломерато-брекчии у с. Нор-Аревик и Красные брекчии района с. Агарак, Сисианская диатомитовая свита, Горисская вулк. обломочная свита	Покровные долеритовые базальты Лорийского плато, верховья р. Ахурян и прослаивающие их озерные отложения, лавы типа „А“. Норадузская свита галечников, свита диатомитовых отложений бассейна оз. Севан	
	Средний и нижний (мэотис-понт)	Кислые экструзивы Артени и Атис. Вохчабердская вулканогенно-обломочная свита.	Гортунская вулканогенно-обломочная свита	Верхняя вулканогенно-обломочная свита Эльпинской вулканогенной серии	Вулканогенно-обломочная свита водораздельных частей Сюникского и Айоцзорского хребтов, Мегринская угленосная свита (Агаракская флора)	Вулканогенно-обломочная свита Ширакского, Кечутского, Гегамского-Варденисского и Цахкуняцкого хребтов. Басаргечарская свита, вторая свита Сариканьской серии, Джаджурская угл. свита, извракушечн. р-на г. Раздан	
М И О Ц Е Н	Верхний Средний	Разданская свита Мактровый горизонт, Гастроподовый горизонт, Рыбный горизонт	Белесоватая вулк. свита р-на Вохчаберд-Гегарг	Белесоватая вулканогенная свита кислото состава	Белесоватая (средняя) свита Эльпинской вулк. серии: экструзии трахилипаритов, их туфы и туфобрекчии	Белесоватая свита (липариты, обсидианы, трахиты, их туфы, брекчии, пемзовые пески)	Белесоватая свита (экструзии липаритов, обсидианов, их туфы, туфобрекчии Гегамского (Б. и М. Спитак-сар), Варденисского и Цахкуняцкого хребтов. Арцвакарская свита (слои с <i>Cyprideis sarmatica</i>),
	Нижний						
	Средний						
Нижний	Красноцветная молассовая свита (верхняя часть)	Пестроцветная (продуктивная) свита района Араздаян—ст. Арарат	Нижняя свита Эльпинской вулканогенной серии	Джувльский горизонт. Верхняя часть Амударьинской вулканогенной свиты, красноцветные свиты, красноцветные континентальные отложения района с. Мазра	Верхняя туфогенно-угленосная под-свита Дилиджана		

M. cf. caspia Eichw. и др. и б) гастроподовый горизонт, в отложениях которого множество пресноводных гастропод и пелеципод — *Melanopsis Kleini* Kurr., *Hydrobia* sp., *Limnaea* sp., *Anodonta arzniana* Bog., *Unio hrazdanica* Radop. и др. и относящихся условно к среднему сармату. К этому же возрасту относится арцвакарская свита гипсоносных глин с банками мшанковых и гастроподовых известняков бассейна оз. Севан. Сарматский возраст указанных свит доказывается также наличием в их отложениях и представителей ряда других групп руководящей фауны и флоры — *Cyprideis sarmatica* (Zal.), *Cytheridae littoralis* Brady. и др.

К верхнему сармату условно относится также белесоватая свита кислых лав и их пирокластоллитов, переслаивающихся с осадочными туфогенными породами. Залегает она в основании мощных миоплиоценовых вулканогенно-обломочных образований Антикавказа, а породы ее фациальными взаимопереходами, связаны с сарматскими отложениями Приереванского района.

Нижний — средний плиоцен (мэотис-понт—век продуктивной толщи)

Фаунистически охарактеризованных морских отложений мэотического, понтического и балаханского ярусов на территории Армянской ССР не установлено. В эти эпохи на ее территории господствовал континентально-озерный режим и происходило накопление мощных вулканогенных и пресноводно-озерных образований. К ним относится в о х ч а б е р д с к а я вулканогенно-обломочная свита Приереванского района и ее стратиграфические и литологические аналоги, слагающие Гегамский и Варденисский хребты, а также водораздельные части Айоцзорского (восточная часть), Сюникского (северная часть), Цахкуняцкого хребтов и южных отрогов Ширакского хребта. В Приереванском районе, бассейне р. Воротан и Севанской впадине указанные вулканогенно-обломочные породы несогласно и с большим стратиграфическим перерывом перекрываются верхнеплиоценовыми озерно-речными отложениями, а в Приереванском районе они ложатся на размытую поверхность фаунистически охарактеризованных отложений верхнего сармата. Кроме того, в западном Айоцзоре в туфогенных породах этой свиты была встречена ископаемая флора мэотис-понтического возраста (Тахтаджян, Габриелян, 1948).

К нижнему же плиоцену (мэотис-понт) мы относим угленосные образования Мегринского района — м е г р и н с к а я угленосная свита, и Джаджурского месторождения.

Верхний плиоцен

Образования, относящиеся к верхнему плиоцену, также характеризуются изменчивостью фаций и мощностей. Они представлены мощным

комплексом вулканогенных, вулканогенно-осадочных и пресноводно-озерных пород.

Наиболее древними в этом комплексе являются сисианская и диатомитовая свита и ее литолого-стратиграфические эквиваленты—диатомитовые отложения бассейна оз. Севан (третья свита Сарыкаинской серии) и Приереванского района. Их верхнеплиоценовый возраст обосновывается регионально-геологическими и палеонтологическими данными. Отложения Сисианской диатомитовой свиты фациальными взаимопереходами связаны с породами горисской вулканогенно-обломочной свиты. Наиболее вероятный возраст их—акчагыль.

Стратиграфически выше залегают покровные галечники Советашенского плато, северного борта Ширакской котловины и бассейна р. Воротан, которые являются синхронными образованиями галечниковых и пеплово-песковых образований норадузской свиты Севанской впадины. Геоморфологические и регионально-геологические данные свидетельствуют о том, что к этому же возрасту следует отнести древние травертины (известковые туфы), обнажающиеся в Вединском районе (Давалинские травертины) и в бассейне р. Шагап. Встречающаяся в них ископаемая флора, по заключению А. Л. Тахтаджяна, имеет древний, по крайней мере плиоценовый облик. По-видимому, одновозрастными с описанными галечниками и травертинами являются грубообломочные конгломератобрекчии Мегринского района, которые состоят из угловатых, слабо окатанных обломков интрузивных пород Мегринского плутона, порфиритов эоцена и покрывают нивелированную поверхность отложений мегринской угленосной свиты.

Верхнеплиоценовыми являются также красного и фиолетового цвета брекчии района Агаракского медно-молибденового месторождения, состоящие из угловатых обломков интрузивных пород, сцементированных рыхлым песчано-глинистым материалом.

На размытой и слабо эродированной поверхности выше перечисленных свит, налегают покровные лавы долеритовых базальтов и андезитобазальтов, слагающие обширные вулканические плато—Ахалкалакское, Лорийское, Ахурянское, Кармрашенское (Октемберянское), Егвардское, Канакерское и Ераблурское. Ими же сложены разрезы массивов гор Арагац, Арайлер и склонов Гегамского и Варденисского хребтов. Эти лавовые покровы местами—Приереванский район, Араратская котловина (данные буровых скважин), район ст. Туманян, Лорийское плато и другие—переслаиваются и покрываются различными пресноводными озерно-речными песчано-глинистыми образованиями.

Верхнеплиоценовыми условно считаются лавы кислого состава—дациты, липарито-дациты, липариты, обсидианы, пемзовые пеплы и пески,—образующие отчетливо выраженные экструзивные конуса—Артени, Атис и др. Этим кислым эффузивам по времени соответствуют различные озерные пемзово-пепловые и песчано-глинистые породы, широко распространенные вокруг указанных экструзивных конусов.

Г Л А В А II

СОПОСТАВЛЕНИЕ РАЗРЕЗОВ ПАЛЕОГЕНОВЫХ И НЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ АРМЯНСКОЙ ССР С РАЗРЕЗАМИ СИНХРОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СМЕЖНЫХ РАЙОНОВ КАВКАЗА

При сопоставлении палеогеновых и неогеновых отложений Армянской ССР с разрезами соседних районов Кавказа выявляются следующие особенности.

Породы палеогена и неогена Армении обнаруживают наибольшее фациальное сходство с синхронными отложениями Аджаро-Триалетской зоны, Нахичеванской АССР и юго-восточной части Антикавказа. К северу же от северных предгорий Антикавказа фациальные различия становятся более резкими.

Вторая особенность заключается в том, что фациальные различия между отдельными разрезами сопоставляемых районов увеличиваются по мере перехода от более древних отложений к более молодым.

Это обстоятельство, несомненно, обусловлено постепенным усложнением тектонической структуры Кавказа в течение палеогенового и неогенового периодов в связи с интенсивными тектоническими движениями земной коры, все более расчленяющими страну на отдельные самостоятельные структурно-фациальные зоны.

1. Нахичеванская мульда

(по данным Ш. А. Азизбекова и нашим наблюдениям)

Датский ярус—палеоцен

Обнажается в левобережной части р. Аракс, между Джульфой и Ордубадам и представлен флишевым чередованием аргиллитов, пелитоморфных и песчанистых известняков, мергелей и кварцевых песчаников, с прослоями порфиритов и мелкобрекчиевидных туфов общей мощностью 250—300 м.

Среди микрофауны, встречающейся в этих отложениях, Д. М. Халиловым определены *Globorotalia cf. canariensis* (d'Orb.), *Eponides truncif* Nutt. и др.

Нижний эоцен

Образования нижнеэоценового возраста в Нахичеванской АССР выражены в двух фациальных группах—осадочной и вулканогенной. Осадочные породы литологически тесно связаны с вышеописанной флишевой свитой дат-палеоцена и составляют верхнюю часть разреза последней. В верхних горизонтах этой флишевой свиты Т. А. Мамедовым обнаружена фауна нуммулитов, кораллов и моллюсков, среди которой им определены *Nummulites planulatus* Lam., *N. cf. bolcensis* Mün., *N. globulus* Leym., *N. murchisoni* Brunn., доказывающие нижнеэоценовый возраст вмещающих отложений (Мамедов, 1959). Д. М. Халиловым из этих же флишевых отложений определены *Globigerina varianta* Subb., *G. trilocolinoides* Plumm., *Globorotalia crassata* (Cushm.), *G. marginodentata* Subb., *Gyroidina caucasica* Subb., *Gyromorphina allomorphinoides* (Orb.), *Globorotalia cf. canariensis* (Orb.), *Gaudryna retusa* Cushm. и др., устанавливающие возраст флишевой свиты в целом как датский ярус—палеоцен—нижний эоцен.

На западном крыле Сюникского антиклинория в Ордубадском районе указанные флишевые отложения согласно покрываются мощной вулканогенной свитой (различные порфириды и их пирокластические разности), о нижнеэоценовом возрасте которой говорилось при описании разреза восточного Айоцдзора и Сюника.

Средний эоцен

В сложном комплексе отложений среднеэоценового возраста Нахичеванской АССР Ш. А. Азизбековым выделяются две толщи: нижняя—вулканогенно-осадочная и верхняя—туфоконгломератовая. Первая из них трансгрессивно перекрывает различные горизонты более древних отложений и представлена аргиллитами, туфопесчаниками, туфогравелитами, алевротуфитами, туфоконгломератами, с подчиненными пластами рифогенных известняков и внутриформационных потоков порфиритов суммарной мощностью до 1 км. В различных горизонтах отложений этой толщи были встречены фауны моллюсков и нуммулитов, среди которых наиболее характерными, определяющими среднеэоценовый возраст вмещающих пород, являются *Nummulites laevigatus* Brug., *N. ataticus* Leym., *N. partschi* de la Harpe, *N. perforatus* Montf., *Assilina exponeus* Sow., *Ass. granulosa* d'Arch. и др. (определение И. В. Качарава, А. А. Габриеляна, Т. А. Мамедова).

По данным Т. А. Мамедова (1958), в Джульфинском ущелье, в пределах Шарурского антиклинория и в ряде других мест в основании этой толщи залегает горизонт известняков с нижнелютетской нуммулитовой фауной (*Nummulites murchisoni* Brunn., *N. globulus* Leym., *N. ataticus* Leym.).

Выжележащая туфоконгломератовая толща сложена агломератовыми лавами, туфоконгломератами, туфобрекчиями, порфиритами, туфо-

песчаниками, туффитами и другими туфоосадочными образованиями суммарной средней мощностью до 700 м.

Верхний эоцен

Породы верхнеэоценового возраста залегают в основном согласно, но местами несогласно на подстилающих отложениях среднего эоцена и представлены чередующимися пачками глин, алевролитов, песчаников (часто туфогенных), туфоконгломератов и реже известняков общей мощностью до 700—750 м. В отложениях верхнего эоцена Нахичеванской АССР встречается богатая фауна моллюсков и нуммулитов, среди которых наиболее характерными являются: *Amussium corneum* Sow., *Spondylus* cf. *cisalpinus* Bron., *Crassatella plumbea* Chemn., *Pectunculus* (*Axinaea*) *lugensis* Bouss., *Turritella imbricata* Lam., *Solarium* aff. *lucidum* Opp., *Nummulites perforatus* Montf., *N. brongniarti* d'Arch., *N. oswaldi* Meff., *N. partschi* d. I. Harpe и др.

Нижний — средний олигоцен

Породы, относящиеся к нижнему-среднему олигоцену, обнажаются по восточному—юго-восточному борту Нахичеванского соленосного бассейна в районах сс. Абракунис, Норашен, г. Даррыдаг, залегают трансгрессивно на отложениях среднего и верхнего эоцена и перекрываются верхним олигоценом—нижним миоценом. Представлены они свитой различных вулканогенно-обломочных образований, содержащих богатую ископаемую флору, к сожалению, монографически еще не обработанную. Ш. А. Азизбеков выделяет в составе этой абракунисской свиты три толщи—нижнюю, среднюю, верхнюю. Нижняя из них, мощностью до 300 м, сложена красновато-бурыми (ожелезненными) туфобрекчиями с подчиненными пластами туфогравелитов, туфопесчаников и туфоконгломератов. Средняя толща состоит из зеленовато-серых и голубовато-серых туфогравелитов с подчиненными пластами туфобрекчий, туфопесчаников, туфоконгломератов и туфов мощностью около 300 м.

Далее следует верхняя толща, сложенная красновато-бурыми туфоконгломератами, туфобрекчиями, туфопесчаниками, туфоалевролитами, мощностью около 200 м. По своему стратиграфическому положению и условиям образования абракунисская туфогенная свита соответствует амульсарской вулканогенной свите Айюцдзора. Осадочные фации указанных вулканогенных свит представлены шорагбюрской и шагапской песчано-глинистыми свитами.

Верхний олигоцен — нижний миоцен

Отложения верхнего олигоцена—нижнего миоцена по литологическому составу расчленяются на две толщи—нижнюю красноцветную и верхнюю пестроцветную. Красноцветная толща в восточной части впадины залегают без видимого несогласия (по-видимому, с перерывом) на вул-

каногенных образованиях нижнего-среднего олигоцена, а на севере последней трансгрессивно перекрывает различные горизонты отложений триаса, перми, карбона и девона.

Представлена красноцветная свита красно-бурого, фиолетового и желтовато-бурого цветов туфопесчаниками, алевролитами, алевротуффитами, туфогравелитами, песчанистыми глинами, мелкообломочными туфобрекчиями, туфоконгломератами с прослоями кремнистых, песчанистых известняков и мергелей мощностью около 200 м.

Выше согласно залегает пестроцветная толща, составленная чередующимися пачками красно-бурых, зеленовато-серых глин, алевролитов, песчаников и гравелитов с отдельными прослоями желтовато-серых, плотных, массивных, кремнистых известняков и фитогенных мергелей. Мощность около 300—500 м. В восточной части депрессии в составе пестроцветной толщи в виде линзы залегает мощная пачка вулканогенных пород (Каширдагский горизонт), состоящая из пепловых туфов, туфобрекчий, туфоконгломератов мощностью 200—250 м. В ряде других мест она прорывается мелкими дайками андезитового состава.

В пестроцветных отложениях Нахичеванской депрессии геологом Э. Л. Саруханяном был найден остаток мастодонта, принадлежащий к *Trilophodon ex gr. cooperi* Osb. (определение Л. К. Габуния).

Арханчешский облик и примитивные признаки зуба указанного вида, сближающие Нахичеванскую форму с древнейшими местодонтами Азии, полностью согласуются с существующим мнением о нижнемиоценовом возрасте пестроцветной свиты (А. А. Габриелян, Л. К. Габуния, 1959₄).

Описанные толщи—красноцветная и пестроцветная—Нахичеванской котловины вдоль северо-восточного борта Среднеараксинской депрессии прослеживаются на запад и в районе ст. Арарат смыкаются с красноцветной свитой Приереванского района.

Средний миоцен

На пестроцветной толще трансгрессивно залегают отложения тархан-чокракского горизонта, представленные серыми и зеленовато-серыми разнозернистыми известковистыми песчаниками, алевролитами, глинами, мергелями, реже известняками, среди которых встречаются пропластки и линзы гипса. В западной части котловины в составе отложений тархан-чокракского горизонта, мощность которых колеблется в пределах 100—250 м, появляются пепловые и брекчиевидные туфы.

К. М. Султановым из этих отложений, по сборам Ш. А. Азизбекова, определены *Turritella ex gr. tricarinata* Brocc., *Potamides bidentatus* Defr., *Potamides pictus var. elongata* Stch.

М. Т. Прониной (1961) выделены две микрофаунистические зоны. В нижней зоне, относящейся к тархану, ею определены *Nonion subbotinae* Chutz., *N. boueanum* (Orb.), *Globigerina tarchanensis* Subb., *Bolivina tarchanensis* Subb. et Chutz. и др., а в верхней, охватывающей

чокракский горизонт, фораминиферы отсутствуют, встречаются только мелкие раковины *Spirialis*.

Выше согласно залегает караганский горизонт, представленный красно-бурыми, желтовато-бурыми, темно-серыми глинами, алевролитами, песчаниками с прослоями и линзами гипса. Мощность отложений колеблется в пределах 100—600 м. Буровыми скважинами в этих отложениях установлено наличие мощной залежи каменной соли. А. Г. Ворошиловой из этого горизонта определены *Hyocypris brady* Sars., *Il. gibba* Ramd., *Cytheridea* cf. *derri* Zal.

Караганский горизонт согласно сменяется конкским горизонтом, представленным светло-серыми, разнотернистыми, известковистыми песчаниками, глинами, алевролитами и гравелитами мощностью в 50—225 м и с фауной *Pholas* ex gr. *bogatschovi* Ossip., *Barnea* aff. *sinzov* Ossip., *B. pseudoustjurtensis* Bog. (сборы Ш. А. Азизбекова, определения А. Г. Эберзина и К. М. Султанова).

Кроме того, М. Г. Прониной определены следующие мелкие фораминиферы: *Elphidium kudakoense* Bogd., *E. macellum* (Ficht, et Moll.), *Bulimina elongata* Orb., *Angulogerina angulosa* Will., *Streblus beccarii* (Zinne) var. *konkensis* var. n. и др.

По составу фауны эти отложения хорошо сопоставляются с конкским горизонтом района г. Раздан (Армянская ССР).

Верхний миоцен (сарматский ярус)

На конкских отложениях согласно залегают породы ниже-средне-сарматского возраста, сложенные чередующимися красновато-бурыми, темно-серыми и желтовато-серыми глинами, реже песчаниками, алевролитами и мергелями с линзами и пачками гипса и каменной соли, при этом гипс имеет повсеместное распространение, а каменная соль приурочена к верхам толщи (Дуз-дагское месторождение). Мощность нижнего-среднего сармата составляет 550—650 м.

В различных горизонтах этих отложений была встречена микрофауна, среди которой А. Г. Ворошиловой определены *Nonion subgranosum* d'Orb., *Rotalia beccarii* (Zinne), *Cytheridea torosa littoralis* Brady.

Отложения верхнего сармата залегают трансгрессивно на породах тархана, чокрака, нижнего и среднего сармата и представлены серыми, зеленовато-серыми, желтовато-серыми, известковистыми, разнотернистыми песчаниками, глинами, алевролитами, гравелитами с редкими прослоями гипса. Возраст толщи, мощность которой колеблется в пределах 100—300 м, определяется на основании нахождения в песчаных известняках фауны мактрид—*Maetra caspia* Eichw., *M. crassicolis* Sinz. (определение А. Г. Эберзина и К. М. Султанова).

Нижний — средний плиоцен

К этому возрасту относится вулканогенная свита района Сисианского перевала, представленная пироксеновыми и роговообманковыми ан-

дезитами, их туфами, туфобрекчиями и туфоконгломератами, общей мощностью до 1000 м. Корнями излияний этих вулканогенно-обломочных пород являются рельефно выступающие андезитовые некки (экструзивы) Джиндага, Кызылкая и Готурдага.

2. Акеринский синклиорий

(по В. Е. Ханну, М. А. Кашкай, Э. Ш. Шихалибейли)

Нижний эоцен

В основании разреза палеогеновых отложений Акеринского синклиория залегает свита туфогенно-терригенных образований, обнажающаяся в верховьях р. Тертер и представленная сильно дислоцированными и метаморфизованными туфоосадочными породами (слоистые, голубовато-зеленые силициты с прослоями туфоалевролитов и отдельными включениями глыб светлых сенонских известняков). Отложения этой свиты—свита «метаморфизованных туфогенов»,—по М. А. Кашкаю, несогласно покрываются фаунистически охарактеризованным средним эоценом, чем определяется ее нижнеэоценовый возраст.

Нижний—средний эоцен

Выше метаморфизованных туфогенов залегает флишевая свита туфогенно-терригенных пород—башлыбельская свита. Представлена она ритмичным чередованием серых, преимущественно мелкозернистых, в той или иной степени туфогенных песчаников и темно-серых глинистых сланцев. На нижней поверхности песчаников наблюдаются типичные гиероглифы.

В отложениях башлыбельской свиты были встречены остатки моллюсков, среди которых К. А. Ализаде определены *Pycnodonta brongniarti* Bronn., *Cardita latesulcata* Nyst, *Lucina lugioni* Bouss., *Cerithium separatum* Desh., *C. velicatum* Bell. и др.

Средний эоцен

Выше согласно лежит пачка, мощностью в 50—60 м, нуммулитовых известняков—Зодский горизонт,—сложенная светло-серыми, желтыми, плитчатыми известняками, переполненными нуммулитами—*Nummulites irregularis* Desh. (A, B), *N. ex gr. guettardi* d'Arch., *Discocyclus* sp. (определение И. В. Качарава). Стратиграфическим эквивалентом этого горизонта является известняковая свита бассейна оз. Севан, относящаяся по возрасту к нижнему-среднему эоцену. Возраст башлыбельской свиты остается еще не вполне установленным. По своему литологическому составу и стратиграфическому положению она соответствует лусахбюрской терригенной флишевой свите нижнего эоцена Ширакского хребта. Как в Севано-Ширакском синклиории, так и в Акеринском указанные флишевые образования (лусахбюрская и башлыбельская свиты) зале-

гают стратиграфически ниже горизонта известняков с ниже-среднеэоценовой нуммулитовой фауной. Однако фауна моллюсков, встреченная в башлыбельской свите, имеет несколько более молодой чем нижеэоценовый возраст.

Средний — верхний эоцен

Над нуммулитовыми известняками в верховьях р. Тертер согласно залегает свита мощностью до 200—300 м слоистых туфогенов — далидагская свита, слагающая разрез г. Далидаг. Представлена она переслаивающимися пластами зеленоватого цвета туфобрекчий, туфопесчаников, туфоалевролитов и аргиллитов. В верхах свиты встречаются прослойки темных известняков, в которых И. В. Качарава определены *Nummulites boucheri* d. l. Harpe, *N. tournoueri* d. la Harpe, а А. А. Габриеляном и А. А. Асатрянном — *Nummulites* cf. *aticicus* Leym. (A), *Dissocyclina sella* d'Arch., датирующие возраст вмещающих отложений как верхняя часть среднего эоцена — верхний эоцен.

Далидагская свита по своему стратиграфическому положению и возрасту соответствует свите слоистых туфогенов Севано-Ширакского синклинория. Любопытно отметить, что в последнем, как и в Акеринском синклинории, в верхах туфогенной свиты была встречена верхнеэоценовая моллюсковая фауна.

Верхний эоцен — олигоцен

Верхней частью разреза палеогеновых образований рассматриваемой области является мощная (до 1000 м) вулканогенная свита, наиболее полный разрез которой наблюдается в Кельбаджарском районе — кельбаджарская свита. По М. А. Кашкай, В. Е. Хаину и Э. Ш. Шихалибейли (1950, 1952), она резко несогласно залегает на различных горизонтах более древних отложений. В верховьях р. Акери перекрывает сеноман, сантон, средний эоцен, а в районе В. Истису ложится на метаморфизованную туфогенную свиту нижнего эоцена. Преобладающей в ее составе породой являются андезиты преимущественно лиловых оттенков, подчиненную роль играют базальты, андезито-базальты, андезито-дациты, липарито-дациты, их туфы и туфобрекчии.

Нижний возрастной предел кельбаджарской вулканогенной свиты устанавливается несогласным налеганием ее на далидагскую туфогенную свиту среднего (и низы верхнего) эоцена. Верхний возрастной предел определяется несогласным перекрыванием другой вулканогенной свитой, относимой к нижнему плиоцену.

Указанные исследователи кельбаджарскую свиту сопоставляют с вулканогенным олигоценом бассейна р. Воротан, в котором П. Л. Епрмяном обнаружена *Planorbella* (определение Н. Н. Субботиной).

Олигоценый возраст кельбаджарской вулканогенной свиты раньше был установлен К. Н. Паффенгольцем (1938). По его данным и по нашим исследованиям, указанная вулканогенная свита непрерывно про-

слеживается на юго-запад и в верховьях рр. Арпа и Воротан (Армянская ССР) смыкается с амальсарской вулканогенной свитой. Олигоценый возраст последней в настоящее время признается всеми исследователями. Вместе с тем, по-прежнему остается неясным—относится ли кельбаджарская вулканогенная свита целиком к олигоцену, или же нижние ее горизонты охватывают и верхи эоцена. В пользу второго предположения говорят следующие факты. Акеринский синклиорий составляет часть Севано-Акеринской единой структурно-фациальной зоны. В северо-западной части последней, в пределах Севано-Ширакского синклиория, мощным развитием пользуются вулканогенные образования верхнего эоцена, которые здесь, как и в кельбаджарской мульде, несогласно перекрывают отложения среднего эоцена. По этим соображениям, наличие вулканогенного верхнего эоцена в кельбаджарской мульде вполне оправдывается. О. А. Саркисян сопоставляет вулканогенную свиту верхнего эоцена Севано-Ширакской зоны (Памбакская свита) с кельбаджарской вулканогенной свитой.

Хотя возраст памбакской свиты в настоящее время всеми исследователями определяется как верхний эоцен, однако не исключена возможность, что она охватывает и нижний олигоцен. Верхний возрастной предел этой свиты определяется ингрессивным перекрыванием ее дилижанской песчано-глинистой угленосно-сланцевосной свитой, которую на основании ихтиофауны и флоры следует отнести скорее к среднему-верхнему олигоцену и нижнему миоцену. Далее, в Айоцзорском синклиории (район с. Ринд) низы вулканогенной свиты олигоцена переслаиваются с фаунистически охарактеризованными отложениями верхней части верхнего эоцена (горизонт с *Nummulites fabianii retiatus*).

Таким образом, в свете этих данных можно допустить, что кельбаджарская вулканогенная свита и ее стратиграфические эквиваленты Айоцзора (амальсарская свита) относятся по возрасту к олигоцену и верхней части верхнего эоцена. Вместе с тем, приведенные выше факты заставляют пересмотреть вопрос возраста памбакской вулканогенной свиты.

Осадочные фации олигоцена в рассматриваемой зоне развиты в ее юго-восточной части, в низовьях рек Акера и Воротан. Здесь в районе с. Кубатли развиты песчано-глинистые отложения, по своему литологическому составу и составу фауны очень сходные с олигоценовыми отложениями Ереванского бассейна, бассейна р. Веди и западного Айоцзора. Из этих отложений К. А. Ализаде определены *Pectunculus obovatus* Lam., *Corbulomya lamberti* Cossm. var. *georgiana* Zotova, *Latrunculus coronis* Brongn., *Natica deshaysina* Nyst. и др.

Нижний — средний плиоцен

Стратиграфически выше кельбаджарской свиты, в верховьях р. Тертер, несогласно залегают более молодые вулканогенные образования, которые непрерывно прослеживаются на северо-запад, в бассейне оз. Севан, и более широко развиты в Варденисском хребте и Басаргечарском

районе — басаргечарская свита. Состоит она из андезитов, дацитов, липаритов, липарито-дацитов, их туфов и туфобрекчий, при этом кислые эффузивы и их туфогены — липариты, трахилипаритовые и дацитовые туфы и туфобрекчи, преобладают в основании разреза. Басаргечарская свита, как уже указывалось при описании разреза Севано-Ширакского синклинория, соответствует вохчабертской вулканогенно-обломочной свите и ее эквивалентов в разрезах Сарикаинского мыса (район Камо), Айоцдзора и др. районов Малого Кавказа.

Данные, обосновывающие ниже-среднеплиоценовый возраст указанных свит, приводились в соответствующих разделах работы. По мнению М. А. Кашкая, В. Е. Хаина и Э. Ш. Шихалибейли, мощные пеплы морского мэотиса, понта и продуктивной толщи юго-восточной части Большого Кавказа должны соответствовать этому периоду (нижний — средний плиоцен) оживления вулканической деятельности центральной части Малого Кавказа.

3. Ахалцихский бассейн и смежные районы Аджаро-Триалетской складчатой зоны

(по И. В. Качарава и П. Д. Гамкрелидзе)

Палеоцен — нижний эоцен

В основании разреза палеогена, рассматриваемой области залегают мощные (до 1200 м) флишевые отложения, хорошо обнажающиеся в районе Боржомского ущелья — боржомская флишевая свита. Представлена она ритмичным чередованием зеленовато-серых плотных тонкослоистых песчаников, аргиллитов, глин, мергелей и реже известняков с нероглифами и другими флишевыми знаками.

Большая нижняя часть (мощностью до 800 м) боржомского флиша содержит микрофауну палеоценового возраста — *Stensioina caucasica* (Subb.) *Eponides trümpyi* Nutt., *Globorotalia membranacea* (Ehrenb.) и др., а в верхней части свиты были встречены нуммулиты нижнего эоцена (*Nummulites planulatus* Lam., *N. globulus* Leym., *N. atacicus* Leym.). Из мелких фораминифер следует отметить наличие *Globorotalia aragonensis* Nutt., *Anomalina velascoensis* Cush., *Acarinina pentamerata* (Subb.).

По своему стратиграфическому положению и литолого-фациальным особенностям боржомская свита сопоставляется с флишевыми отложениями дат-палеоцена и нижнего эоцена Ереванского прогиба, бассейна р. Веди и Нахичеванской депрессии.

Средний эоцен

В Аджаро-Триалетской складчатой зоне широко развиты породы среднего эоцена, выраженные в вулканогенно-осадочных фациях. По литологическому составу выделяются три толщи. Нижняя из них постепенными переходами связана с подстилающими флишевыми отложениями нижнего эоцена и представлена тонкослоистыми туфопесчаниками, туф-

фитами, аргиллитами и мелкообломочными туфобрекчиями. Средняя толща состоит из средне- и грубообломочных туфобрекчий, туфоконгломератов и внутриформационных покровов андезитовых лав.

Выше следует верхняя толща, сложенная различными туфоосадочными образованиями—туфопесчаниками, глинами, мергелями и др.

В туфопесчаниках и известняках среднего эоцена Триалетского хребта обнаружена богатая фауна нуммулитов, среди которой И. В. Качарава определены *Operculina canalifera* Arch., *Nummulites murchisoni* Brunn., *N. irregularis* Desh., *N. distans* Desh., *N. globulus* Leym., *N. atacicus* Leym., *N. nitidus* de la Harpe, *N. granifer* Douv., *N. laevigatus* Brug., *N. partschi* de la Harpe. *Discocyclus* *archiaci* Schlumb., *D. scalaris* Schlumb.

Микрофауна из этих отложений характеризуется наличием форм зоны *Globorotalia crassaeformis*.

Верхний эоцен

На размытой поверхности среднеэоценовой вулканогенно-осадочной свиты трансгрессивно залегает свита мощностью до 600—700 м песчаных отложений, которая слагает синклиналию структуру в бассейне р. Марда и содержит богатую моллюсковую и нуммулитовую фауну (мардачайская фауна). Наиболее характерными из них являются: *Discocyclus pratti* Mich., *Nummulites striatus* Brug., *N. incrassatus* de la Harpe, *N. fabianii* Prever, *N. bouillei* de la Harpe, *N. chavannesi* de la Harpe., *Ostrea gigantea* Sol., *O. prona* Wood., *Pycnodonta brongniarti* Bronn., *Amussium corneum* Sow., *Spondylus buchi* Phill., *Pholadomya pushi* Goldf., *Meretrix* (*Cytherea*) *incrassata* Sow., *Xenophora agglutinans* Lamk., *Ampulina patula* Lam., *Cassidea ambigua* Sol. и др. (определения И. В. Качарава).

По заключению И. В. Качарава, фауна свидетельствует о приабонском возрасте вмещающих отложений. В бассейне р. Борбало, расположенном западнее гор. Ахалцихе, выше согласно залегают желтовато-бурые песчаники с *Pecten arcuatus* Вросс. Эти песчаники раньше Г. Абигом и вслед за ним и Б. Ф. Меффертом были отнесены к нижнему олигоцену. Однако новые исследования И. В. Качарава и П. Д. Гамкрелидзе показывают, что общий комплекс встреченной в них фауны сходен с фауной свиты марды, о верхнеэоценовом возрасте которой говорилось выше. Следует отметить, что слои с *Pecten arcuatus* Вросс. в Армении содержат нижнеолигоценую моллюсковую и нуммулитовую фауну. Поэтому хотя и не исключается разный возраст слоев с *P. arcuatus* в различных районах Малого Кавказа, тем не менее для окончательного разрешения этого вопроса требуются дополнительные исследования.

В западной части Ахалцихской депрессии, в Адигенском районе, верхний эоцен выражен в вулканогенной фации-глины и песчаники с мощными внутриформационными андезито-базальтовыми покровами и их пирокластолитами.

Отложения, относящиеся к нижнему-среднему олигоцену в мульдовой части Ахалцихской депрессии согласно пластуется с верхним эоценом, а по периферии ее трансгрессивно перекрывают различные горизонты эоцена. Представлены они мощностью 400—500 м, песчаниками и глинами и подразделяются на следующие фаунистические и литологические горизонты (снизу вверх):

а) горизонт каратубани с фауной *Pectunculus obovatus* Lam., *Cardium tenuisulcatum* Nyst., *Polymesoda convexa* Brongn., *Corbulomya nitida* Sandb., *Callipteraea striatella* Nyst., *Natica hantonensis* Sow., *N. achatensis* Koen., *Cerithium plicatum* Brug. var. *galeottii* Nyst., *C. subelegans* Abich, *C. karatubani* Abich, *Latrunculus caronis* Brong. (определения И. В. Качарава);

б) нижние песчаники Цхрута-Цахана;

в) красноцветные лигнитовые слои;

г) верхние песчаники Цхрута-Цахана.

В отложениях последних трех горизонтов встречаются *Polymesoda convexa* Brong., *Corbula* (похожая на *Corbula helmersenii* Mich.), *Planorbella* sp., *Tympanotonos margariataceum* Brocc., *Melanopsis callosa* Br., *Meretrix* (*Cytherea*) *incrassata* Sow., *Siliqua* sp., *Nucula* sp., *Natica* sp.

В указанных горизонтах встречается также богатая ископаемая флора, по мнению П. А. Мчедlishvili, среднеолигоценового возраста.

Весьма интересными являются новые данные Ж. Р. Казахашвили (1961) по нижнему олигоцену Ахалцихской депрессии. По указанному исследователю, стратиграфически ниже горизонта каратубани и над слоями с микрофауной зоны *Volivina* в верховье р. Лерциани (к западу от с. Каратубани), залегает толща песчано-глинистых пород мощностью около 50 м, в нижней части которой встречается *Variamusium* sp. (*fallax* Korobkov?), а в верхах—*Pecten arcuatus* Brocc.

Возраст этой толщи определяется также как нижний олигоцен.

Описанный Ж. Р. Казахашвили разрез вполне соответствует схеме стратиграфического расчленения олигоценовых отложений Приараксинской зоны Армении и подтверждает нижнеолигоценовый возраст слоев с *P. arcuatus* на Антикавказе.

Верхний олигоцен — нижний миоцен

Стратиграфически выше верхних песчаников Цхрута-Цахана залегает пестроцветная свита, представленная красноватыми и серыми, порой гипсоносными глинами, зелеными песчаниками, песками и слабо сцементированными галечниками, мощностью около 500 м. В песчаниках найдена фауна млекопитающих (*Indricotherium*), по Л. К. Габуния, верхнеолигоцен-нижнемиоценового возраста (Бенарская фауна).

Пестроцветная свита Ахалцихской депрессии по своему стратиграфическому положению и условиям образования является полнейшим аналогом одноименной свиты Ереванского бассейна.

Поверх пестроцветной свиты залегают мощные вулканогенно-обломочные образования, известные в литературе под названием годердзской свиты. Представлена она базальтами, андезито-базальтами, андезито-дацитами, их туфами, туфобрекчиями, туфоконгломератами, туфопесчаниками и другими вулканогенно-обломочными образованиями, мощностью около 1000 м.

Любопытно отметить, что разрез этой свиты, как и ее эквивалентных образований, в Армянской ССР (вохчабердская свита и ее аналоги) завершается мощным покровом андезитов и андезито-дацитов.

Возраст годердзской свиты является одним из самых спорных и оживленно дебатующих в литературе вопросов геологии Кавказа. Высказывались самые различные мнения. Одни исследователи считают ее плиоценовой (И. В. Палибин, В. В. Богачев, П. А. Мчедlishvili и др.), а другие относят то к олигоцену (А. И. Криштофович, К. Н. Паффенгольц), то к миоцену (М. Д. Узнадзе и др.). По мнению П. Д. Гамкрелидзе, В. Я. Эдилашвили и др., время образования годердзской свиты охватывает средний-верхний миоцен и нижний-средний плиоцен.

Вопрос возраста годердзской свиты детально освещен в многочисленных опубликованных работах вышеуказанных исследователей и особенно подробно в монографии Н. И. Схиртладзе (1958). Основные выводы указанного исследователя, с которыми мы вполне согласны, заключаются в следующем.

Поскольку фаунистические, флористические и стратиграфические материалы не дают удовлетворительного ответа на этот вопрос, Н. И. Схиртладзе использует регионально-геологические и палеогеографические данные. По И. В. Качарава, П. Д. Гамкрелидзе, Г. С. Дзюценидзе, М. И. Варенцову, А. Г. Лалиеву, Н. И. Схиртладзе и др., проявлений первичного эффузивного материала в олигоцене и нижнем-среднем миоцене Грузии не наблюдается. Между тем в фаунистически охарактеризованных отложениях среднего сармата имеется пепловый прослой. Более мощные вулканические пеплы найдены в верхнесарматских отложениях. Горизонты пирокластоллитов обнаружены также в мэотических и понтических отложениях.

По исследованиям Н. И. Схиртладзе, указанные пепловые горизонты обнаруживают всестороннее сходство (минералогическое, химическое и др.) с породами годердзской свиты и при этом мощности их увеличиваются в направлении области развития годердзской свиты. Эти данные не составляют сомнения в том, что указанные пепловые горизонты являются разновозрастными с годердзской свитой.

На этом основании возраст последней Н. И. Схиртладзе определяет как сармат-мэотис-понт. Такое решение вопроса возраста годердзской свиты вполне подтверждается материалами Армении. Годердзская свита, по всем геологическим признакам (стратиграфическое положение, литофациальные особенности, палеогеографические условия образования

и др.) обнаруживает исключительное сходство с вохчабердской вулканогенно-обломочной свитой и ее эквивалентными образованиями, миоценовый возраст которой в настоящее время устанавливается бесспорно.

Синхронность указанных двух свит (годердзской и вохчабердской) принимается всеми исследователями (К. Н. Паффенгольц, Л. Н. Леонтьев и В. Е. Хаин, А. Т. Аслаян, Е. Е. Милановский, Н. И. Схиртладзе, П. А. Мchedlishvili, А. Л. Тахтаджян, А. А. Габриелян и др.).

На размытую поверхность годердзской свиты несогласно налегают покровные лавы Джавахетского (Ахалкалакского) вулканического нагорья, которые относятся к верхнему плиоцену (акчагылу) и соответствуют по возрасту долеритовым базальтам Приереванского района. Последние также несогласно налегают на размытую поверхность вохчабердской свиты.

Таким образом, сравнительный анализ данных по Грузии и Армении позволяет более убедительно говорить о синхронности годердзской и вохчабердской свит и установить их возраст. Остается еще спорным вопрос соотношения годердзской свиты с кисатибскими диатомитами.

По М. Д. Узнадзе, флора Кисатиби обнаруживает большое сходство с плиоценовыми флорами Европы и вместе с тем вполне отличается от годердзской флоры, относимой ею к миоцену.

По заключению И. В. Палибина, большинство видов кисатибской флоры плиоценовые и частью тождественны с современными лесными формами Закавказья. Такого же мнения В. В. Богачев, изучавший остатки лягушки и рыб из диатомитов Кисатиби. В последние годы в этих диатомитах были найдены остатки *Hipparion* sp., представленные двумя обломками верхней челюсти с молочными зубами. По мнению Л. К. Габуния, эти ископаемые остатки позволяют отнести толщу кисатибского диатомита к верхам миоцена и нижнему плиоцену. Однако, учитывая некоторые особенности строения зубов гипарнона, он склонен думать, что возраст диатомита скорее нижнеплиоценовый.

Диатомитовые отложения, пользующиеся широким площадным развитием на территории Армянской ССР, имеют верхнеплиоценовый возраст и приурочены к тектоническим депрессиям и древним речным долинам, врезанным в породы вохчабердской свиты. По данным Н. И. Схиртладзе, в районе с. Кисатиби диатомиты приурочены к верхней части разреза годердзской вулканогенной свиты и переслаиваются с породами последней.

Таким образом, получается, что диатомитовые отложения Аджаро-Триалетской складчатой зоны и Армении разновозрастные, что в общем возможно, но менее убедительно. Для разрешения этого вопроса необходимо вести новые исследования.

Верхний плиоцен

На размытой поверхности годердзской свиты несогласно залегают мощные лавовые покровы, слагающие Джавахетское (Ахалкалакское)

вулканическое нагорье. В этом комплексе вулканических образований широко развиты долеритовые базальты и андезито-базальты, составляющие обширное вулканическое плато, а также андезито-дациты, дациты, липарито-дациты и другие кислые эффузии. Однако вопрос соотношения покровных долеритовых базальтов с более кислыми эффузивными образованиями здесь так же, как и в Армении, является спорным. Согласно данным Е. Н. Дьяконовой-Савельевой, Д. С. Белянкина и В. П. Петрова, К. Н. Паффенгольца и др., долеритовые базальты подстилают породы более кислых фаций. Другие исследователи считают, что соотношение их обратное.

Исследования Н. И. Схиртладзе показывают, что в периферических частях Самсарского и Кечутского (Джавахетского) хребтов долериты перекрывают некоторые кислые эффузивы этих хребтов и всегда заполняют неровности древнего рельефа. С другой стороны, в ряде мест долериты перекрываются более молодыми андезитами и андезито-дацитами Самсарского и Кечутского хребтов.

Указанный исследователь (1958) дает следующую схему стратиграфической последовательности эффузивов Ахалкалакского плато, Самсарского и Кечутского хребтов:

1. Светлые роговообманковые дациты и рассланцованные лавы Самсарского и Кечутского хребтов (древние вулканические аппараты Б. и М. Абула, кальдера Самсара), липариты и липарито-дациты Коюндага — аналоги годердзской свиты.

2. Долеритовые лавы Ахалкалакского плато.

3. Серые андезиты и андезито-дациты Самсарского и Кечутского хребтов.

4. Дациты Куринского потока.

5. Черные андезито-дацитовые лавы Самсарского и Кечутского хребтов.

В ряде мест эти лавовые образования, как и в Армении, подстилаются и переслаиваются с озерными и аллювиально-пролювиальными отложениями.

Верхнеплиоценовый возраст долеритовых базальтов и покрывающих их андезитов и андезито-дацитов устанавливается следующими данными. Повсеместно долериты заполняют древние эрозионные долины, выработанные в эффузивах годердзской свиты. В Цалкинском районе, в озерных отложениях, залегающих между двумя потоками долеритов, Г. М. Заридзе и Н. Ф. Татришвили был обнаружен хорошо сохранившийся зуб слона, который, по определению Н. О. Бурчак-Абрамовича, оказался зубом *Elephas planifrons* Falc. et Cantly. Там же были найдены остатки *Equus cf. stenorhinus* Cochi. Фауна датирует возраст долеритов как акчагыльский. Долеритовые базальты и покрывающие их лавы Джавахетского плато прослеживаются далее на юг и юго-восток и получают широкое развитие в западной части Севано-Ширакского синклинория, в районе массива г. Арагац, Гегамского нагорья и в Сюнике. О верхнеплиоценовом возрасте этих лавовых образований говорилось в соответствующих главах данной работы.

4. Восточный склон Антикавказа и Куринская депрессия (по данным К. А. Ализаде и Д. М. Халилова)

Датский ярус

Отложения этого возраста развиты в Ханларском районе (к югу от Кировабада) и представлены известняками и мергелями с *Gyroidina caucasica* Subb.

Палеоцен

Согласно залегает на датский ярус и сложен известняками, мергелями и глинами мощностью в 80—100 м с фауной зоны *Globorotalia angulata* (White).

Нижний эоцен

Породы нижнеэоценового возраста местами постепенными переходами связаны с подстилающими отложениями палеоцена, но в других местах несогласно перекрывают верхний мел. Представлен нижний эоцен мощностью в 80—100 м глинами, мергелями, песчаниками с *Globorotalia crassata* (Cushman.), *Globigerina subsphaerica* Subb., *Globorotalia marginodentata* Subb., *Nummulites praelucasi* Douv., *N. irregularis* Desh., *Operculina canalifera* d'Arch.

Средний эоцен

Имеет мощность в 70—90 м и состоит из глин, мергелей, песчаников и реже конгломератов с фауной *Globorotalia aragonensis* Nutt. var. *caucasica* Glaes., *Gl. crassaeformis* Gall. et Wiss., *Nummulites purchisoni* Brun., *N. atacicus* Leym.

Верхний эоцен

Поверх среднего эоцена несогласно залегают отложения верхнего эоцена, представленные тонкослойными глинами с прослоями песчаников с *Globigerina turkmenica* мощностью около 250 м. Выше следуют слои с *Globigerinoides conglobatus*. В районе с. Карачинар в этих отложениях встречаются также *Nummulites incrassatus* de la Harpe.

Нижний олигоцен

Выражен в фации карбонатных глин, мергелей и песчаников, мощностью до 700—1000 м, с богатой моллюсковой фауной: *Leda perovalis* Koen., *L. crispata* Koen., *Astarte dilatata* Phill., *Anomia albertiana* Nyst., *Cryptodon rollei* Mayer et Gum., *Nucula korobkovi* Asf., *Dentalium novakii* Koen., *Variamussium fallax* Korob., *Planorbella*. Встречается также много боливин, булимий и других мелких фораминифер. Д. М. Халилов (1957) в этих отложениях выделяет ряд горизонтов — гори-

зонт с *Planorbella*, *Bolivina antegressa* var. *minor*, горизонт с *Caucasina oligocaenica* и др.

Указанный комплекс фауны обнаруживает исключительное сходство с фауной нижней части шорагбюрской и шагапской свит (горизонты с *Variamusium fallax* и *Pecten arcuatus*).

Средний олигоцен

(карачинарский горизонт, навталанская свита, инджачайский горизонт)

Соответствует среднему майкопу и представлен буровато-серыми, разномерными песчаниками, гравелитами и глинами с включениями конкреций. Залегают отложения среднего олигоцена на породах нижнего олигоцена несогласно с базальным конгломератом в основании.

В верхней части разреза обнаружена богатая моллюсковая фауна— *Corbulomya elongata* Sandb., *C. triangulata* Nyst., *Ostrea callifera* Lam., *Pectunculus (Axinaea) obovatus* Lam., *Astarte kickxi* Nyst., *Latrunculus caronis* Br. и др. Среди мелких фораминифер Д. М. Халиловым указываются *Rotalia mexicana* Nutt. var. *caucasica* Chalilov, *R. undulata* Chalilov, *Chilostomella kirovabadensis* Chalilov.

По литологическому составу пород и по фауне среднеолигоценовые отложения Кировабадского района вполне соответствуют горизонтам циреновых песчаников и кеара-молла (верхняя часть разреза шорагбюрской и шагапской свит) Ереванского прогиба и бассейна р. Веди.

Верхний олигоцен—нижний миоцен (верхняя часть майкопской свиты)

Сложен глинистыми отложениями с прослоями песков и песчаников общей мощностью до 400—450 м.

Средний миоцен

Выражен в фации песчано-глинистых отложений, тесно связанных с верхним майкопом и с фауной *Globigerina tarchanensis* Subb. et Chutz., *Spirialis* sp.

Верхний миоцен (сарматский ярус)

В Куринской депрессии (Чатма, Эльдар) сарматские отложения представлены всеми своими тремя горизонтами, сложенными глинами, песчаниками и известняками с морской макро- и микрофауной, мощностью около 600 м. В северо-восточных предгорьях Антикавказа, на гор. Кабахтапа развит только нижний сармат. В западной части Куринской депрессии нижний и средний сармат сложен морскими песчано-глинистыми отложениями с прослоями оолитовых известняков, а верхний сармат выражен в фации континентально-пресноводных образований.

Редко встречаются прослои с мактридами. Развитая здесь мощная (выше 2000 м) континентально-пресноводная свита М. И. Варенцовым (1950) делится на два горизонта: нижний—нацхорские слои (верхний сармат) и верхний—душетские слои (мэотис-понт).

Нижний — средний плиоцен (мэотис-понт—век продуктивной толщи)

Отложения этого возраста пользуются широким развитием в Куринской депрессии.

В западной части последней (восточная Грузия) к указанному возрасту относятся мощные (2—3 км), пресноводно-континентальные молассовые образования (конгломераты, песчаники, суглинки, глины с наземной фауной), выделенные под названиями душетской свиты, ширакской свиты, свиты циви и др.

В отношении возраста ширакской свиты точки зрения исследователей расходятся. Этот вопрос детально освещен в монографии М. И. Варенцова (1950), в которой автор критически разбирает концепции А. И. Рябинина, Д. В. Голубятникова, Н. А. Кудрявцева, А. В. Ульянова, В. В. Богачева и других.

Указанный исследователь определяет возраст ширакской свиты в пределах мэотиса-киммерийского яруса. Нижний предел возраста определяется тем, что оно залегает на верхнесарматской эльдарской свите и в ее низах найдена фауна *Unio flabellatus* Goldf. и зуб *Dinotherium*, по мнению В. В. Богачева, мэотического возраста.

По данным М. И. Варенцова, нижняя часть душетской свиты является фацией ширакской свиты, а верхняя часть ее замещается морскими отложениями с фауной акчагыл-апшерона. Таким образом, возраст душетской свиты устанавливается как мэотис—средний-верхний плиоцен. Ширакскую свиту Куринской депрессии и продуктивную свиту Апшерона вполне уверенно можно сопоставить с вулканогенно-пролювиальными образованиями ниже-среднеплиоценового возраста Антикавказа (вохчабердская, годердзская свиты и их аналоги).

Интенсивное эпейрогеническое поднятие Антикавказа в нижнем и, особенно, среднем плиоцене вызвало размыв области и накопление молассовых пресноводно-континентальных толщ в Куринской впадине. На Антикавказе эти движения сопровождались вулканизмом, продукты которого в виде пепловых материалов встречаются в различных горизонтах указанных континентальных отложений.

Верхний плиоцен (акчагыл—апшерон)

Отложения рассматриваемого возраста широким распространением пользуются в Куринской депрессии и по восточной и юго-восточной периферии Антикавказа. В последней осадки акчагыла трансгрессивно налегают на майкопскую свиту и представлены прибрежно-морскими фациями (глины, пески, песчаники, ракушечники), переслаиваемыми от-

дельными горизонтами и линзами континентальных образований. В составе этих отложений встречаются прослои вулканических песков и пеплов. Источником питания вулканогенного материала, несомненно, является Антикавказ, где в это время происходила интенсивная вулканическая деятельность. Морские отложения акчагыла выше согласно переходят в пресноводно-континентальные образования апшеронского яруса, состоящие из красно-бурых, неслоистых суглинков, песчаников, глин, галечников и вулканических пеплов. Наличие пеплового материала в акчагыльских и апшеронских отложениях Куринской депрессии и прилегающих районов Антикавказа дает полное основание для корреляции указанных отложений с вулканогенными и пресноводно-озерными (туфо-генными) образованиями верхнего плиоцена бассейна оз. Севан и р. Воротан и Армянского вулканического нагорья.

Для более точной синхронизации необходимо произвести детальное исследование минералогического и химического состава вулканогенных образований Антикавказа и сопоставление их с вулканическими продуктами, встречающимися в различных горизонтах фаунистически охарактеризованных отложений Куринской депрессии.

Приведенный выше краткий обзор сравнительной стратиграфии палеогеновых и неогеновых отложений различных структурно-фациальных районов Антикавказа позволяет лучше обосновать возраст и стратиграфическое положение отдельных свит и толщ и вместе с тем выявить неразрешенные вопросы и отметить задачи дальнейших исследований. Так, например, еще более обосновывается ниже-среднеолигоценый возраст шорагбюрской свиты, которая хорошо сопоставляется с синхронными отложениями Ахалцихской депрессии и Кировабадского района, мио-плиоценовый возраст вохчабердской и гюдердзской свит, верхне-плиоценовый возраст покровных долеритовых базальтов центральной вулканической области Антикавказа, палеоцен-нижнеэоценовый возраст флишевых отложений (боржомская и кетузская свиты и др.), средне-верхнеолигоценый возраст дилижанской угленосно-сланценозной свиты и др. Наряду с этим сопоставление разрезов заставляет пересмотреть возраст ряда свит (абракунисская туфообломочная свита Нахичеванской АССР, памбакская вулканогенная свита, кельбаджарская вулканогенная свита и др.), которые занимают сходное стратиграфическое положение, но относятся к разным возрастам. По-прежнему остается еще неразрешенным вопрос возраста слоев с *Variamussium fallax* и *Pecten agsuatus*. По материалам Армении и Кировабадского района Азербайджанской ССР, их нижеолигоценый возраст не вызывает сомнения, но в Грузии (Ахалцихская депрессия и Триаletский хребет) этот вопрос оспаривается. Одни исследователи относят эти слои к верхам эоцена, а другие — к нижнему олигоцену.

Для разрешения этих и многих других вопросов требуются новые палеонтологические и стратиграфические исследования.

Схема сопоставления описанных разрезов представлена в виде прилагаемой таблицы.

ГЛАВА III

ТЕКТОНИКА ПАЛЕОГЕНОВЫХ И НЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ АРМЯНСКОЙ ССР

1. Описание тектонических структур

Еревано-Вединский синклиорий

Тектоническая структура этого синклиория характеризуется развитием ряда антиклинальных складок, дугообразно изогнутых и обращенных выпуклостью к северу и северо-западу и разделенных соответствующими синклиональными складками. Можно выделить пять таких сравнительно крупных антиклиналей, протягивающихся почти параллельно друг другу. Это—Урцкая (Сарайбулагская), Дагна-Бозбурунская, Ераносская (Азатская) и Шорагбюрская антиклинали, сложенные соответственно породами верхнего палеозоя, верхнего мела и палеогена.

Урцкая антиклинальная складка отделяется от Дагна-Бозбурунской-Шагапской синклиналию, а между Дагна-Бозбурунской и Азатской антиклиналями расположена широкая Чатма-Кетузская синклираль. Между Азатской и Шорагбюрской антиклиналями находится Ацаванская синклираль. Все перечисленные складки в южном и юго-западном направлении погружаются под четвертичные озерно-речные и аллювиально-пролювиальные отложения Среднеараксинской котловины. Последняя представляет крупную неоген-постплиоценовую синклинальную депрессию, ось которой пересекает вышеперечисленные более древние структуры почти под прямым углом. Указанные антиклинальные складки местами (главным образом в бассейне рр. Веди и Шагап) осложнены дизъюнктивными нарушениями, имеющими главным образом характер сбросов и крутых взбросов (надвигов).

Урцкая антиклиналь. Наиболее крупной антиклинальной складкой района является Урцкая, ограничивающая Еревано-Вединский синклиорий с юга и юго-востока. Это крупная, сложно построенная и дугообразно изогнутая складка, северное крыло которой составляет Урцкий хребет, а южное—располагается по правому берегу р. Аракс. Сводовая часть антиклинали, сложенная отложениями девона, карбона и перми, осложнена рядом мелких, но интенсивно смятых,



второстепенных складок, выступающих местами (у ст. Арарат, Волчьих ворот) из-под аллювиальных отложений р. Аракс в виде невысоких гряд.

Северное крыло указанной антиклинали сложено известняковой свитой нижнего-среднего эоцена бассейна р. Шагап, трансгрессивно и с резким угловым несогласием залегающей на размытой поверхности перми. Здесь пласты известняков падают на СЗ $350-360^\circ$, под углом $30-45^\circ$, а подстилающие слои перми падают на СВ $10-15^\circ$, под углом $60-70^\circ$. На этом же крыле антиклинали наблюдается второстепенная складчатость; в районе с. Зинджирлу известняки среднего эоцена составляют отчетливо выраженную синклинали, в ядре которой сохранилась от размыва вышележащая песчано-глинистая свита среднего эоцена. К северу от указанной синклинали наблюдается второстепенная антиклиналь, обуславливающая выход карбона в ущелье Кармир-ванк и к востоку от него, в ущелья между сс. Зинджирлу и Карахач.

От с. Зинджирлу, по направлению на запад, шарнир Урцской антиклинали, постепенно погружается и уже на участке ст. Арарат—Давалу она по геофизическим данным круто уходит под четвертичные образования среднеараксинской депрессии.

Дагна-Бозбурунская антиклинальная дуга. Расположена к северу от вышеописанной и состоит из трех брахиантиклиналей, кулисообразно расположенных по отношению друг к другу. Первая из них (антиклинальная складка горы Дагна) расположена в восточной части района, протягивается в северо-западном (ближе к широтному) направлении и осложнена рядом мелких, опрокинутых к югу второстепенных складок. Она сложена породами девона и карбона, пласты которых на северо-восточном крыле антиклинали падают на СВ 5° , под углом $40-50^\circ$ и трансгрессивно перекрываются верхним мелом. По южному (юго-западному) крылу, в районе с. Кадрлу, складка осложнена дизъюнктивными нарушениями, которые к западу от названного селения вырисовываются в виде сброса, а к югу и юго-востоку от него имеют характер крутого надвига, с падением плоскости на север—северо-восток.

В западном и северо-западном направлении шарнир описываемой антиклинали постепенно погружается, вследствие чего девонские отложения, составляющие ядро складки, сменяются карбоновыми, а затем верхнемеловыми; к северу от с. Карабахлар (Чиманкенд) верхний мел в свою очередь погружается под эоцен. Далее, к северо-западу, между сс. Карабахлар и Кетуз шарнир антиклинали вновь вздымается, обусловив появление верхнего мела, образующего здесь небольшую брахиантиклиналь почти широтного простирания. Последняя разделяется от антиклинальной складки гор. Дагна небольшой синклинальной седловиной, расположенной в районе ущелья р. Веди и выполненной отложениями нижнего палеогена.

Далее по направлению к юго-западу указанная брахиантиклиналь вновь погружается, сменяясь довольно плоской и обширной синклиналью (типа центриклинали), выполненной отложениями нижнего палеогена. Южнее этой центриклинали находится Бозбурунская антиклиналь во-

сточного—северо-восточного простирания. Она имеет сложное строение и состоит по крайней мере из двух отчетливо выраженных антиклиналей. В их ядрах обнажаются конгломераты и грубозернистые песчаники турона, перекрывающиеся по крыльям складок мергелями и известняками сенона. Шарниры их круто падают как в северо-восточном, так и в юго-западном направлении. По южному крылу Бозбурунской складки проходит крутой сброс, вдоль которого расположены поля травертинов. В области северо-восточного погружения антиклинали, в районе с. Ташлу, появляются интрузия основных пород и группа мощных минеральных источников Шор-джур. К этим складкам приурочены также мелкие дайки гипабиссальных пород.

Шаганская синклинали. Между описанными двумя антиклинальными дугами расположена Шаганская синклинали, выполненная отложениями эоцена и олигоцена. Эта складка в восточной части одноименной долины имеет северо-западное направление, а в западной ее части, следуя за окружающими ее с юга и севера антиклиналями, дугообразно изгибается и приобретает сначала западное, а затем юго-западное направление.

Шаганская синклинали имеет резко асимметричное строение; южное ее крыло более пологое, а северное—крутое и осложнено второстепенной складчатостью. На южном крыле синклинали пласты падают на СЗ $350-360^\circ$, под углом $45-30^\circ$, причем по мере приближения к центру складки падение пластов постепенно выполаживается, достигая вблизи оси синклинали $15-20^\circ$. На северном крыле пласты приобретают обратное падение, причем угол падения по направлению к северу резко возрастает, достигая $60-70^\circ$. Местами, в районе ненормального контакта палеогена с девонем, пласты первых даже поставлены наголову и опрокинуты к югу.

Несомненно, что подобный характер структуры описываемой синклинали, т. е. более сильная дислоцированность пород северного крыла по сравнению с южным, а также наблюдаемая местами на том же крыле второстепенная складчатость обусловлена существованием крупного разрывного нарушения, проходящего по южному крылу антиклинальной складки гор. Дагна.

По направлению к востоку Шаганская синклинали, через Карахач-Советашенскую синклинали седловину (отделенную от первой небольшой антиклинальной перемычкой) кулисообразно сочленяется с Айюндзорской синклинали, имеющей северо-западное простирание. В западном направлении Шаганская складка замыкается восточнее с. Ташлу у районного центра Веди.

Центриклиналь Бердасарская (Гяур-Каласи). Далее, к западу от с. Ташлу к северу от с. Веди, развита прекрасно выраженная синклинали складка, имеющая форму центриклинали и вытянутая почти в широтном направлении. Центриклиналь эта сложена плотными нуммулитовыми известняками нижнего эоцена, залегающими трансгрессивно и с угловым несогласием на сеноне и туроне и образующими в рельефе круто обрывистые, высокие стены. Пласты известняков

падают в сторону осевой части центриклинали под углом 35—40° и придают структуре вид амфитеатра. На восточном замыкании указанной центриклинали расположена гора Бердасар. По ее южному склону проходит крутой взброс, приводящий в соприкосновение олигоцена с туроном. Этим нарушением обусловлена интенсивная складчатость отложений турона и олигоцена, пласты которых местами поставлены почти наголову. Указанное разрывное нарушение продолжается по р. Веди на восток—северо-восток до с. Чиманкенд. Отсюда оно заворачивает на восток и прослеживается по направлению к с. Кадирлу. На участке между сс. Веди и Чиманкенд в результате этого нарушения среднеэоценовые известняки, выраженные в рельефе крутыми обрывами, нависают на породы олигоцена.

Амплитуда описанного взброса составляет примерно 400—500 м.

Ераносская (или Азатская) антиклинальная дуга. Ераносская (по имени горы Еранос) антиклинальная дуга также, как и предыдущая, состоит из нескольких четкообразно расположенных брахиантиклиналей.

По левому склону ущелья р. Азат расположена антиклинальная складка горы Еранос, сложенная сильно дислоцированными отложениями верхнего мела, перекрывающимися по крыльям складки без видимого углового несогласия флишевой серией датского яруса—нижнего эоцена. Ось ее в юго-западном направлении постепенно погружается и уже в районе сс. Геташен-Двин целиком погружается под четвертичные наносы долины р. Аракс.

Степень дислоцированности крыльев антиклинали постепенно уменьшается от ядра по направлению к ограничивающим ее синклиналиям. На северо-западном крыле пласты нижнего палеогена падают на СЗ 320—325° под углом 70°, а дальше к западу, уже на правом склоне ущелья р. Азат, падение пластов постепенно уменьшается, достигая 45—35°. Такое же изменение падения пластов наблюдается и по юго-восточному крылу описываемой антиклинали. Восточнее горы Еранос антиклиналь расщепляется на две ветви. Одна из них—южная ветвь, переходит через развалины с. Шагриар в район сс. Шугаиб-Чанглы, а другая—северная, прослеживается через сс. Аликрых-Байбурт и дальше на восток. Обе антиклинальные ветви на востоке имеют почти широтное простирание, а по направлению к западу приобретают юго-западное простирание. Соединяются они в единую Ераносскую антиклиналь у вершины горы Еранос.

Благодаря сильной ундуляции осей обеих антиклинальных ветвей, каждая из них состоит из нескольких, сравнительно маленьких брахиантиклиналей, сложенных верхним мелом и разделяющихся друг от друга синклиналиями седловинами, выполненными отложениями нижнего палеогена.

На южной ветви наблюдаются три брахиантиклинали:

а) Шагриар-Шугаибская куполовидная антиклиналь, в ядре которой к северу от с. Шугаиб обнажаются известняки сенон;

б) вторая антиклиналь, расположенная к востоку от указанной первой, у с. Чанглы, имеющая северо-западное простирание и сложенная отложениями верхнего мела. На юго-западном ее крыле пласты падают на ЮЗ 230° , под углом $50-40^\circ$, а на северо-восточном крыле—на СВ 40° , под углом $25-30^\circ$. В сводовой части описываемой антиклинали наблюдается небольшая узкая синклиналь, разделяющая данную структуру на две антиклинали—на северную и на южную;

в) третья наибольшая куполовидная антиклинальная складка расположена между вышеуказанными двумя складками, к северу от с. Б. Кетанлу и разделенная от последних сравнительно плоскими синклинальными седловинами.

На северной ветви Ераносской антиклинальной дуги также выделяется ряд брахиантиклиналей:

а) первое антиклинальное выпучивание северо-восточного простирания наблюдается к северо-западу от с. Еранос, где в глубоком и узком ущелье, в его ядре, выступают красно-бурые и желтоватые мергели и песчаники сенона; на СЗ крыле антиклинали слои падают на СЗ 340° , под углом $30-35^\circ$, а на ЮВ крыле—на 160° , под углом $25-30^\circ$. На продолжении этой структуры к югу от с. Зовашен (по р. Азат) развита другая небольшая брахиантиклиналь, сложенная породами датского яруса—нижнего эоцена; ось ее протягивается в юго-западном направлении и косо пересекает р. Азат;

б) по направлению к северо-востоку указанная антиклиналь погружается и снова вздымается у с. Аликрых, где ее северо-западное крыло по левому склону ущелья р. Азат, против с. Гарни, осложнено флексурой;

в) далее на восток наблюдается погружение оси описываемой антиклинальной ветви и новое воздымание ее происходит в ущельи р. Азат, у с. Байбурт, в виде небольшой брахиантиклинали северо-западного простирания. В ядре последней обнажаются сильно дислоцированные красноватые мергели и песчаники, а также серые конгломераты верхнего мела, покрывающиеся по крыльям складки флишевой свитой нижнего палеогена. Пласты последней на юго-западном крыле антиклинали падают на ЮЗ 230° , под углом $25-30^\circ$, а на северо-восточном крыле—на СВ $15-20^\circ$, под углом $20-50^\circ$. На этом же крыле по правому склону ущелья р. Азат, северо-восточнее с. Байбурт, в отложениях палеогена наблюдается второстепенная складчатость. К востоку от с. Байбурт, выше по течению р. Азат, шарнир Байбуртской антиклинали постепенно погружается и восточнее с. Гелайсор резко несогласно перекрывается слабо дислоцированной вулканогенной свитой нижнего плиоцена.

Эти две ветви Ераносской антиклинальной дуги разделяются плоской синклинальной складкой, выполненной отложениями нижнего палеогена. Ось этой синклинали проходит от г. Еранос сначала в северо-восточном направлении, а затем, у с. Еранос, она загибается на восток и, принимая юго-восточное направление прослеживается севернее антиклинальной складки, расположенной у с. Чангли.

Чатма-Кетузская синклинальная дуга. Между вы-

шеописанными антиклинальными дугами—Бозбурунской и Ераносской, в бассейне сухого русла р. Чатма, расположена соответствующая им широкая и плоская синклинали дуга—Чатма-Кетузская. Она выполнена терригенными породами эоцена и осложнена второстепенной складчатостью. Естественным восточным—северо-восточным продолжением ее является крупная синклиналь гор. Кетуз, на вершине которой в ядре складки сохранился от размыва небольшой останец вулканогенной свиты нижнего плиоцена. В результате плавной ундуляции шарнира Чатма-Кетузской синклинали в ней вырисовывается ряд мелких четкообразно расположенных синклиналей.

Шорагбюрская антиклиналь. Следующей крупной антиклиналью является Шорагбюрская, расположенная в 4 км восточнее г. Ереван. Сложена она песчано-глинистой свитой нижнего и среднего олигоцена, перекрывающейся на крыльях антиклинали красноцветной свитой верхнего олигоцена—нижнего миоцена, а на северо-западном крыле ее также и гипсоносной толщей среднего миоцена.

Ось антиклинали проходит с юго-запада на северо-восток, примерно по линии сс. Шорагбюр-Гегадир.

Антиклиналь эта как в ЮЗ, так и в СВ направлении обнаруживает явно выраженное периклинальное замыкание с постепенным погружением отдельных горизонтов олигоцена. В результате такого погружения складки уже на меридиане г. Ереван коренные породы, слагающие данную структуру, покрываются мощными аллювиально-пролювиальными наносами долины р. Аракс. В районе сс. Вохчаберт-Гегадир, в области северо-восточного замыкания складки, Шорагбюрская антиклиналь резко несогласно и трансгрессивно перекрывается мощной вулканогенно-обломочной толщей плиоцена.

Описываемая антиклиналь имеет несколько асимметричное строение. Ее юго-восточное крыло более пологое; здесь слои падают на ЮВ $160—170^\circ$, под углом $15—25^\circ$. Северо-западное крыло более крутое; вследствие изгиба слоев на этом крыле антиклинали углы падения слоев меняются в зависимости от места замера. Ближе к осевой части складки падение слоев небольшое ($15—20^\circ$). Несколько к северо-западу от с. Шорагбюр, в небольшой водораздельной балке, по которой проходит горизонт с *Pecten arcuatus* Вросс., наблюдается падение пластов на СЗ $320—330^\circ$, под углом $50—60^\circ$. Далее по направлению к северо-западу и до самого Джрвежского обрыва наблюдается выполаживание пластов и примерно однообразное падение их на СЗ $330—340^\circ$, под углом $30—35^\circ$.

Шорагбюрская антиклиналь отделяется от Ераносской антиклинальной дуги сравнительно небольшой Ацаванской синклиналью, выполненной красноцветной свитой верхнего олигоцена—нижнего миоцена.

Среднеараксинская впадина

Среднеараксинская депрессия является одним из крупнейших тектонических, одновременно и орографических элементов Антикавказа. В

виде межгорной котловины овального очертания она вытянута в общекавказском направлении от устья р. Ахурян на северо-западе и до Джульфинского антиклинального поднятия на юго-востоке, имея длину порядка 200—220 км и ширину в среднем 30—35 км.

Геоморфологически и тектонически Среднеараксинская впадина отчетливо делится на две котловины—Араратскую и Нахичеванскую—разделенные палеозойским антиклинальным выступом в районе Вольчих ворот. Почти на всем своем протяжении Среднеараксинская котловина покрыта довольно мощными (местами до 400 м) аллювиально-пролювиальными и озерно-речными рыхлыми образованиями антропогенного возраста, которые маскируют тектонические структуры более древних отложений.

Поэтому до последнего времени наши представления о геологическом строении глубоких горизонтов котловины основывались главным образом на экстраполяциях и интерполяциях геологических данных, обрамляющих котловину бортов. В настоящее же время имеются данные глубоких опорных скважин, вскрывших местами фундамент котловины, и новые, весьма интересные материалы геофизических (гравиметрических и магнитометрических) исследований.

Установлено, что вдоль северо-восточного борта котловины проходит крупное разрывное нарушение типа крутого надвига, по которому породы среднего и верхнего палеозоя в ряде мест (у сс. Суренаван, Садарак), покрывают различные горизонты красноцветной и пестроцветной свит (верхний олигоцен-нижний миоцен). В районе ст. Арарат разлом этот скрывается под мощными покровами аллювиально-пролювиальных наносов рр. Аракс и Веди. С северо-запада же с этим разломом сочленяется не менее регионально выраженный разлом, проходящий по линии сс. Веди—Агамзалу—Енгиджа—Паракар. Вдоль описываемого разлома расположены многочисленные источники углекислого состава, а также поля травертинов, являющихся продуктами действия указанных минеральных вод.

Наличие древнего и длительно развивающегося разлома и подземного горстового поднятия по линии сс. Енгиджа—Тазаях—Паракар (к югу от Еревана) установлено данными гравиметрических исследований и буровых скважин. О горстовом характере этого каледонского выступа (Ереванский глубинный разлом, по А. Т. Асланяну) свидетельствуют резкие различия разрезов и мощностей отложений по обеим сторонам разлома. Так, в приереванском районе, расположенном северо-восточнее описываемой зоны поднятия, суммарная средняя мощность отложений верхнего мела-миоцена составляет около 6000 м, в то время как в зоне этого поднятия, т. е. на расстоянии около 3—4 км от Ереванского прогиба мощность этих отложений составляет всего лишь 500—600 м. В результате, здесь на указанной глубине маломощные эоценовые отложения непосредственно ложатся на кристаллические двуслюдяные кварцево-гранатовые сланцы нижнепалеозойского возраста.

рассматривать как грабен-синклинорий, ограниченный с юга и севера крупными Армянским и Антикавказским антиклинориями. Данные геофизических исследований и буровых скважин приводят к заключению, что Среднеараксинская котловина не является единой, в тектоническом отношении моноклинной структурой. Учитывая глубину залегания фундамента, ее можно разделить на четыре синклинальные прогиба—нижнеахурянский (Октемберянский), Ереванский (Ереванский соленосный бассейн), Садаракский и Нахичеванский (Нахичеванский соленосный бассейн), разделенные поперечными антиклинальными перемычками—Паракар-Енгиджинской, Араратской и Волчьих ворот. Для Нахичеванского и Садаракского прогибов фундаментом служат интенсивно дислоцированные породы среднего и верхнего палеозоя, а Ереванского, вероятно, также и Нижнеахурянского прогибов—эопалеозойские метаморфические породы.

Наиболее крупными по занимаемой площади и масштабу прогибания являются Ереванский и Нахичеванский прогибы, мощность заполняющих отложений которых от поверхности фундамента и до антропогена включительно составляет около 6 км.

Наименее прогнутой и сравнительно небольшой по размеру является Садаракская мульда, глубина залегания фундамента которой едва ли превышает 1,5—2 км.

Садаракский прогиб. Отдельные небольшие изолированные выходы миоценовых отложений, расположенные по северному краю прогиба, вдоль вышеописанного разлома (у сс. Садарак, Суренаван, ст. Арарат), собраны в сильно смятые и узкие складки северо-западного простирания с падением пластов на ССВ под углом от 40° и до 70° . При этом характерно, что непосредственно у линии разлома часто наблюдается опрокидывание крутопадающих крыльев складок (у сс. Садарак, Суренаван и др.).

По нашим представлениям, здесь мы имеем дело с явлением отчетливо выраженного гравитационного тектогенеза.

В результате дифференциального характера тектонических движений происходило поднятие Урцско-Айодзорского палеозойского антиклинального массива с одновременным прогибанием Араратской котловины. При этом при поднятии указанного антиклинального массива происходило соскальзывание трансгрессивно покрывавшего его чехла, сложенного несравненно более пластичными породами верхнего олигоцен-миоцена. Последние под влиянием силы тяжести и сминались в крутые, часто опрокинутые в сторону депрессии, складки. Можно полагать, что в результате вышеуказанных вертикальных тектонических движений произошло и некоторое горизонтальное перемещение, обусловившее опрокидывание складок и возникновение надвигов.

У ст. Арарат из-под постплиоценовых аллювиально-пролювиальных образований в виде утеса выступают отложения нижнего карбона и перми, которые составляют южное крыло опрокинутой к югу антиклиналь-

К северу от этой антиклинали, у цементного завода, обнажаются слои красноцветной свиты с падением пластов на СВ $40-50^\circ$, под углом $10-15^\circ$. Последние несогласно перекрываются травертинами.

Октемберянский (Нижнеахурянский) прогиб — расположен в северо-западной части Среднеараксинской впадины и сложен мощными (до 3000 м) молассовыми и соленосными отложениями миоцена и несогласно перекрывающими их лавовыми образованиями верхнего плиоцена. Наиболее древние отложения, вскрытые опорной скважиной, относятся по возрасту к верхнему олигоцену. Заполняющие прогиб миоценовые отложения дислоцированы средней интенсивностью и собраны в ряд антиклинальных и синклинальных, субширотного простирания складок. Среди них наиболее крупными, по А. Т. Асланяну и С. К. Арзуманяну, являются Карабахская, Асарская и Шахварутская антиклинали, протягивающиеся по левобережной части р. Аракс и сложенные молассовыми отложениями среднего-верхнего миоцена; разделены они соответствующими синклиналиями, выполненными породами верхнего миоцена.

Углы падения пластов на юго-западном крыле Карабахской антиклинали $25-30^\circ$, а на СЗ крыле — $10-15^\circ$. Можно не сомневаться в том, что на пространстве между Октемберяньским прогибом и Паракар-Енгиджинским горстовым поднятием также имеется ряд крупных антиклинальных и синклинальных структур, ныне скрытых под плио-плейстоценовыми покровными образованиями. На это, в частности, указывает карта гравитационных аномалий (Ш. С. Оганисян, 1958).

По данным указанного исследователя, большое поле относительного минимума северо-западного простирания вырисовывается к югу и юго-западу от Паракар-Енгиджинского поднятия (максимума). Эта зона гравитационного минимума тянется от района с. Арташат на юго-востоке и до с. Арташар на северо-западе, где она разветвляется в результате клинообразного вхождения в нее другой зоны относительного максимума. Наиболее прогнутая часть указанной зоны минимума отмечается в районе с. Ранчпар (ранчпарский минимум). Показательно, что верхнеплиоценовые и постплиоценовые озерно-речные отложения в этой зоне, по данным буровых скважин, имеют мощность свыше 350 м, в то время как на Паракар-Енгиджинском поднятии суммарная мощность их не превышает нескольких десятков метров. Далее к западу от зоны ранчпарского минимума (западнее г. Октемберян) расположена зона относительного максимума силы тяжести, которая отделяет нижнеахурянский прогиб от ранчпарского.

Таким образом, основываясь на данных гравиметрических исследований, можно предполагать, что участок среднеараксинской депрессии, расположенной к западу от Паракар-Енгиджинского погребенного горстового поднятия не является единым прогибом, а состоит из нескольких прогибов, разделенных поднятиями.

Ереванский прогиб. Ереванский прогиб (Ереванский соленосный бассейн) в тектоническом отношении представляет крупный гра-

бен-синклинорий, выполненный отложениями верхнего мела, даний-палеоцена, эоцена, олигоцена, миоцена, плиоцена и антропогена, суммарной средней мощностью свыше 5000 м. Субстратом мезо-кайнозойского чехла является, по-видимому, эопалеозойский метаморфический комплекс. Прогиб этот имеет овально-вытянутую форму и протягивается от Паракар—Енгиджинского горстового поднятия на юго-западе и до западных отрогов Гегамского вулканического нагорья на северо-востоке. Наличие мощных отложений миоцена и плиоцена в западной части Севанской впадины (район г. Камо), выраженных в совершенно сходных с Ереванским бассейном фациях, позволяет считать, что оба эти бассейна в неогене сообщались друг с другом и что Севанский бассейн является северо-восточным заливом Ереванского бассейна и, по-видимому, был несколько изолирован от него подводным барьером, соответствующим Анкаван-Сюникскому глубинному разлому. К последнему приурочены многочисленные центры излияний антропогеновых андезитобазальтовых лав, потоки которых устремились как к северо-востоку, так и юго-западу и ныне маскируют структуры более древних отложений. С востока на запад Ереванский соленосный бассейн протягивается от района сс. Джрвеж—Дзорахбюр и до бассейна р. Касах. Он со всех сторон ограничивается крупными разломами большой амплитуды и длительного развития—Джрвеж—Мангюским с востока, Паракар—Енгиджинским с юга, Раздан—Араилер—Аштаракским с запада и Анкаван—Сюникским с северо-востока.

Амплитуда Мангюс—Джрвежского разлома, который, по всей вероятности, прослеживается далее на северо-восток до впадины оз. Севан и ограничивает Ереванский и Севанский неогеновые прогибы с востока, составляет свыше 1000 м.

Начало заложения этого разлома намечается по крайней мере со среднего миоцена (с начала накопления соленосной свиты). Его развитие продолжалось до антропогена включительно, что доказывается четким выражением в современном рельефе. К востоку от этого разлома соленосные отложения совершенно отсутствуют, а песчано-глинистые осадочные фации верхнего миоцена замещаются вулканогенными образованиями. По всем этим признакам указанные разрывные нарушения имеют характер глубинного разлома. Ряд субпараллельных разрывных нарушений проходит по внутренней части прогиба, придающей ему вид рифта. Заполняющие Ереванский прогиб отложения палеогена и неогена составляют два отчетливо выраженных структурных яруса. Нижний из них слагается отложениями эоцена и олигоцена, которые залегают сравнительно спокойно, составляя обширную и плоскую синклиналию-мульду, осложненную второстепенными, пологими (углы падения не превышают 5—15°) антиклинальными и синклиналиными складками. В строении верхнего структурного этажа принимают участие гипсо-соленосные отложения среднего-верхнего миоцена, которые дислоцированы гораздо более интенсивно и образуют многочисленные, сравнительно небольшие брахискладки и соляные куполовидные поднятия.

Среди соляных структур наиболее крупными и хорошо изученными являются Эларская, Разданская, Аванская, Арамусская, Кирза—Зейтунская и др. Мощность каменной соли в этих антиклинальных структурах огромная (до 700—800 м), в то время как в синклинальных депрессиях, расположенных между ними, она резко уменьшается, местами доходя до нуля. Эти соляные структуры, осложненные сбросовыми нарушениями, отчетливо выражены в современном рельефе в виде удлиненных, эллипсовидных возвышенностей, а расположенные между ними компенсационные депрессии соответствуют пониженным участкам. Ряд мелких соляных брахиантиклинальных складок обнажается в ущелье р. Раздан, на участке Канакер—курорт Арзни. Здесь вырисовываются две антиклинальные складки, косо пересекающие ущелье р. Раздан и имеющие северо-восточное простирание. В ядре южной из этих складок обнажается более сильно дислоцированная гипсоносная толща, пласты которой у дороги, ведущей от Канакера в с. Кетран, на левом склоне ущелья, имеют падение на СЗ 320—330°, под углом 70—75°. Крылья этой, южной Разданской антиклинали сложены верхним миоценом (сарматом), по-видимому, трансгрессивно налегающим на указанную гипсоносную свиту. На юго-восточном крыле антиклинали пласты сармата падают на ЮВ 140—150°, под углом 30—45°, а на северо-западном крыле, на правом склоне ущелья р. Раздан, падение пластов СЗ 310—330°, под углом 30—35°.

К северу от описанной антиклинали вырисовывается небольшая синклиналь, выполненная отложениями мактрового горизонта верхнего сармата, за которой у с. Кетран следует следующая антиклиналь, протягивающаяся параллельно первой и сложенная породами гастроподового-анодонтового горизонта среднего (?) сармата. На юго-восточном крыле Кетранской антиклинали падение пластов 30—40°, а на северо-западном крыле—25—30°.

К северу от с. Кетран осадочные породы неогена ущелья р. Раздан скрываются под мощными лавовыми покровами плиоцена и постплиоцена и вновь обнажаются у курорта Арзни, с падением пластов на ЮВ 110—120°, под углом 25—30°.

Таким образом, в ущелье р. Раздан, на участке Канакер—курорт Арзни, выступающие здесь отложения миоцена составляют три антиклинальные складки и соответствующие им две синклинальные складки. Как по северо-восточному, так и по юго-западному направлению описанные складки скрываются под мощными лавовыми покровами и поэтому судить об их продолжении в указанных направлениях трудно.

Выход сарматских отложений у подножья гор. Мурад-тапа на Егвартском плато надо поставить в прямую связь с юго-западным продолжением Арзнинской антиклинальной складки.

Отложения верхнего миоцена (сармата), обнажающиеся в районе сс. Вохчаберд—Мангюс—Дзорахбюр, собраны в ряд мелких складок. Более или менее ясно выраженная антиклинальная складка здесь наблюдается в ущельи Шор-джри-дзор, между сс. Вохчаберт и Дзорахбюр, где

в ядре ее обнажается сильно и неравномерно дислоцированная свита сланцеватых глин, покрытая по крыльям складки сравнительно менее смятыми песчаниками, мергелями и известняками верхнего сармата.

Падение пластов показывает, что здесь мы имеем дело с небольшой, вытянутой в ВСВ направлении брахиантиклиналью. На правом склоне ущелья слои падают на СЗ 310° , под углом $25-30^\circ$, а на левом склоне ущелья—на ЮВ $160-170^\circ$, под углом $20-25^\circ$.

Другая антиклинальная складка развита к северо-востоку от описанной, у с. Мангюс, где в небольшом ущельи из-под вулканогенной толщи плиоцена вновь обнажается верхний сармат. Пласты последнего падают на ЮВ $160-170^\circ$, под углом $30-35^\circ$.

Эти пласты составляют юго-восточное крыло антиклинальной складки, северо-западное крыло которой погребено под плиоценовыми лавами к северо-западу от с. Дзорахбюр. Здесь, в одноименном ущельи, на небольшом участке обнажаются гипсоносные глины и известняки, пласты которых поставлены почти наголову. У с. Мангюс юго-восточное крыло указанной антиклинали осложнено сбросом северо-восточного простирания с амплитудой около 200 м.

Дислокация плиоценовых и постплиоценовых образований. Вышеописанные антиклинальные структуры Шорагбюра, ущелья р. Раздан и района Вохчаберд-Мангюс резко несогласно перекрываются вулканогенными образованиями плиоцена, а также частично и нижнего постплиоцена, которые также дислоцированы, но гораздо слабее, чем более древние миоценовые и палеогеновые отложения.

Вулканогенно-обломочная и пролювиальная свита мио-плиоцена, слагающая водораздельный хребет между бассейнами рр. Раздан и Азат, к востоку от с. Вохчаберд составляет сравнительно плоскую и широкую синклиналиную складку, наложенную с большим стратиграфическим перерывом на северо-восточную периклинальную часть Шорагбюрской антиклинали.

На участке сс. Вохчаберд—Гегадир пласты вулканогенной толщи падают на СЗ $330-350^\circ$, под углом $10-15^\circ$, а у с. Мангюс—на ЮВ $150-160^\circ$, под углом $25-30^\circ$. Ось синклинали имеет ВСВ простирание и нередко находится в секущем взаимоотношении с пликативными структурами субстрата.

Восточнее и севернее с. Вохчаберд, у с. Мангюс, а также к юго-западу от с. Джрвеж, наблюдаются мелкие сбросы с амплитудами в несколько метров, главным образом северо-восточного простирания.

Более крупный сброс (с амплитудой около 100 м) широтного простирания проходит через с. Вохчаберд, по направлению к западу, примерно по шоссейной дороге Ереван—Гегадир.

Этим сбросом обусловлен обрыв вохчабертской вулканогенной свиты у с. Вохчаберд, а также ненормальный контакт нижней части вохчабердской свиты (так называемой белесоватой толщи) с сарматскими отложениями этого района.

Покров долеритовых базальтов, налегающий несогласно на вышеуказанную вулканогенно-обломочную свиту нижнего-среднего плиоцена и слагающий Канакерское вулканическое плато, тоже дислоцирован. В районе с. Птгни лавы образуют отчетливо выраженную антиклинальную складку. Так, на гор. Птгни дислоцированные покровы лав падают на СЗ $290-300^\circ$, под углом $10-15^\circ$, а на противоположном—восточном склоне Птгнинского ущелья эти же пласты лав падают на ЮВ $100-120^\circ$, под углом также $10-15^\circ$. Таким образом, простирание Птгнинской антиклинали северо-восточное и приблизительно соответствует простиранию разданских миоценовых складок. В размытой сводовой части Птгнинской антиклинали, осложненной в последующем сбросовым нарушением, образовалось небольшое ущелье, по которому устремился затем, в позднечетвертичное время, поток лавы типа Е (по К. Н. Паффенгольцу).

В верховьях Джрвежского ущелья пласты верхнеплиоценовых лав, несогласно покрывающие туфоконгломераты нижнего-среднего плиоцена, падают на СЗ 330° , под углом $10-15^\circ$.

Таким образом, между сс. Джрвеж и Птгни вырисовывается обширная синклиналь, ось которой должна протягиваться приблизительно по линии сс. Барцадир—Аван—Ереван.

На долеритовых базальтах Канакер-Теджрабадского плато в виде отдельных небольших островков залегают верхнеплиоценовые-нижнепостплиоценовые пресноводные и вулканогенные образования (диатомитовые глины и диатомиты у с. Теджрабад, туфоконгломераты у с. Джрвеж и др.), которые также слабо дислоцированы; однако местами углы падения пластов достигают $15-30^\circ$.

К западу от ущелья р. Раздан простирается широкое Егвартское плато, сложенное покровными долеритовыми базальтами и андезито-базальтами, маскирующими древние долазовые структуры. В западной части Егвартского плато, у районного центра Аштарак, в ущельи р. Касах, в верхнеплиоценовых-нижнепостплиоценовых озерных пемзопесковых отложениях вновь появляется складка северо-восточного простирания (параллельная складкам Приереванского района). Это обстоятельство дает основание предполагать наличие ряда складок северо-восточного простирания, ныне скрытых под покровными лавами Егвартского плато. На последнем местах (гор. Мурад-тапа, Ераблур и др.) плиоценовые лавы образуют округленные конические выпучивания, четко выделяющиеся на общем плосковолнистом фоне плато. Генезис этих морфологических форм представляет большой интерес.

Раньше нами было высказано предположение о том, что эти возвышенности, по-видимому, генетически связаны с соляными куполами, скрытыми под лавовыми покровами. В настоящее время буровыми скважинами доказано тектоническое происхождение сходных возвышенностей на Канакерском плато (Аринджская, Эларская, Птгнийская и др.). Скважины, пробуренные в указанных приподнятых участках рельефа, вскрыли залежи каменной соли на сравнительно незначительных глубинах (порядка $250-300$ м), в то время как в пониженных участках

рельефа, соответствующих синклинальным структурам, соленосные пласты залегают на глубинах порядка 1500 м.

К северо-западу от Егвартского плато возвышается массив горы Арагац, сложенный вулканическими толщами плиоцена и антропогена и представляющий в морфологическом отношении плоско-выпуклый щит с циркуобразным углублением в вершинной части, окруженным четырьмя острыми вершинами. Это углубление представляет собой кратер извержения, несколько видоизмененный последующими процессами ледниковой экзаррации. В тектоническом отношении массив гор. Арагац представляет собой крупное, по-видимому, горстообразное поднятие, образовавшееся в плиоцене и в постплиоцене.

На основании регионально-геологических данных можно полагать, что плиоценовые лавы Арагаца бронируют слабо расчлененный рельеф на докембрийском-нижнепалеозойском и частично верхнемеловом субстрате на его северном и северо-восточном склоне, а на западном и юго-западном склоне лавовый комплекс перекрывает более молодые (возможно вплоть до сармата) отложения. Таким образом, фундамент вулканического щита Арагаца вероятно геологически разнородный, что отражается в современном его рельефе в виде четко выраженной асимметрии.

По предположению А. Л. Рейнгарда (1939), куполовидное выпучивание массива гор. Арагац обусловлено наличием здесь, под его лавами, интрузией, внедрение которой происходило, по его мнению, в конце плиоцена и в первой половине постплиоцена. В подтверждение своего предположения А. Л. Рейнгард приводит факты существования в вершинной части горы термальных источников (до 17°C) и окварцевания, пиритизации, каолинизации и алунитизации пород. Щитовидное поднятие массива гор. Арагац сопровождалось образованием глубоких тектонических трещин, радиально расходящихся от центра к периферии и превратившихся в дальнейшем в глубокие корытообразные эрозионные долины (Амбертская, Архашенская, Манташская и др.). По этим долинам в рисское и вюрмское время устремлялись вниз ледники по направлению к периферии массива. Исследованиями С. П. Бальяна (1949) вдоль этих тектонических трещин местами установлено образование ряда паразитических конусов, в том числе и лавового конуса—ныне вершины Арагаца с кратерами взрыва.

К северо-западу от массива гор. Арагац расположена Ширакская (или Ленинанканская) котловина, представляющая в тектоническом отношении довольно крупную наложенную впадину, выполненную мощной (до 300 м) толщей верхнеплиоценовых и постплиоценовых различных пресноводно-озерных осадков, перекрывающихся вулканическими туфами и аллювиально-пролювиальными наносами. Образование Ленинанканской котловины генетически тесно связано с поднятием массива гор. Арагац. С востока и севера Ленинанканская котловина окружена крупными антиклинальными поднятиями Цахкуняцкого, Памбакского и Ширакского хребтов и расположена в области погружения огра-

ничивающих ее крупных пликативных структур. Погружение указанных структур местами (на южном склоне Ширакского хребта) сопровождается взбросами и надвигами с амплитудами в несколько сот метров и движением массы в сторону котловины.

Айоцзорский синклинорий

Состоит из ряда крупных складок северо-западного, отчасти широтного простирания, осложненных сбросовыми нарушениями.

Айоцзорская антиклиналь слагает Айоцзорский хребет и ограничивает одноименный синклинорий с юга. Она состоит из ряда сравнительно мелких антиклинальных складок с палеозойскими породами в ядрах, трансгрессивно перекрывающимися по их крыльям отложениями мелового и эоценового возраста. Эти складки, в общем, протягиваются в северо-западном направлении и часто осложнены нарушениями типа взбросов и надвигов с падениями плоскостей надвигов на ЮЗ (местами и на север).

Айоцзорская (Ехегнадзорская) синклинали. К северу от указанного антиклинория располагается крупная, сравнительно широкая и пологая синклинали складка, выполненная мощными вулканогенными толщами нижнего и среднего эоцена, а в северо-западной части ее также и породами верхнего эоцена, олигоцена и вулканогенного мио-плиоцена.

Ось указанной синклинали проходит с ВЮВ на ЗСЗ, при этом в восточной ее части она протягивается почти в широтном направлении, к западу же от районного центра Ехегнадзор направление оси синклинали несколько меняется на северо-западное и проходит примерно по линии Ехегнадзор—Гетап—гор. Гндасар.

Ядро описываемой синклинали обнажается по правому берегу р. Арпа, между сс. Ехегнадзор и Гетап, где севернее шоссеиной дороги пласты туфогенных пород падают на ЮВ $160-170^\circ$, под углом $20-25^\circ$, а южнее дороги наблюдается обратное падение тех же слоев (СЗ $350-355^\circ$, под углом $20-25^\circ$) так, что шоссеиная дорога проходит почти по осевой части синклинали.

Ехегнадзорская синклинали осложнена сравнительно мелкой—второстепенной складчатостью. Так, на южном и юго-западном ее крыле, к северо-востоку от гор. Ага-Софи, отчетливо вырисовывается антиклинальная складка. В районе с. Эртич, в ядре этой пологой, стулообразной антиклинали, выступают более сильно дислоцированные породы верхнего палеозоя. К югу от нее вырисовывается соответствующая синклинали складка. Западным и северо-западным продолжением этих складок являются мелкие складки, развитые на правом берегу р. Арпа, севернее с. Арени, по дороге в Арени—Ахванадзор.

Аналогичные небольшие складки развиты также по ССЗ крылу ехегнадзорской синклинали, причем к северу от с. Вернашен они становятся более крутыми, что обусловлено, по-видимому, внедрением интрузии.

Газминская антиклинальная складка. К северу от Ехегнадзорской синклинали развита Газминская (или Текедолдуранская) антиклинальная складка, сложенная в основном туфогенными породами эоцена и состоящая из нескольких (по крайней мере двух) сближенных складок северо-западного простирания. Северно-восточные крылья этих складок более крутые (с падением пластов на СЗ 20—25°, под углом 45—60°), чем юго-западные, где слои падают на ЮЗ 200—220°, под углом 35—45°.

На северо-западном продолжении Газминской структуры, в бассейне р. Селим (в районе Айоцзорского перевала), наблюдаются три антиклинальные складки также северо-западного простирания, в ядрах которых обнажаются верхнемеловые известняки и песчаники, а крылья сложены туфогенным эоценом.

Далее, по направлению к северо-западу, описанные пликативные структуры скрываются под новейшими вулканогенными образованиями и вновь появляются в верховьях р. Веди и бассейна р. Айриджа, где в ядрах складок обнажаются породы верхнего девона и нижнего карбона, а местами—триаса и верхнего мела. Еще дальше, к северо-западу, эти структуры скрываются под четвертичными лавами и плиоценовыми вулканогенными образованиями Гегамского вулканического нагорья.

Советашенская брахисинклинали. В западной части Айоцзора, в районе с. Советашен, отчетливо выявляется брахисинклиналиная складка, ограниченная с севера и с юга антиклинальными складками, а с запада и востока—поперечными антиклинальными перегибами, отграничивающими ее от Шагапской и Айоцзорской синклиналей. В ядре антиклинальной складки, ограничивающей Советашенскую синклинали с севера, в ущельи между сс. Советашен и Гортун обнажаются сильно дислоцированные породы верхнего палеозоя (С—Р). Последние на северном крыле складки несогласно перекрываются вулканогенным плиоценом, а на южном крыле—известняками нижнего-среднего эоцена.

Антиклинальная складка, находящаяся южнее Советашенской брахисинклинали, сложена отложениями верхнего палеозоя, которые на ее северном крыле с резким угловым несогласием перекрываются известняками среднего эоцена. Между описанными антиклиналями расположена Советашенская брахисинклинали, выполненная известняками и глинисто-мергелистыми породами среднего эоцена. Только местами сохранились от эрозии отдельные, небольшие останцы олигоцена и вулканогенного плиоцена. На северном крыле брахисинклинали пласты эоценовых известняков падают на ЮЗ 200—210°, под углом 40—45° (южный склон гор. Чал-даг), а на южном крыле, на обрывистом борту ущелья Джандам-дараси, падение слоев становится СВ 20—25°, под углом 40—45°.

Внутри Советашенской брахисинклинали наблюдается второстепенная складчатость в виде небольших антиклинальных и синклиналиных изгибов.

Из дизъюнктивных нарушений, довольно широко развитых в запад-

ном Айоцдзоре, наиболее крупным является крутой надвиг, который протягивается в северо-западном направлении по линии сс. Арени—Чива—Гортун.

В результате происшедшего здесь перемещения масс с юго-запада на северо-восток известняки карбона надвинуты на отложения эоцена. В районе с. Элпин, в зоне этого нарушения, благодаря синклинальному перегибу слоев карбоновые отложения погружаются, в результате чего выходят на поверхность известняки верхнего мела, и среднего эоцена, круто надвинутые на глинистую свиту среднего эоцена. Далее, к северо-западу от с. Ардараси, имеет место новое антиклинальное воздымание слоев и вновь обнажаются известняки карбона, круто обрывающиеся на глинистую свиту среднего эоцена. Севернее с. Ардараси линия надвига скрывается под вулканогенным нижним плиоценом. Амплитуда горизонтального перемещения пород около 500 м, а вертикального—свыше 1000 м. Возраст этого крутого надвига определяется как постэоценовый-доплиоценовый.

Зангезурский антиклинорий

Южнее—юго-восточнее Айоцдорского синклинория ниже-средне-эоценовые вулканогенные образования составляют крупный Зангезурский антиклинорий, протягивающийся в северо-западном направлении вдоль Анкаван-Сюникского глубинного разлома. Последний отделяет его от расположенного к востоку Кафанского антиклинория, сложенного юрскими и нижнемеловыми отложениями. При этом, как уже было отмечено нами (Габриелян, 1959₂), между этими антиклинориями отсутствует синклинальная структура, что часто наблюдается в зонах глубинных разломов. По всем признакам Зангезурская структура имеет характер «шовной антиклинали». Нижние структурные ярусы Зангезурского антиклинория сложены метаморфизованными породами эопалеозоя и несогласно перекрывающимися их вулканогенно-осадочными образованиями девона, которые узкой полосой выступают вдоль указанного разлома, интенсивно смяты, и составляют ряд сжатых, опрокинутых и надвинутых на восток складок. Трансгрессивно и резко несогласно перекрывающие их вулканогенные породы нижнего-среднего эоцена, составляющие верхний структурный ярус, дислоцированы сравнительно слабо и образуют ряд пологих антиклинальных и синклинальных складок также северо-западного простирания. Последние прорваны интрузиями Мегринского плутона и разорваны крупными разрывными нарушениями, тянувшимися параллельно Анкаван-Сюникскому глубинному разлому. К этим разрывным нарушениям приурочены медно-молибденовые месторождения, гидротермально-измененные породы, а также выходы минеральных источников.

Воротанский синклинорий

Севернее Зангезурского антиклинория, в бассейне р. Воротан, широко развиты верхнеплиоценовые вулканогенные и туфоосадочные образо-

вания, которые на региональном фоне структуры южной части Армянской ССР образуют крупный и пологий синклиниорий—Воротанский. Заполняющие его плиоценовые вулканогенные образования дислоцированы очень слабо и залегают почти горизонтально. Наблюдаемые локальные нарушения в залегании слоев Сисианской диатомовой свиты, по-видимому, обусловлены сбросами и оползневыми явлениями.

В строении Воротанского синклинория большую роль играют разрывные нарушения. Одно из них тянется по левобережной части р. Воротан, а второе—по-видимому, вдоль водораздельной части Ишханасарского хребта. К ним приурочены многочисленные, линейно расположенные центры вулканических извержений и излияний и выходы минеральных источников.

Севано-Ширакский синклиниорий

Представляет собой крупную синклинальную зону, вытянутую в северо-западном направлении и зажатую между Сомхето-Карабахской и Анкаван-Сюникской антиклинорными зонами. Сложен Севано-Ширакский синклиниорий в основном эоценовыми вулканогенно-осадочными образованиями, а в мульдовой части его развиты также песчано-глинистые отложения олигоцена.

В ядрах антиклинальных структур выступают верхнемеловые отложения. Тектоническое строение Севано-Ширакского синклинория характеризуется наличием линейно-вытянутых, обычно с ундулирующими шарнирами антиклинальных и синклинальных структур, осложненных второстепенной складчатостью и разрывными нарушениями. Пликативные структуры, как и разрывные нарушения, в общем имеют северо-западное направление и только в западной части зоны они принимают сначала широтное, а затем и юго-западное простирание.

С юга Севано-Ширакский синклиниорий ограничивается антиклинальным сооружением Цахкуняцкого хребта, отделяясь от последнего Анкаванским глубинным разломом. В строении Цахкуняцкого антиклинория принимают участие метаморфические свиты эопалеозоя, которые интенсивно смяты и составляют ряд северо-восточного простирания субпараллельных, антиклинальных и синклинальных складок. Последние резко несогласно и трансгрессивно перекрываются отложениями верхнего мела и палеогена, которые дислоцированы средней интенсивностью и составляют складки общекавказского простирания. Цахкуняцкий антиклинорий в юго-восточном направлении прослеживается до р. Раздан, где он резко обрывается разрывным нарушением и восточнее указанной реки продолжение его скрыто под лавовыми покровами. Можно предполагать наличие ряда антиклинальных структур под лавовым чехлом в районе Гегамского вулканического нагорья, кулисообразно сочленяющихся с Цахкуняцким антиклинорием. Между Гегамским вулканическим нагорьем и Цахкуняцким антиклинорием расположен бассейн верхнего течения р. Раздан, представляющий в тектоническом от-

ношении крупный грабен-синклинорий. Последний наследует древний миоценовый синклинальный прогиб, соединявший Ереванский соленосный бассейн с Севанским.

К северу от Цахкуняцкого антиклинория расположена крупная, линейно вытянутая синклинальная складка, ось которой проходит по водораздельной части Памбакского хребта — Памбакская синклиналь. Мульдовая часть последней сложена вулканогенной свитой верхнего эоцена, интродуцированной массивами щелочных пород, а на крыльях выступают породы среднего эоцена. В восточном—юго-восточном направлении Памбакская синклиналь прослеживается до оз. Севан, где на ее продолжении расположена синклинальная складка полуострова Севан: Восточная часть Памбакской синклинали осложнена второстепенной складчатостью. Здесь четко выделяются две антиклинали—Гомадзорская и Цамакабертская, разделенные Арчаноцской синклиналью. Западнее Памбакской синклинали кулисообразно по отношению к ней расположена Ширакская антиклиналь. Последняя также состоит из нескольких, сравнительно мелких антиклинальных складок, сложенных верхнемеловыми отложениями в их ядрах, местами прорванными породами офиолитового пояса. На крыльях складок развиты породы нижнего-среднего эоцена. Ширакский хребет представляет по существу только северное крыло этой крупной и сложно построенной антиклинали, южное крыло которой опущено под плио-плейстоценовыми отложениями Ширакской котловины. В ряде мест складки опрокинуты к югу и осложнены мелкой изоклинальной складчатостью.

Следующая антиклинальная складка расположена севернее Памбакской синклинали и протягивается параллельно ей, по линии мыс Арданиш—сс. Цовагюх (р. Дзыкнагет)—Фиолетово—г. Кировакан. В ядре ее в ряде мест (Адатапинский мыс, бассейн р. Дзыкнагет, с. Фиолетово) выступают верхнесенонские известняки, а также дат-палеоценовые отложения, которые по крыльям антиклинали покрываются породами эоцена. В ущелье р. Дзыкнагет пласты дат-палеоцена на юго-западном крыле складки падают на ЮЗ $240-250^\circ$, под углом $50-60^\circ$, а на северо-западном крыле—на СВ $50-70^\circ$, под углом $45-50^\circ$.

Вышележащие породы эоцена имеют следующие элементы залегания: на юго-западном крыле пласты падают на ЮЗ 210° , под углом $40-45^\circ$, а на северо-восточном крыле—на СВ $20-25^\circ$, под углом $30-35^\circ$. Таким образом, здесь вырисовывается асимметричная складка с более крутым юго-западным крылом. К юго-востоку от сел. Цовагюх описываемая антиклинальная структура скрывается под оз. Севан и вновь выступает на Арданишском мысу. Здесь, в ядре складки, вновь обнажаются мергельно-известняковые породы сенона, трансгрессивно покрывающиеся карбонатными отложениями нижнего-среднего эоцена. Падение пластов сенона на северо-восточном крыле антиклинали на СВ $10-15^\circ$, под углом $35-40^\circ$, юго-западное же крыло скрыто под оз. Севан. На участке между указанными двумя выходами сенонских пород (с. Цовагюх и Арданишский мыс) шарнир описываемой антиклинали претерпе-

вает значительное погружение; здесь расположена самая глубокая часть озера Севан.

В районе Арданишского мыса развит крупный сброс субмеридионального простирания, который отделяет Малый Севан от большого Севана.

В северо-западном направлении описываемая антиклиналь прослеживается через долину р. Агстев и переходит в антиклинальную складку, расположенную севернее Ширакского хребта, в долине р. Чичхан.

В восточной части бассейна оз. Севан, верхнемеловые и палеогеновые отложения образуют три крупные антиклинальные складки и соответствующие им синклинали, осложненные второстепенной складчатостью. Первая антиклинальная складка кулисообразно сочленяется с вышеописанной, протягивается по южному склону Севанского хребта и на востоке через Зодский перевал переходит в Акеринский синклинорий. Вторая антиклиналь расположена к востоку от районного центра Басаргечар, а третья—к югу от с. Шоржа. В ядрах антиклиналей выступают карбонатные породы верхнего сенона, которые на крыльях покрываются отложениями эоцена. Наиболее крупная синклиальная складка проходит южнее с. Зод и сложена мио-плиоценовыми вулканогенными образованиями.

К северу от Дзыкнагетской антиклинали расположена синклиальная складка, осевая часть которой протягивается по водоразделу Арегунийского хребта — Арегунийская синклиаль — и сложена вулканогенным верхним эоценом.

Далее следует крупная Красносельск-Дилижан-Амасийская синклиаль, выполненная в основном породами среднего и верхнего эоцена, а в районе г. Дилижан и районного центра Амасия, песчано-глинистыми, лигнитоносными отложениями олигоцена. Западнее Красносельска, по р. Гетик, в осевой части этой синклинали обнажаются гидротермально измененные порфириты, пласты которых на северо-восточном крыле складки падают на ЮЗ $190-200^\circ$, под углом $30-35^\circ$, а на юго-западном крыле—на СВ $10-15^\circ$, под углом $40-45^\circ$. По северо-восточному крылу этой синклинали проходит крупное нарушение типа взброса, по которому расположен ряд минеральных источников. Песчано-глинистые сланценосно-угленосные отложения олигоцена, заполняющие мульдовую часть этой синклинали в районе г. Дилижан, собраны в ряд мелких изоклиальных и опрокинутых к югу складок. Более интенсивная дислоцированность этих отложений по сравнению с подстилающей эоценовой вулканогенной свитой объясняется гравитационным тектогенезом. В процессе складчатости указанные песчано-глинистые отложения, как более пластичные породы, под влиянием силы тяжести соскользнули по склонам поднимающихся антиклинальных хребтов и сминались в мелкие, опрокинутые в сторону мульды складки.

Севернее описанной синклинали расположена Базумская антиклиналь, которая тянется от верховьев р. Ахурян через Базумский хребет и до р. Агстев (гор. Халаб). В районе базумского хребта

это—сложно построенное, веерообразной формы антиклинальное сооружение, состоящее из нескольких асимметричных антиклинальных и синклиналильных складок. Последние характеризуются крутыми северо-восточными крыльями и пологими юго-западными на северном склоне хребта, а на южном склоне последнего наблюдается обратная картина.

В ядрах антиклинальных складок обнажаются породы мелового возраста (нижний-верхний мел), которые на крыльях покрываются вулканогенными образованиями среднего и верхнего эоцена. Водораздел восточной части Базумского хребта в структурном отношении представляет синклиналиную седловину, заполненную вулканогенными образованиями верхнего эоцена.

К северу от восточной части Базумского хребта расположена Бабаджанская синклинали (бассейн р. Бабаджан), выполненная отложениями среднего и верхнего эоцена. На северо-восточном крыле этой складки отложения среднего эоцена, пласты которого падают на ЮЗ под углом 15—25°, трансгрессивно налегают на различные горизонты юры.

В восточной части этой синклиналиной структуры (в западных перифериях Иджеванского хребта) пологое падение пластов эоцена сменяется крутыми флексурами, местами переходящими в разрывы. Можно допустить, что в северо-западном направлении Бабаджанская синклинали прослеживается до Лорийской котловины, где широко развиты верхнеплиоценовые и постплиоценовые лавовые образования, которые маскируют структуры более древних образований. Лорийская котловина в тектоническом отношении представляет крупный грабен-синклинали, расположенный между Базумским антиклинорием на юге и Локским и Алавердским антиклинориями на севере—северо-востоке. Хорошо фиксируется разлом, ограничивающий Лорийский грабен-синклинали с юга вдоль северных подножий Базумского хребта.

Следует отметить, что к этому разрывному нарушению являющемуся северо-западным продолжением Севано-Акеринского глубинного разлома, приурочены выходы метаморфизованных отложений нижнего мела, ультраосновных интрузий, а также гидротермально измененных пород и минеральных источников.

Показательно, что верхнеплиоценовые долеритовые базальты и андезито-базальты вдоль этого разлома также дислоцированы, местами образуют небольшие антиклинальные выпучивания, прорезанные antecedentными ущельями.

Вулканогенные образования нижнего-среднего эоцена, обнажающиеся по северо-восточному крылу Лорийской грабен-синклинали (район сс. Привольное, Сарчапет) дислоцированы гораздо слабее (углы падения пластов в среднем 10—15°), чем синхронные образования Базумского антиклинория. При этом складки здесь имеют северо—северо-западное простирание в противоположность Базумскому хребту, пликативные структуры которого имеют близширотное простирание. Подобная виргация структур в северо-западной части Севано-Ширакского синкли-

нория обусловлена, вероятно, наличием здесь погребенного жесткого массива, являющегося восточным клинообразным выступом Сомхетской глыбы.

Из других разрывных нарушений в пределах Севано-Ширакского синклинория следует отметить следующее. Крупный разлом (типа крутого надвига, с движением масс с севера на юг) прослеживается от Амасийского района на западе и до Красносельска на востоке. Вдоль этого регионального разрывного нарушения на южном склоне Базумского хребта верхнемеловые отложения надвинуты на эоцен, а в районе г. Дилижан эоцен надвинут на печано-глинистые отложения олигоцена. В Мургузском хребте это нарушение фиксируется ненормальным контактом эоцена с юрой, а в районе сс. Фиолетово, Лермонтово, Головино — выходом минеральных источников и наличием брекчированных и гидротермально измененных пород.

Амплитуда вертикального смещения этого разлома в среднем составляет 1000—1500 м.

Сравнительно менее региональные и с меньшей амплитудой разрывные нарушения констатированы в районе Анкадзор-Сисимаданского рудного поля (Шагали-Эларское нарушение типа сдвига-надвига), по южному склону Ширакского хребта и в других местах.

Севанская впадина

Представляет в тектоническом отношении неогеновый синклинальный прогиб, наложенный на верхнемеловом-эоценовом структурном ярусе в центральной части Севано-Ширакского синклинория. Впадина эта выполнена миоценовыми, плиоценовыми и постплиоценовыми морскими, пресноводно-озерными и вулканогенно-пролювиальными образованиями, которые обнажаются в районе Норадузского мыса и г. Камо и собраны в ряд мелких антиклинальных и синклинальных складок северо-западного простирания, осложненных разрывными нарушениями. Наиболее отчетливо выделяются три антиклинальные складки, разделенные соответствующими синклиналями.

Наиболее хорошо обнажается антиклинальная складка, расположенная около 6 км к юго-востоку от с. Арцвакар, на обрывистом берегу оз. Севан. Здесь, в ядре складки, обнажаются дрейссенсиевые глины, туфопесчаники и туфобрекчии нижней (самой древней) свиты Сарыкаинской серии мио-плиоценового возраста, которые по крыльям складки несогласно покрываются пемзово-песковыми отложениями и диатомитово-дрейссенсиевыми глинами верхнего плиоцена. На северо-восточном крыле антиклинали пласты диатомитово-дрейссенсиевой свиты падают на СВ 50° , под углом $25-30^\circ$. На северо-западном продолжении описанной структуры расположена антиклинальная складка, обнажающаяся у с. Арцвакар, в правобережной части р. Гавар, сложенная гипсоносными глинами с банками мшанковых и гастроподовых известняков сарматского возраста.

Около 1,5 км к северу от описанной антиклинальной складки, также

на берегу оз. Севан, обнажается следующая небольшая антиклиналь, протягивающаяся также в северо-западном направлении, почти параллельно первой. В сводовой части этой складки обнажаются вулканогенные и осадочные породы верхнего плиоцена, которые по крыльям антиклинали несогласно покрываются четвертичными лавами и разнообразными пролювиальными наносами.

Далее к северу расположена довольно широкая и плоская синклинальная складка, ось которой проходит с юго-востока (на берегу оз. Севан) на северо-запад (между сс. Норадуз и Арцвакар). Осевая часть этой синклинали выполнена молодыми постплиоценовыми образованиями (галечники, лессовидные глины и другие пролювиально-делювиальные образования). В геоморфологическом отношении эта синклиналь представляет довольно плоскую равнину (Норадузскую), несколько согнутую в ее осевой части. Таким образом, прямая зависимость формы рельефа от пликвативной структуры района, а также участие молодых постплиоценовых образований в синклинальной структуре свидетельствуют о молодом (постплиоценовом) возрасте описываемой структуры.

Далее к северу следует третья, очень пологая антиклинальная складка, сложенная песчано-пеплово-галечниковыми отложениями верхней свиты Сарыкаинской 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.

В тектоническом строении описываемого района, где широко развиты неогеновые и четвертичные образования, существенно важную роль играют сбросовые нарушения. Подавляющее большинство из них является очень молодым и отражено в рельефе района.

Наиболее крупными являются три сбросовые нарушения, протягивающиеся в северо-западном, а местами и близмеридиональном направлении.

Первое из них проходит через Норадузский мыс. Этот сброс, на который насажен небольшой четвертичный вулкан, обуславливает очень крутой, обрывистый берег оз. Севан.

Следующее сбросовое нарушение проходит южнее первого, примерно по юго-западному крылу выше описанной пологой синклинальной складки. Здесь в результате этого нарушения обнажающиеся в небольших выемках пласты диатомитовых глин поставлены наголову и наблюдается ненормальный контакт верхней свиты Сарыкаинской серии со средней.

Еще южнее, примерно по линии г. Камо—с. Гегаркуни, в почти меридиональном направлении, на расстоянии около 10 км протягивается другая сбросовая линия. В результате этого нарушения нижнечетвертичные лавы (типа А по К. Н. Паффенгольцу) образуют крутой обрыв, обращенный к западу с амплитудой смещения около 100 м.

Кроме описанных в районе г. Камо, в области развития четвертичных лав, а также в береговой части оз. Севан, развит целый ряд мелких сбросовых нарушений с амплитудами от 2 до 10 м.

Гораздо более крупного масштаба разрывные нарушения отмечены к западу—юго-западу от Камосского района в районе Гегамского вулканического хребта. Здесь по линии этих разломов расположены многочисленные центры вулканических извержений и излияний четвертичного возраста.

Таким образом, можно заключить, что переход от Гегамского поднятия в Севанскую синклиналиную котловину осуществляется через ряд ступенчато-расположенных сбросовых нарушений, что в свою очередь свидетельствует о значительной роли последних в образовании котловины оз. Севан.

2. Возраст структур

Формирование тектонической структуры областей развития палеогеновых и неогеновых отложений Армянской ССР происходило в течение длительного периода времени, начиная от палеоцена и до современной эпохи включительно. Однако на фоне такой непрерывности тектогенеза были этапы, сравнительно непродолжительные, когда эти движения проявлялись более интенсивно чем в промежуточные, более длительные этапы. В течение этих непродолжительных этапов (так называемых «орогенических фаз») и происходило в основном формирование структур, а в связи с этим—и резкие изменения физико-географических условий как водных бассейнов, так и окружающей их суши.

Выделяются следующие основные фазы складчатости: 1) преддатская, 2) преднижнеэоценовая, 3) предсреднеэоценовая, 4) предверхнеэоценовая, 5) преолигоценовая, 6) предверхнеолигоценовая, 7) предсреднемиоценовая, 8) предэоценовая, 9) послепонтийская, 10) предакчагыльская, 11) предбакинская.

Эти фазы складчатости хорошо фиксируются угловыми и эрозионными несогласиями, перерывами и трансгрессивными залегами свит.

В конце маастрихта и перед датским ярусом происходят интенсивные тектонические движения по всему Антикавказу. В результате этих движений значительная часть его территории превращается в область размыва. В дат-палеоценовое время формируются небольшие прогибы, в которых происходит накопление преимущественно терригенных флишевых отложений. Последние в ряде мест трансгрессивно перекрывают различные горизонты верхнего мела. Только в мульдовых частях крупных синклиналий наблюдается постепенный переход от маастрихта в датский ярус. Не менее отчетливо датируется преднижнеэоценовая фаза складчатости. Отложения этого возраста в антиклинальных структурах трансгрессивно налегают на верхний мел и верхний палеозой (бассейн р. Веди), а в синклиналиях, согласно подстилаются палеоценом. Далее следует предсреднеэоценовая фаза складчатости. Вслед за этими движениями в среднем эоцене следует новое опускание территории Антикавказа, обусловившее обширную лютецкую трансгрессию—самую крупную в палеогене. Почти везде отложения среднего эоцена трансгрессивно и

с угловым несогласием ложатся на различные горизонты более древних пород вплоть до палеозоя.

В ряде мест установлены перерыв и несогласие на границе среднего и верхнего эоцена (точнее, на границе оверза и приабона). Предприабонская орогенная фаза впервые была установлена П. Д. Гамкрелидзе (1949) в Аджаро-триалетской складчатой зоне (триалетская фаза складчатости). В последние годы детальными исследованиями О. А. Саркисяна, Г. М. Акопяна, П. Л. Епрмяна, К. А. Мкртчяна, А. Т. Вегуни и автора настоящей работы доказано наличие предверхнеэоценовой фазы складчатости в Севано-Ширакском синклинии, в Айоцдзоре и других местах Армянской ССР.

В Кельбаджарском синклинии несогласие между средним и верхним эоценом установлено М. А. Кашкаем, В. Е. Хаином и Э. Ш. Шихалибейли (1950, 1952). Заметное затухание вулканизма в конце среднего эоцена (в оверзе) и интенсивное развитие его в верхней половине верхнего эоцена (в приабоне) следует поставить в прямую связь с указанными тектоническими движениями.

Конец эоцена и начало олигоцена является одним из основных этапов формирования современной тектонической структуры Антикавказа. Олигоценовые отложения почти повсеместно трансгрессивно налегают на подстилающие породы, только в крупных прогибах наблюдается постепенный переход от эоцена в олигоцен.

В последних предолигоценовые движения фиксируются резкими изменениями фаций при переходе от эоцена в олигоцен, в частности сменой карбонатных пород терригенными.

Следующая фаза складчатости имела место на границе среднего и верхнего олигоцена и четко датируется несогласным залеганием красноцветной молассовой свиты верхнего олигоцена—нижнего миоцена на отложениях нижнего-среднего олигоцена (Ереванский прогиб).

Далее следуют предсреднемиоценовые движения, обусловившие дислокацию верхнеолигоцен-нижнемиоценовых отложений и ингрессию моря в Среднеараксинскую котловину в среднем-верхнем миоцене.

Новые складкообразовательные движения происходили после сармата и перед мэотисом*. В результате этих движений начиная с мэотиса Антикавказ вовлекается в общее поднятие и вступает в континентальную стадию развития. Ими же обусловлено проявление мощного вулканизма в течение нижнего-среднего плиоцена (мэотис-понт—век продуктивной толщи). Предакчагыльские движения датируются несогласным залеганием верхнеплиоценовых образований на размытой поверхности мио-плиоценовой вулканогенной свиты.

Дислоцированность пресноводно-озерных и вулканогенных образований верхнего плиоцена в Ереванском прогибе и Севанской впадине свидетельствует о движениях, имевших место после плиоцена, в антропогене.

* Трансгрессивное залегание мактровых слоев в Ереванском и Нахичеванском прогибах указывает на наличие орофазы также перед верхним сарматом.

В антропогене происходили эпейрогенические движения дифференциального характера, выразившиеся в сводово-глыбовом поднятии древних антиклинальных массивов и грабенообразном опускании прогибов. Эти движения, многократно повторяющиеся в антропогене, вызвали интенсивную вулканическую деятельность, продукты которой в виде лавовых потоков в долинах рек покрывают террасовые образования разных возрастов.

В результате вышеуказанных тектонических движений и фаз складчатости слагающие территорию Армянской ССР отложения палеогена и неогена сгруппированы в структурные ярусы—дат-палеоценовый, нижнеэоценовый, среднеэоценовый, верхнеэоценовый, нижне-среднеолигоценый, верхнеолигоцен-нижнемиоценовый, средне-верхнемиоценовый, мзотис-понтический, верхнеплиоценовый, разграниченные несогласиями и поверхностями трансгрессии.

3. О генезисе и о некоторых особенностях структур

Пликативные структуры палеогеновых и неогеновых отложений Армянской ССР характеризуются дугообразным планом пространственного их расположения, преобладающим развитием брахиаксиальных, несимметричных складок, слабым развитием линейных структур, а также кулисообразным расположением антиклинальных и синклиналиных складок.

Большинство пликативных структур палеогенового возраста имеют северо-западное (так называемое Кавказское) простирание, что соответствует очертанию геосинклиналиных прогибов, внутри которых они развивались. Так как главнейшие неотектонические зоны имеют дугообразную форму, обращенную выпуклостью к северу, план расположения пликативных структур этих зон в общей совокупности также вырисовывает дугу. Поэтому антиклинальные и синклиналиные складки, имеющие северо-западное простирание в юго-восточных частях Антикавказа, в северо-западной части последнего становятся широтными, а затем принимают юго-западное простирание. Складки северо-восточного или «антикавказского» простирания широко развиты в Ереванском прогибе (ераносская, шорагбюрская, разданская и другие антиклинальные складки) и соответствуют простиранию прогиба, а равно и изопакитам.

Складки антикавказского простирания развиты также в других районах Антикавказа (Ордубадский синклинорий, Нахичеванский соленосный бассейн, Кельбаджарский синклинорий) и детально описаны в работах Ш. А. Азизбекова (1961) и М. А. Кашкая и Г. П. Тамразяна (1956).

Вторая важная особенность структур палеогеновых и неогеновых отложений заключается в том, что подавляющее большинство антиклинальных и синклиналиных складок имеет брахиаксиальную форму, что обусловлено брахигеосинклиналиным характером прогибов, в которых развивались складчатость. Как мы увидим дальше, отдельные геосин-

клинальные зоны, в которых происходило накопление осадков в палеогене и неогене, состояли из сравнительно более мелких прогибов брахисинклинального типа, разделенных зонами поперечных поднятий. В этих брахигеосинклинальных прогибах кулисообразно, а местами и четкообразно расположенных в отношении друг к другу и развивались брахиантиклинали, брахисинклинали, центриклинали и куполовидные поднятия (Еревано-Вединской синклинорий).

Складки Ереванского прогиба, а также большинство пликативных структур в бассейне р. Веди, Айоцзорском и Севано-Ширакском синклинориях характеризуются асимметричностью строения. При этом крутые крылья антиклиналей часто осложнены флексурами и разрывными нарушениями. Этот факт позволяет предполагать, что несимметричность пликативных структур в данном случае связана с разломами фундамента и отражает блоковые движения последнего.

Касаясь взаимоотношения палеогеновых структур с более древними мезозойскими и палеозойскими структурами, следует отметить следующее. Наблюдения показывают, что при формировании верхних структурных этажей существенную роль играл тектонический план мезозойского и палеозойского субстрата.

В этом отношении показательно соотношение структурных ярусов верхнего мела и нижнего палеогена. Общий план складчатости этих двух структурных ярусов в целом один и тот же, хотя нередко случаи трансгрессивного залегания эоцена на различных горизонтах верхнего мела. При этом унаследованность развития в данном случае выражается не только в том, что палеогеновые структуры повторяют простирание меловых структур. Она находит свое отражение также в плане развития зон поднятий и прогибов и в распределении мощностей отложений. В приараксинской зоне такая же унаследованность наблюдается в структуре палеогеновых отложений по отношению к герцинскому структурному ярусу.

Факты показывают, что унаследованный тип развития структур образуется в крупных, длительно развивающихся прогибах, в которых хотя неоднократно происходят складкообразовательные движения, поднятие и регрессия, которые затем сменяются опусканием и осадконакоплением, тем не менее в общем плане распределения больших и малых мощностей кардинальных изменений не происходит.

В тех случаях, когда новый геосинклинальный прогиб по своему плану развития не соответствует предыдущему, а пересекает его, между их пликативными структурами наблюдается дискордантное соотношение (район Цахкуняцкого хребта и др.).

ГЛАВА IV

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ИСТОРИИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ АРМЯНСКОЙ ССР В ПАЛЕОГЕНЕ И НЕОГЕНЕ

Общие замечания

Настоящая глава не претендует на всестороннее освещение геологической истории Армянской ССР в палеогеновое и неогеновое время, а имеет целью отметить ее основные черты, поскольку это возможно на основе имеющихся стратиграфических, тектонических и регионально-геологических данных. Для более полного освещения истории геологического развития любого региона земной поверхности всегда необходимо сочетание стратиграфических, палеонтологических и тектонических данных с данными детальными исследований литолого-минералогических особенностей пород. К сожалению, литология и минералогия палеогеновых и неогеновых отложений Армянской ССР пока еще недостаточно изучены. Также недостаточно изучены литолого-минералогические особенности древних допалеогеновых отложений, что имеет немаловажное значение при восстановлении области питания палеогеновых и неогеновых бассейнов и выяснении ряда других характерных фациальных особенностей палеогеновых и неогеновых толщ.

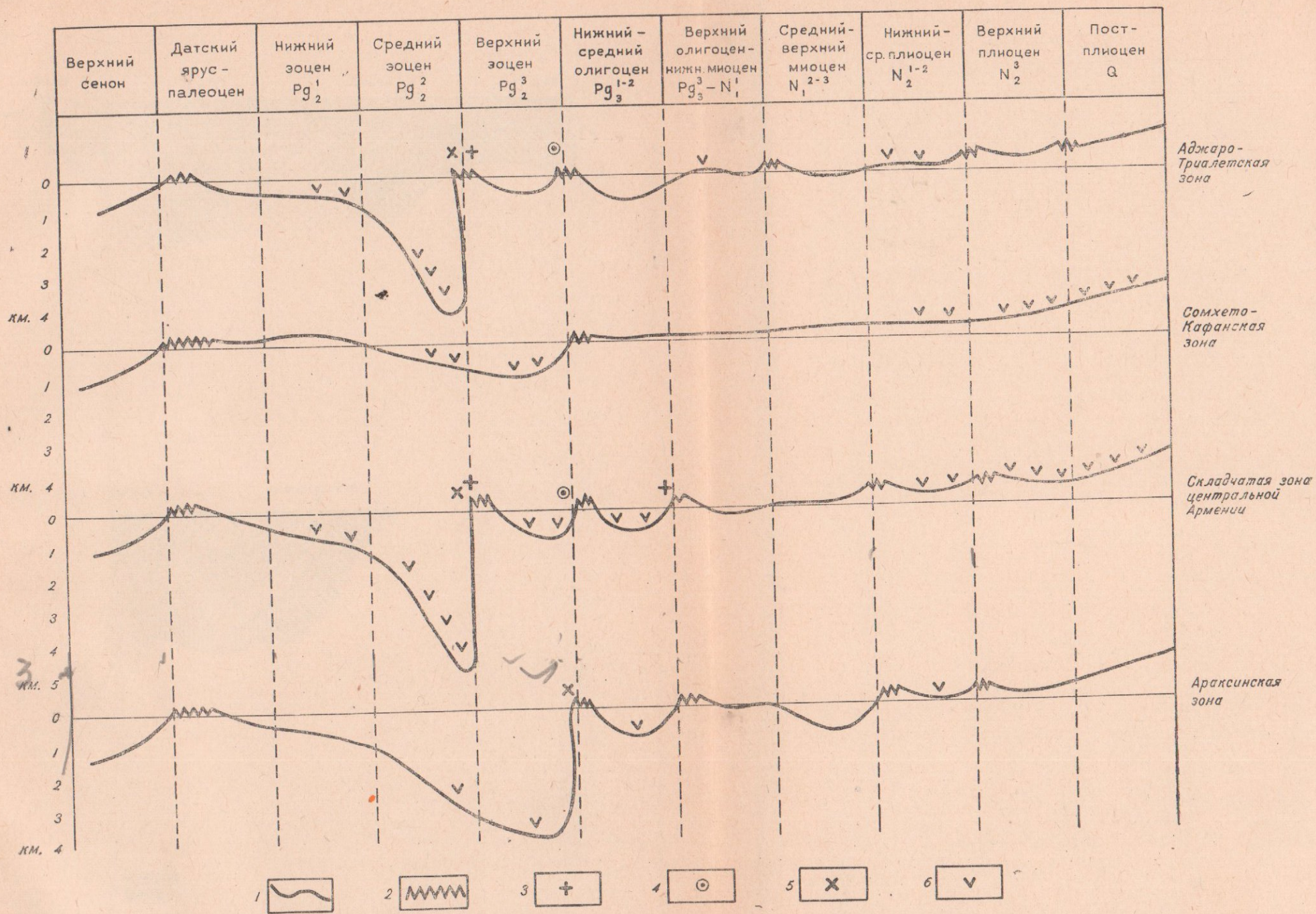
История отдельных эпох и ярусов, выделение которых соответствует предельной возможности стратиграфического расчленения палеогеновых и неогеновых отложений республики, иллюстрируется соответствующей палеогеографической схемой.

Для каждой из выделенных стратиграфических единиц приводится характеристика геотектонического режима, движений земной коры, магматической деятельности, фаций осадков, гидрологического режима бассейна, а также геологии областей размыва.

Армянская ССР в конце верхнего мела

Верхнемеловые отложения на Антикавказе имеют широкое распространение и характеризуются относительной устойчивостью фаций.

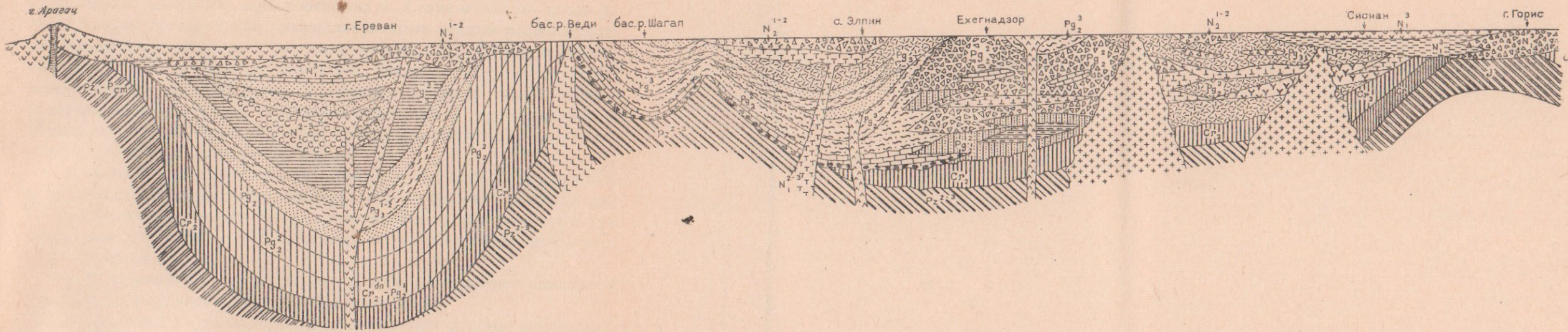
На основании распределения фаций и мощностей меловых отложений В. П. Ренгартен (1956, 1959) выделяет на Антикавказе три геосин-



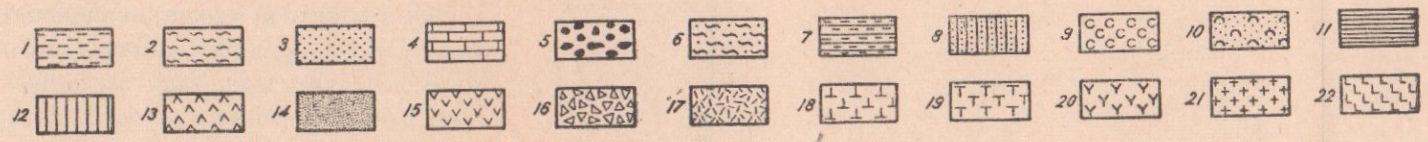
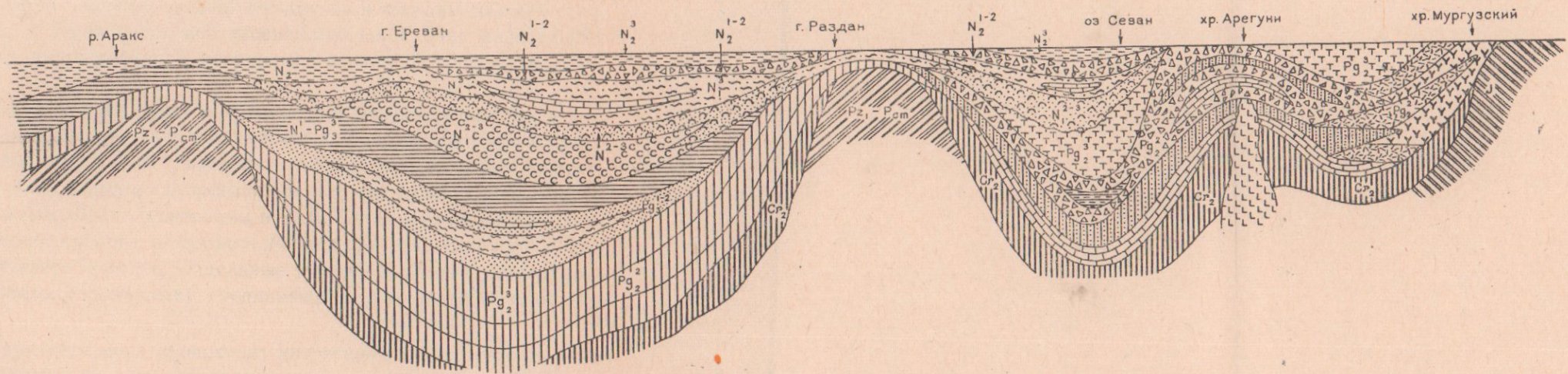
ФИГ. 5. СХЕМА ДВИЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ И МАГМАТИЧЕСКОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ НА АНТИКАВКАЗЕ В ПАЛЕОГЕНЕ И НЕОГЕНЕ
 1. Кривая колебательных движений. 2. Главнейшие тектонические фазы. 3. Кислые интрузии. 4. Щелочные интрузии. 5. Основные и ультраосновные интрузии. 6. Эффузивный вулканизм.

СХЕМАТИЧЕСКИЕ СВОДНЫЕ ФАЦИАЛЬНЫЕ РАЗРЕЗЫ ПАЛЕОГЕНОВЫХ И НЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ АРМЯНСКОЙ ССР

По линии гора Арагац — гор. Ереван — Ехегнадзор — Сисиан — гор. Горис



По линии р. Аракс — гор. Ереван — бас. оз. Севан — хр. Арегуни — хр. Мургузский



ФИГ. 6.

Условные обозначения

1. Пресноводно-озерные отложения (диатомиты, глины, пески, песчаники и др.). 2. Глины. 3. Песчаники. 4. Известняки зоогенные. 5. Базальные конгломераты. 6. Переслаивание песчаников, глин, мергелей и известняков. 7. Туфо-сланцы. 8. Туфопесчаники. 9. Каменная

соль с прослоями и пачками глин и песчаников. 10. Гипсоносные глины, песчаники и мергели. 11. Конгломераты, песчаники, глины (молассы). 12. Песчано-глинистый флиш. 13. Андезиты. 14. Дациты. 15. Базальты, андезито-базальты. 16. Туфопесчаники, туфоконгломе-

раты, туфы, туфобрекчии. 17. Измененные андезиты, их туфы, туфобрекчии. 18. Туфы, туффиты. 19. Трахиты, дациты, липарито-дациты, липариты, их туфы и туфобрекчии. 20. Порфириты и их пирокласты. 21. Интрузии кислого состава. 22. Интрузии основного и ультраосновного состава.

клинальные зоны (геосинклинали второго порядка—интрагеосинклинали), характеризующиеся большой мощностью осадков, их полнотой, непродолжительностью перерывов и менее грубыми фациями. Первая геосинклиналиальная зона протягивалась вдоль северных предгорий Антикавказа, вторая—вдоль северного побережья оз. Севан и третья—вдоль долины Аракса. Между этими геосинклиналиальными зонами располагались две геоантиклиналиальные зоны (интрагеоантиклинали), характеризующиеся сокращенной мощностью отложений, частыми перерывами, сопровождающимися значительными размывами осадков перед новыми трансгрессиями. Северная геоантиклиналиальная зона протягивалась от Иджевана через Мургузский хребет в нагорную часть Карабаха, а южная—от Гегамского хребта до Кафана.

В соответствии с различными режимами колебательных движений в указанных пяти зонах одновременные отложения развиваются в различных фациях. В северной геосинклиналиальной зоне накапливаются вулканогенные отложения в низах верхнего мела и мергелисто-известковистые в верхах.

В Иджеванской геоантиклиналиальной зоне преобладают известковистые фации, а вулканогенные сильно сокращаются.

В Севанской интрагеосинклинали отлагаются мощные сланцевые и мергелистые толщи, приобретающие флишевый характер. В Центрально-армянской (Армаган-Кафанской) геоантиклиналиальной зоне фации отличаются пестротой, с преобладанием песчаников и песчанистых известняков. Наконец, в Приараксинской геосинклиналиальной зоне развиваются внизу мощные терригенные, а вверху мергельно-известковистые отложения.

Примерно такую же схему расположения геосинклиналиальных и геоантиклиналиальных зон (прогибов и поднятий) для верхнемелового времени на Антикавказе дает и В. В. Тихомиров (1950₂). При этом важно отметить, что эти зоны поднятия и прогибания, как это справедливо отмечалось В. Е. Хаиным, Л. Н. Леонтьевым и В. В. Тихомировым не представляли собой единого целого, а состояли из ряда примыкавших друг к другу структур второго порядка. Отдельные участки поднятия разделялись узкими прогибами (проливами), соединяющими две соседние зоны опускания.

В конце верхнего мела происходят интенсивные тектонические движения, охватывающие весь Антикавказ.

В результате этих (ларамийских) движений происходят поднятия крупного масштаба и обусловленная ими регрессия. Геоантиклиналиальные зоны, а также значительная часть геосинклиналиальных прогибов в дат-палеоценовое время представляли собой главным образом области размыва, что подтверждается отсутствием на этих участках отложений датского яруса—палеоцена, а, с другой стороны, трансгрессивным налеганием нижнего эоцена и лютета на различные горизонты более древних отложений, вплоть до палеозоя.

Указанные верхнемеловые движения сыграли крупную роль в фор-

мировании современной тектонической структуры вышеотмеченных геоантиклинальных зон и в особенности Сомхетско-Кафанской, которая, начиная с этого времени, вступает в стадию преобладания континентального режима развития.

В конце верхнего мела и в начале палеогена процесс осадконакопления продолжается только в осевых частях Прикуринского, Приараксинского и Севано-Акеринского прогибов.

Датский ярус — палеоцен

В результате верхнемеловых (ларамийских) движений в начале палеогена уже определились те основные структурные зоны, которые в дальнейшем развивались и усложнялись в течение палеогена.

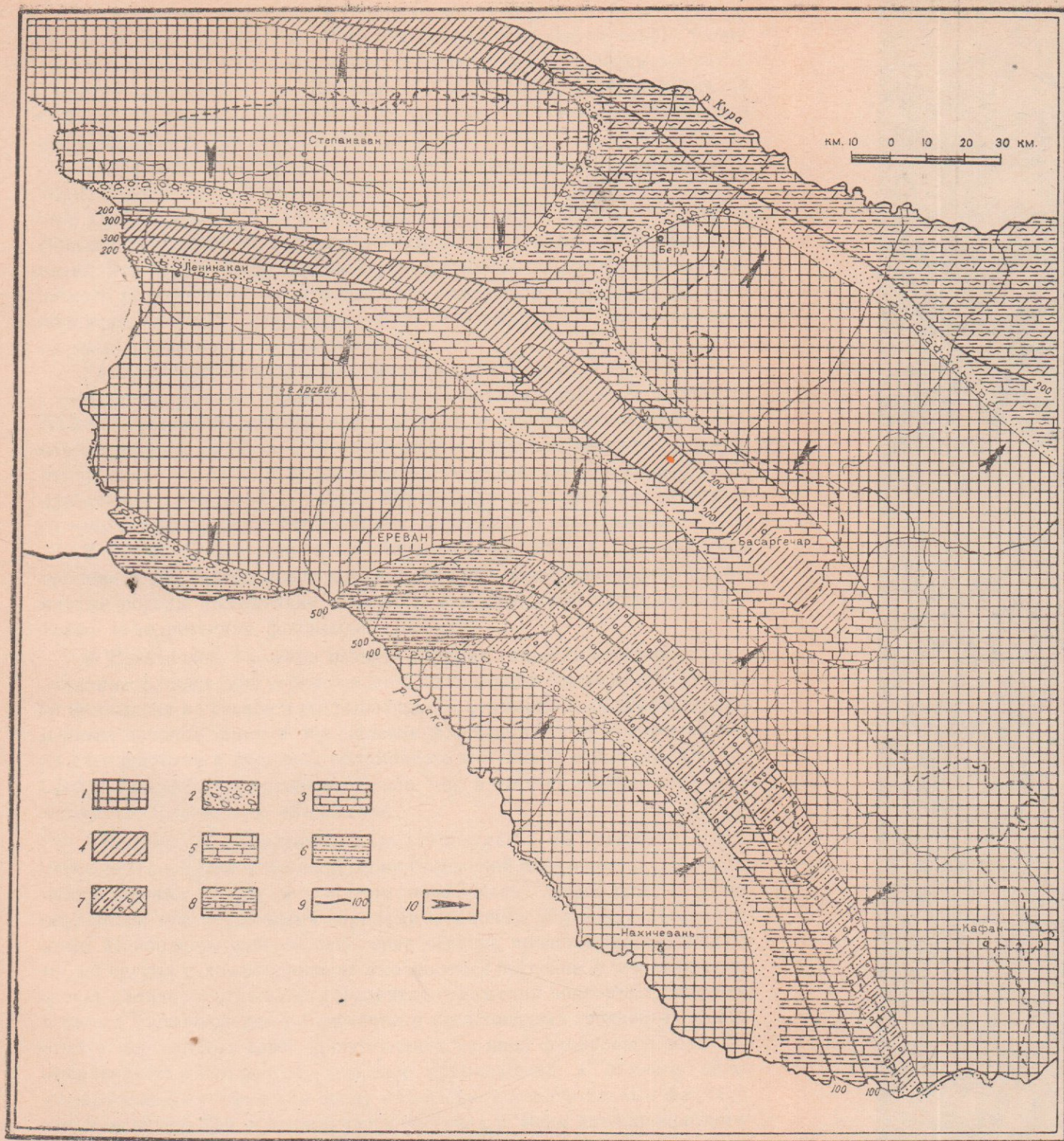
В области Антикавказа в это время формировались Сомхето-Карабахское, Анкаван-Сюникское и Араратско-Джюльфинское геоантиклинальные поднятия (или интрагеоантиклинали), которые были разделены соответствующими геосинклинальными прогибами (интрагеосинклиналями), а именно: между Араратско-Джюльфинской и Анкаван-Сюникской геоантиклиналями образовалась Еревано-Ордубадская интрагеосинклиналь, а между Анкаван-Сюникской и Сомхето-Карабахской геоантиклиналями — Ширакско-Севанская (Севано-Акеринская) интрагеосинклиналь. К северу от Сомхето-Карабахской геоантиклинали располагался Прикуринский (Аджаро-Кировабадский) геосинклинальный прогиб. Перечисленные структурные зоны протягивались параллельно друг другу и имели в общем дугообразную форму с преобладанием, однако, северо-западного простирания.

Как отмечалось в предыдущей главе, эти структурные элементы Антикавказа были заложены еще в верхнем мелу. Таким образом, указанные геотектонические зоны не являются новообразованиями палеогенового периода, а представляют структуры, унаследованные от верхнемелового времени.

Отмеченные геоантиклинальные поднятия в конце верхнего мела и в начале палеогена представляли собой области размыва, что доказывается отсутствием на этих участках отложений даний-палеоцена, а также верхних горизонтов сенона и трансгрессивным налеганием среднего эоцена.

Однако эти поднятия, сложенные в основном верхнемеловыми отложениями, по-видимому, не являлись сплошной сушей, а представляли цепи вытянутых в северо-западном направлении островов, разделенных узкими меридиональными проливами; при помощи последних морские водоемы соседних геосинклинальных прогибов сообщались друг с другом. Указанные проливы располагались по линии, совпадающей с наиболее сильно прогнутыми частями соседних геосинклинальных зон. Такой пролив, в частности, намечался в районе Иджевана (Иджеванский пролив) в Сомхето-Карабахской зоне.

Представляется весьма вероятным существование еще одной синклинальной седловины в бассейне р. Раздан (Разданский поперечный прогиб) в Анкаван-Сюникской зоне.



ФИГ. 7. ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ СХЕМА АРМЯНСКОЙ ССР И ПРИЛЕГАЮЩИХ РАЙОНОВ АНТИКАВКАЗА
Датский ярус—палеоцен

1. Области размыва. Области накопления осадков: 2. Конгломаты и песчаники. 3. Известняки. 4. Ритмичное чередование туфогенных песчаников, глин, алевритов, мергелей, туффитов и др. (флиш Боржомского типа). 5. Карбонатно-глинистый флиш (чередование глин, песчаников,

мергелей и известняков). 6. Песчано-глинистый туфогенный флиш. 7. Терригенно-карбонатный флиш (чередование глин, песчаников, известняков и конгломератов). 8. Известняки, мергели, глины. 9. Линии равных мощностей (изопахиты). 10. Направление сноса обломочного материала.

Указанными проливами и седловинами, представляющими в структурном отношении крупные поперечные синклинальные перегибы, геосинклинальные зоны разделялись на отдельные крупные антиклинории—Сомхето-Алавердский и Шамхорско-Карабахский антиклинории в Сомхето-Карабахской зоне и на Цахкуняцкий и Гегамско-Сюникский антиклинории в Анкаван-Сюникской зоне.

Интрагеосинклинали, расположенные между описанными геосинклинальными зонами, также не были едиными в структурном отношении. Они состояли из чашеобразных прогибов (брахигеосинклиналей), которые были разделены узкими зонами поперечных поднятий. Эти брахигеосинклинали характеризуются полнотой стратиграфического разреза и большой мощностью осадков; разделяющие их зоны поднятия, наоборот, характеризуются маломощными отложениями и частыми перерывами и несогласиями.

Распределение фаций в бассейнах имеет следующий характер.

В западной части Прикуринской геосинклинальной зоны, в области Аджаро-Триалегии, датский ярус выражен пестроцветными мергелями, известняками и глинами, а палеоцен вместе с нижним эоценом представлен флишем, состоящим из ритмического чередования песчаников, глин, аргиллитов и мергелей. В районе Кировабада отложения датского яруса—палеоцена представлены глинами, мергелями и известняками.

В Севано-Ширакском геосинклинальном прогибе и Иджеванском проливе в дат-палеоценовое время отлагались преимущественно карбонатные породы (известняки, мергели), а в мульдовой части первого—также и терригенные флишоидные осадки.

В Ереванском бассейне развита мощная глинисто-песчаная, туфогенная флишоидная серия осадков, налегающая без видимого углового несогласия на сеноне и покрывающаяся фаунистически охарактеризованным нижним эоценом. Накопление флишевых пород произошло как за счет размыва и привноса обломочного материала с Анкаван-Сюникской и Араратско-Джюльфинской зон, так и за счет подводных и надводных вулканических извержений.

Вулканическая деятельность то усиливалась, то затухала, вследствие чего в разрезе указанной серии отложений отдельные пласты чисто вулканогенных пород (в основном порфиритов) чередуются с разнообразными туфоосадочными породами и главным образом туфопесчаниками. Накопление флишоидной серии осадков происходило, по-видимому, на крутых склонах сильно прогибавшегося бассейна, о чем свидетельствует наличие в отдельных горизонтах отложений подводных оползней, а также многочисленные включения в песчаниковых горизонтах глинистых и мергелистых глыб, происходящих из иной фациальной зоны. По направлению к юго-востоку, т. е. при приближении к области сноса (Араратско-Джюльфинская зона) наблюдаются значительные фациальные изменения. Так, в южной части бассейна р. Веди дат-плиоцен представлен мощной (до 1 км) свитой глинистых песчаников и конгломератов, которая без видимого углового несогласия, но явно трансгрессивно

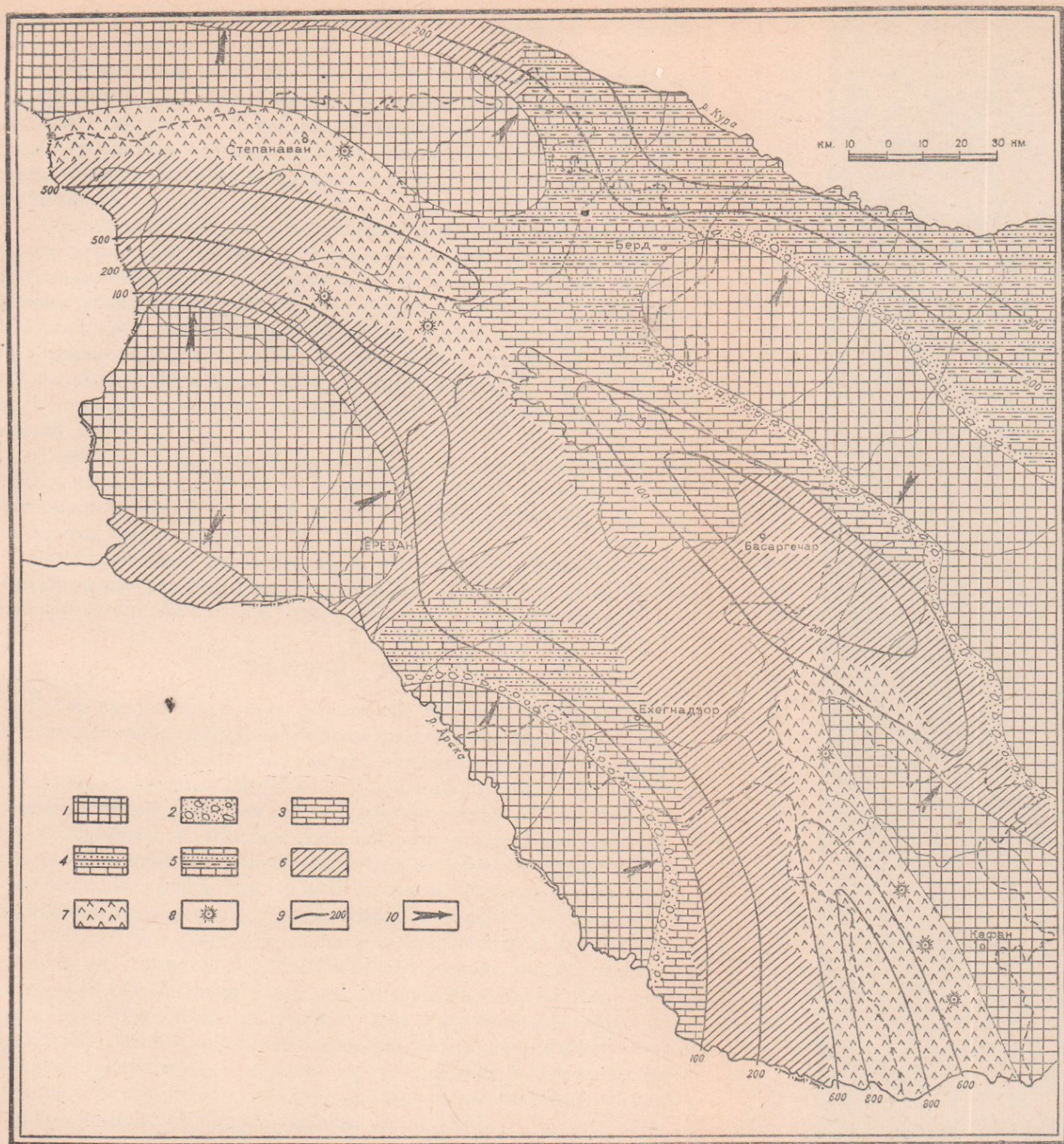
налегает на отложения сенона. Здесь в нижней части свиты преобладают конгломераты с многочисленными обломками палеозойских и верхнемеловых пород и грубозернистые песчаники, что указывает на прибрежную часть бассейна. Этот обломочный материал поступал с юга, т. е. с Араратско-Джувльфинской геоантиклинальной зоны, которая, начиная с верхнемелового времени (или даже с юрского времени), представляла собой область размыва. В этой части Ереванского бассейна, наряду с увеличением количества грубообломочного материала, что было связано с приближением к береговой части бассейна, намечается также резкое уменьшение (почти до полного сокращения) количества вулканогенных материалов.

Севернее указанной прибрежной зоны в рассматриваемое время отлагались терригенные флишевые отложения с фукоидами и гиероглифами, которые трансгрессивно перекрывают различные горизонты верхнего мела. Подобные терригенные флишевые породы отлагались также в Ордубадском прогибе.

На пространстве между Ордубадским и Ереванским прогибами отложения дат-палеоценового возраста отсутствуют. Здесь, на различных горизонтах отложений верхнего мела и верхнего палеозоя трансгрессивно залегают породы среднего, а местами и нижнего эоцена. Однако, учитывая значительные мощности дат-палеоценовых отложений в Ереванском и Ордубадском прогибах, их большое фациальное сходство, а также существование единой Еревано-Ордубадской зоны прогиба, можно полагать, что эти отложения на этом участке отлагались, но в последующем были смыты перед эоценовой трансгрессией.

Таким образом, краткий обзор распределения фаций датского яруса—палеоцена показывает, что преобладающим типом осадков для рассматриваемой эпохи являются флиш или флишеподобные туфогенные отложения, отлагавшиеся в наиболее сильно прогибавшихся частях геосинклинальных бассейнов, в условиях резко выраженных колебательных движений. Последние временами сопровождались вулканической деятельностью.

Сравнительно меньшим распространением пользуются карбонатные фации, приуроченные к Севано-Ширакскому прогибу и Иджеванской синклинальной седловине. Подобное различие фаций в указанных зонах обусловлено, по-видимому, тем, что области размыва, окружающие Аджаро-Триалетский и Еревано-Ордубадский прогибы, характеризовались сильно расчлененным горным рельефом в противоположность Севано-Ширакской зоне, область питания которой, напротив, имела менее расчлененный, более или менее сглаженный рельеф. Характер рельефа в свою очередь зависит от тектонических движений. Последние проявились более интенсивно в Аджаро-Триалетии и на южном склоне Антикавказа, где дат-палеоценовые отложения в большинстве случаев несогласно и трансгрессивно налегают на различные горизонты подстилающих древних свит и характеризуются большими мощностями (до 1 км). Здесь области накопления осадков представляли собой узкие флишевые про-



ФИГ. 8. ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ СХЕМА АРМЯНСКОЙ ССР И ПРИЛЕГАЮЩИХ РАЙОНОВ АНТИКАВКАЗА
Нижний эоцен

1. Области размыва. Области накопления осадков: 2. Конгломераты, песчаники. 3. Известняки. 4. Конгломераты, песчаники, известняки. 5. Известняки, мергели, глины, песчаники. 6. Ритмичное чередование туфогенных песчаников, глин, алевроли-

тов, мергелей, реже известняков, туфитов и др. (туфогенно-терригенный флиш). 7. Эффузивы и их пирокласты преимущественно порфиритового состава. 8. Предполагаемые центры вулканических извержений. 9. Линии равных мощностей (изопахиты). 10. Направление сноса обломочного материала.

гибы, расположенные между растущими «Кордильерами», в условиях сильных колебательных движений.

В центральной части Антикавказа (Севано-Ширакская зона) и в Прикуринской зоне тектонические движения имели менее дифференциальный характер и проявились сравнительно слабо. Отлагавшиеся здесь карбонатные отложения имеют небольшую мощность (до 100 м) и местами постепенными переходами связаны с подстилающими карбонатными же породами маастрихта.

Характерной особенностью флишевых отложений дат-палеоцена является также слабое развитие фауны, что обусловлено, по-видимому, теми крупными изменениями физико-географических условий и в частности биономических факторов бассейнов, которые происходили в конце верхнего мела в результате интенсивных тектонических движений. В это время обширный верхнесенонский открытый водоем распался на отдельные мелкие, изолированные или слабо сообщающиеся друг с другом бассейны, в которых устанавливался, по-видимому, ненормальный газовый и солевой режим.

В связи с указанными резкими изменениями физико-географических условий в конце верхнего мела, как известно, происходит массовое вымирание многих важнейших групп фауны и флоры (иноцерамы, аммониты, белемниты, глоботрунканы и др.).

Благоприятными биономическими условиями, в частности теплым климатическим режимом, характеризовался дат-палеоценовый бассейн Прикуринской зоны, в котором обитались морские ежи и мшанки.

Нижний эоцен

После крупного поднятия и регрессии, имевших место на рубеже верхнего мела и палеогена, новая трансгрессия начинается в нижнем эоцене и достигает максимума развития в среднем эоцене. Общий план расположения крупных структурных элементов, заложенный в дат-палеоценовое время, в нижнем эоцене существенных изменений не претерпевает. Основные геодоминантные поднятия и геосинклинальные прогибы, которые отчетливо вырисовывались в верхнем мелу и дат-палеоцене, продолжают развиваться и в нижнем эоцене. Однако в связи с общим прогибанием Антикавказа, охватывающем не только прогибы, но и соседние участки поднятий, площади осадконакопления расширяются. Вместе с тем происходит дальнейшее расчленение геосинклинальных прогибов на сравнительно более мелкие чашеобразные прогибы, разделенные геодоминантными перемычками. Указанные прогибы характеризуются сравнительно полным разрезом отложений нижнего эоцена, большими мощностями, в то время как на участках поперечных поднятий мощности отложений резко сокращаются и трансгрессивность их залегания сказывается более отчетливо.

Сомхетско-Алавердское, Шамхорско-Карабахское, Кафанское, Арагатское и, вероятно, Арагацское геодоминантные поднятия представляли собой области размыва, что доказывается отсутствием на этих

участках отложений нижнего эоцена, как и дат-палеоэоцена, прибрежным характером нижнеэоценовых отложений, развитых по периферии этих антиклинальных поднятий, а также наличием в составе обломочных пород нижнего эоцена многочисленных полуокатанных галек из пород, слагающих указанные поднятия.

Фации нижнего эоцена характеризуются значительной разнообразностью. В унаследованных от дат-палеоэоценового времени прогибах (Ереванский, Ордубадский, Севано-Ширакский, Аджаро-Триалетский прогибы) накопились терригенные флишевые (флишеоидные) осадки, а по северо-восточной периферии Антикавказа—известняки, глины, песчаники, мергели. В бассейне р. Веди и западном Айоцдзоре значительным развитием пользуются органогенные (нуммулитовые) известняки, трансгрессивно залегающие на подстилающих отложениях. Появление в отложениях нижнего эоцена фауны нуммулитов свидетельствует о значительном расширении морского водоема, широкой связи последнего с бассейном Средиземноморской области и о теплых климатических условиях морских водоемов. В южном Сюнике и в западной части Севано-Ширакского синклиналия в нижнем эоцене происходила вулканическая деятельность, по-видимому, в водных условиях, что доказывается наличием в толще вулканогенных пород (порфириты) линз и прослоев известняков и других туфоосадочных пород с морской фауной.

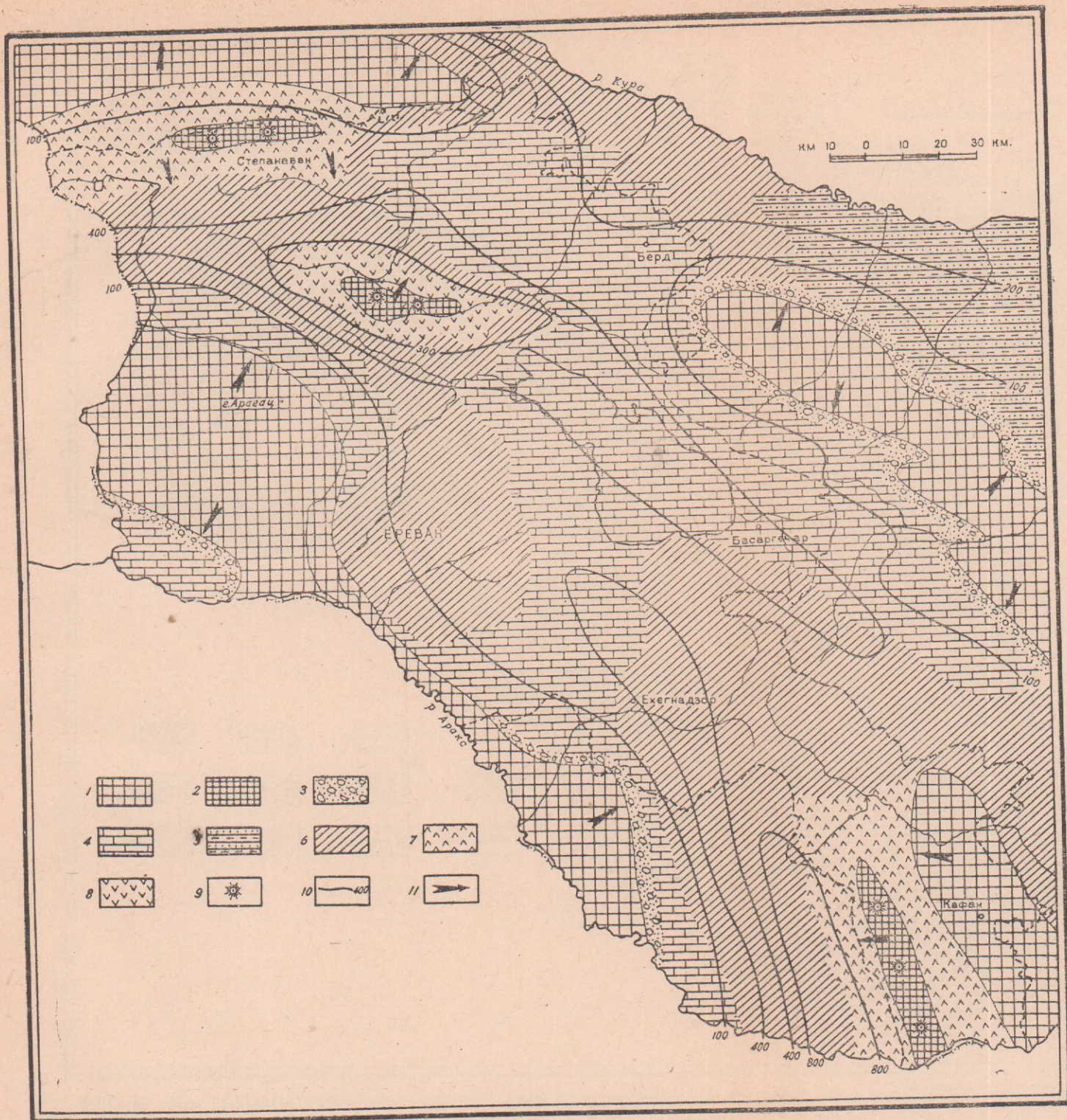
Центры извержений были расположены вдоль Анкаван-Сюникского и Севанского разломов, начало заложения которых отмечается еще с палеозоя и верхнего мела.

Средний эоцен

В среднем эоцене следует новое грандиозное опускание страны, обусловившее обширную трансгрессию—самую крупную на Антикавказе и палеогеновое время. На малом Кавказе средний эоцен трансгрессивно и несогласно налегает на размытую поверхность более древних отложений от нижнего эоцена и до палеозоя включительно. Только на отдельных участках указанных выше тектонических прогибов (брахигеосинклиналей) породы его связаны постепенными переходами с отложениями нижнего эоцена.

В рассматриваемое время в геотектоническом режиме территории Армянской ССР существенных изменений не происходило. Основные структурные зоны, заложенные еще с верхнемелового времени, продолжают существовать и в среднем эоцене. Однако, в связи с общим опусканием страны, значительная часть геоантиклинальных зон погружается под уровень моря и только их незначительная часть выступает в виде отдельных островков.

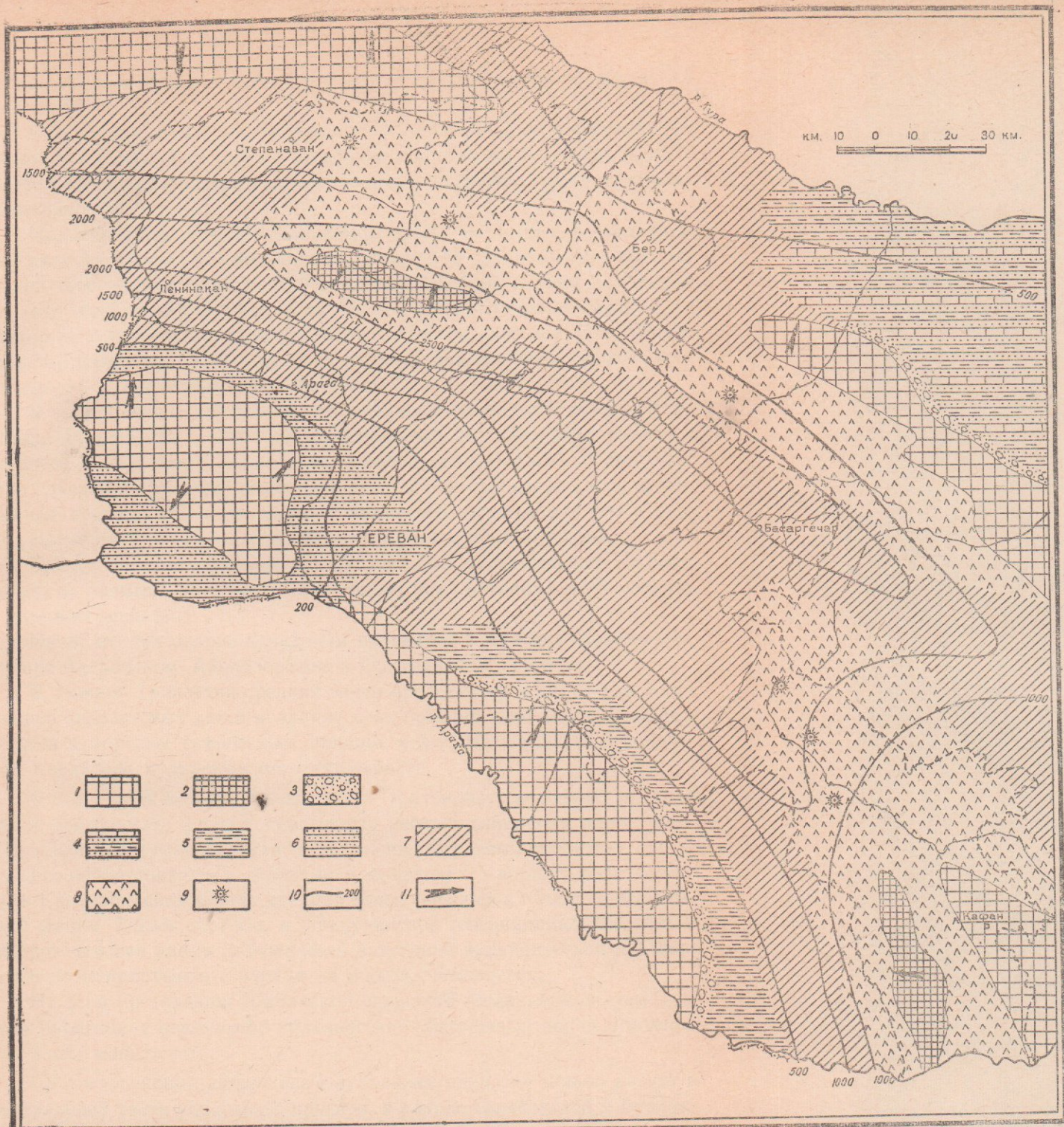
В Сомхето-Карабахской геоантиклинальной зоне выше уровня моря находились районы Кедабек—Степанакерт и Сомхетской глыбы. Эти участки суши, сложенные в основном вулканогенными породами юры и вулканогенно-осадочными породами верхнего мела были разделены Иджеванским (Агстевским) проливом, связывающим морские бас-



ФИГ. 9. ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ СХЕМА АРМЯНСКОЙ ССР И ПРИЛЕГАЮЩИХ РАЙОНОВ АНТИКАВКАЗА
Средний эоцен (нижняя часть)

1. Области размыва (суша тектоническая). 2. Области размыва (суша вулканическая). 3. Области накопления осадков: 4. Конгломераты, песчаники. 5. Нуммулитовые известняки, местами туфогенные, с прослоями песчаников. 6. Песчаники, глины, мергели, известняки. 7. Туфопесчаники, туфоалевролиты, туффиты, туфы, реже туфогенные

мергели и известняки (туфогенно-терригенный флишонд). 8. Эффузивы и их пирокластолиты преимущественно порфиристового состава. 9. Порфириды, кварцевые порфиры и их пирокласты. 10. Центры вулканических извержений. 11. Линии равных мощностей (изопахиты). 12. Направление сноса обломочного матернала.



ФИГ. 10. ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ СХЕМА АРМЯНСКОЙ ССР И ПРИЛЕГАЮЩИХ РАЙОНОВ АНТИКАВКАЗА
Средний эоцен (верхняя часть)

1. Области размыва (суша тектоническая). 2. Области размыва (суша вулканическая). Области накопления осадков: 3. Конгломераты, песчаники. 4. Песчаники, глины, мергели, известняки. 5. Глины и песчаники с прослоями мергелей и известняков. 6. Песчано-глинистый туфогенный флиш. 7. Туфоосадочная свита: туфоалевролиты, ту-

фопесчаники, туффиты, туфы, туфобрекчи, туфоконгломераты с внутри-формационными эффузивными покровами преимущественно основного состава. 8. Эффузивы преимущественно основного состава и их пирокласты. 9. Центры вулканических извержений. 10. Линии равных мощностей (изопахиты). 11. Направление сноса обломочного материала.

сейны, расположенные к северу и к югу от Сомхетско-Карабахской геоантиклинали.

В Анкаван-Сюникской геоантиклинальной зоне область размыва намечается в Кафанском районе. Довольно широкая полоса суши вырисовывается в Приараксинской зоне, по линии гора Арагац—Джульфинский антиклинорий.

Наличие суши в рассматриваемое время на вышеперечисленных участках доказывается уменьшением мощностей среднеэоценовых отложений геосинклинальных прогибов по направлению к этим районам и тем, что терригенная часть этих отложений состоит главным образом из обломков пород, слагающих указанные области размыва. Это обстоятельство позволяет также наметить направление привноса терригенного материала в среднеэоценовые бассейны.

В связи с общим опусканием страны геосинклинальные зоны претерпевали дальнейшее прогибание и расширение, что дало возможность в среднеэоценовое время накоплению мощных толщ осадков. В большинстве случаев погружение геосинклинальных зон сопровождалось интенсивным проявлением подводного и наземного вулканизма, чем в значительной степени обусловлена пестрота распределения фаций.

Вокруг центров извержений образовались вулканические острова, продукты размыва которых в виде обломочных материалов накопились в соседних водоемах.

Наиболее интенсивно вулканизм проявился в Аджаро-Триалетском, Севано-Акеринском, Айоцзорском и Ордубадском прогибах.

В Аджаро-Триалетии средний эоцен представлен мощной (до 3 км) толщей андезитовых лав и вулканических брекчий, переслаивающихся с туфами и морским туфогенным флишем, что свидетельствует о подводном характере вулканической деятельности.

К востоку от Аджаро-Триалетии, в Притбилисском районе, средний эоцен представлен фацией туфогенных песчано-глинистых пород, прослаивающихся туфобрекчиями и туфоконгломератами (горизонт «запутанного напластования»). Далее, по направлению к востоку и юго-востоку, в Кировабадском районе средний эоцен выражен в глинисто-мергелистой фации. Таким образом, в Прикуринской геосинклинальной зоне в среднеэоценовое время наблюдается затухание вулканической деятельности по направлению с запада на восток—юго-восток.

На всем протяжении Ширакско-Севанского геосинклинального прогиба происходит накопление вулканогенно-обломочных пород огромной (до 3 км) мощности.

Среднеэоценовый эффузивный вулканизм наиболее мощно развит в центральной части указанного прогиба, в районе Памбакской и Бундукской группы интрузивных пород. Как к востоку, так и к западу от указанного участка вулканогенные породы фациально замещаются туфоосадочными флишеподобными отложениями, в которых интрузивные породы или отсутствуют полностью, или же пользуются ничтожным развитием. Точно такая же картина наблюдается в Айоцзоре и Зангезуре.

В последних вулканогенные фации среднего эоцена, как и верхнего эоцена и олигоцена, приурочены к Зангезурскому хребту и примыкающим районам восточного Айоцдзора, где широко развиты интрузивные образования того же возраста (Мегринский плутон и его апофизы).

К западу от указанного района вулканогенные породы эоцена, как и олигоцена, фациально замещаются сначала туфоосадочными, а затем чисто осадочными образованиями, в которых интрузии отсутствуют. Этот факт свидетельствует о том, что существует парагенетическая связь между эффузивным и интрузивным вулканизмом и что обе эти формы магматического процесса находятся в генетической связи с разломами глубокого заложения (Габриелян, 1961₃). Об этом свидетельствует также общее сходство химического состава одновозрастных эффузивных и интрузивных образований Армянской ССР, указываемое С. И. Баласаняном.

Туфогенные фации представлены разнообразными туффитами и туфами, переслаивающимися с туфосланцами, туфопесчаниками, туфоконгломератами, а также туфогенными известняками и мергелями. В туфопесчаниках и туфогенных известняках во многих местах встречается фауна нуммулитов и редко пелеципод и гастропод, датирующих среднеэоценовый возраст вмещающих свит. Вулканогенные фации среднего эоцена выражены различными порфиритами, кварцевыми порфирами, альбитофирами, кератофирами, диабазами и их пирокластическими разностями.

Изменение фаций вулканогенных пород, и в частности локальное развитие эффузивов, позволяет с приблизительной точностью наметить центры вулканических извержений. Вокруг последних образовались многочисленные вулканические острова, которые затем размывались и продукты их накапливались в бассейне. Такие суши возникали главным образом в периферических частях отдельных прогибов, в районах поперечных поднятий (например, в средней части Памбакского хребта), а также вдоль крупных разломов.

Другие центры вулканических извержений, в виде крупных подводных трещин располагались в наиболее сильно прогнутых частях интрагеосинклиналей.

По периферии вулканических островов в ряде мест (гор. Лалвар, бассейн р. Бабаджан, район с. Меличка в Айоцдзоре и др.) создались благоприятные условия для развития мелководной бентонной фауны крупных фораминифер (нуммулитов), пелеципод, гастропод, морских ежей и др.

В указанных местах в составе вулканогенно-обломочных образований среднего эоцена в виде крупных линз встречаются нормально-осадочные фации, представленные зоогенными известняками, песчаниками и глинами.

В известняках, отчасти, и в песчаниках встречается богатая фауна нуммулитов, пелеципод с толстостенными раковинами, а также крупных, массивных и богато скульптурированных раковин гастропод и морских ежей. Указанная фауна свидетельствует о теплом, тропическом, харак-

тере климата среднеэоценового бассейна, а также о нормальном гидрологическом режиме (в частности, о нормальной солености) последнего.

В Еревано-Ордубадском геосинклинальном прогибе фации среднего эоцена характеризуются также большой разнообразностью. Так, в западной части Ереванского бассейна отлагается толща флишеподобных туфогенных фукоидных песчаников и глин, очень бедных остатками ископаемых организмов. Только в низах толщи редко встречаются мелкие нуммулиты и оперкулины, датирующие возраст отложений. Вулканический материал поступал, по всей вероятности, из района бассейна р. Веди, где на обширном поле развития туфогенного среднего эоцена отчетливо вырисовываются центры вулканических извержений в виде хорошо сохранившихся андезитовых даек.

Далее к востоку вулканическая деятельность среднеэоценового времени постепенно затухает. В юго-восточной части Ереванского прогиба, (в бассейне р. Шагап), средний эоцен представлен чисто морскими песчано-глинистыми и известняковыми отложениями, резко трансгрессивно налегающими на размытую поверхность верхнего мела и верхнего палеозоя. В основании среднего эоцена залегают мощные базальные конгломераты. Здесь, в разрезе среднего эоцена отчетливо выделяются две свиты: нижняя—известняковая и верхняя—песчано-глинистая.

Нижняя свита представлена светло-серыми, желтовато-серыми и желтовато-белыми массивными органогенными известняками с горизонтом базального конгломерата в основании. В известняках встречается чрезвычайно богатая фауна нуммулитов, указывающая на неритовую область накопления осадков, характеризующуюся тропическим климатом и нормальными гидрологическими условиями бассейна. Верхняя свита согласно налегает на нижнюю и сложена в основном серыми глинами (главным образом песчанистыми) и мергелями с отдельными, многочисленными тонкими, а иногда и мощными, прослоями нуммулитовых известняков и песчаников. В период отложения верхней свиты на фоне общего погружения бассейна, по-видимому, происходили колебательные движения, обусловившие смену фации нуммулитовых известняков фациями более глубоководных осадков (глины и др.).

В эпохах преобладания нисходящих движений происходило резкое ухудшение биомических условий бассейна и в первую очередь газового режима, чем обусловлено почти полное отсутствие бентонной фауны в глинистых породах, наряду с пышным развитием ее в известняковых и песчанистых фациях, образовавшихся в этапы восходящих движений.

К востоку от бассейна р. Шагап, в районе зоны поперечного поднятия, разделяющего Ереванский бассейн от Айоцзорско-Ордубадского, наблюдается резкое уменьшение мощностей указанных свит среднего эоцена, а также выпадение из разрезов ряда горизонтов последних. Это обстоятельство, несомненно, обусловлено тем, что здесь, на общем фоне колебательных движений преобладала тенденция поднятия.

Далее, в северо-западной части Айоцзорско-Ордубадского бассей-

на, т. е. в западном Айоцдзоре, фации среднего эоцена очень сходны с только что описанными фациями восточной части Ереванского бассейна. Здесь также накапливаются в основном известняковые фации в низах разреза и песчано-глинистые—в верхах его. К востоку от района Гетап—Ехегвадзор морские осадочные фации вновь замещаются туфогенными породами, в свою очередь сменяющимися по направлению к востоку вулканогенно-обломочными образованиями, очень близкими по составу среднему эоцену Севано-Ширакской зоны. Вулканогенные фации среднего эоцена прослеживаются далее на восток, слагая значительную часть Зангезурской геоантиклинали.

Накопление этой мощной (до 2 км) свиты происходило в условиях непрерывно прогибающегося мелководного бассейна, о чем свидетельствует богато представленная фауна нуммулитов, а также хорошо скульптурированных пелеципод и гастропод, встречающихся в отдельных горизонтах туфогенных пород.

В составе туфогенных пород Айоцдзора значительную роль играют фации рифовых образований (кораллово-нуммулитовые известняки), встречающихся в виде отдельных, изолированных участков и образовавшихся, по-видимому, в прибрежных склонах вулканических островов.

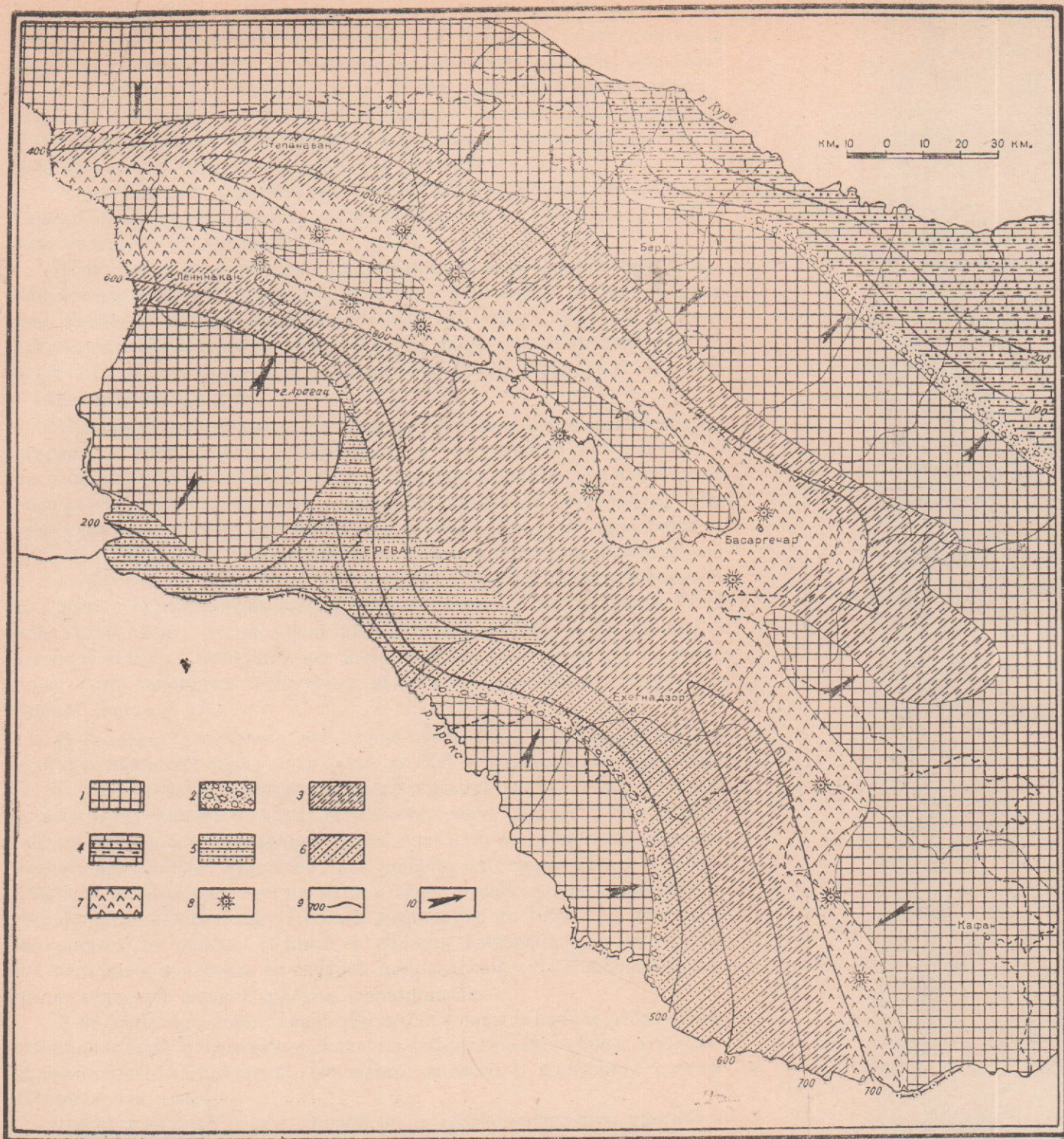
Распределение мощностей осадков показывает, что образовавшиеся еще в начале палеогена отдельные прогибы (брахигеосинклинали)—Ереванский и Айоцдорско-Ордубадский—продолжают существовать и в среднем эоцене. Их разделяет узкая зона поперечного поднятия, расположенная в водораздельной части между бассейнами рр. Веди и Арпа. Эта зона поднятия хорошо выраженная и в современной структуре рассматриваемого региона (выход палеозоя по линии Урцский хребет—бассейн р. Аргичи) почти перпендикулярно пересекает длинные оси вышеуказанных прогибов и характеризуется малой мощностью осадков палеогена, а также выпадением из разреза ряда горизонтов последнего.



Верхний эоцен

Конец среднего эоцена и начало верхнего является одним из узловых этапов в палеогеновой истории Антикавказа. В результате происшедших в это время мощных складкообразовательных движений в плане расположения крупных структурных элементов (прогибов и поднятий) происходят значительные изменения. Наиболее интенсивно проявились эти движения в Аджаро-Триалетской и Севано-Акерцнской геосинклинальных зонах (триалетская фаза складчатости) и сравнительно менее сильно—в Ереванском и Айоцдорско-Ордубадском прогибах.

В Севано-Ширакском прогибе происходит инверсия в геотектоническом режиме. Его осевая полоса (наиболее прогнутая часть в среднем эоцене) геоантиклинально воздымается, превращаясь в область размыва (зона центрального поднятия). Севернее и южнее этого поднятия формируются краевые прогибы—Лорийский на севере и Памбакский на юге. Важно отметить, что эти прогибы и поднятия отчетливо выражены в современной структуре Севано-Ширакского синклиория.



ФИГ. 11. ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ СХЕМА АРМЯНСКОЙ ССР И ПРИЛЕГАЮЩИХ РАЙОНОВ АНТИКАВКАЗА
Верхний эоцен

1. Области размыва (суша тектоническая). Области накопления осадков: 2. Конгломераты, песчаники. 3. Туфо-осадочные образования (туфогенные песчаники, глины, туффиты, туфы и др.). 4. Глины, песчаники, мергели, известняки. 5. Песчано-глинистый туфогенный флиш. 6. Нумму-

литовые известняки, песчаники, глины. 7. Эффузивы преимущественно кислого и щелочного состава и их пирокластолиты. 8. Центры вулканических извержений. 9. Линии равных мощностей (изопахиты), 10. Направление сноса терригенного материала.

Зона центрального поднятия соответствует крупной антиклинальной складке, протягивающейся по линии сс. Арданиш—Цовагюх—Фиолетово—г. Кировакан—с. Амасия, вдоль долин рек Дзыкнагет—Агстев—Памбак. Краевым прогибам соответствуют Памбакско-Ширакская и Базумская синклиналильные структуры, тянувшиеся приблизительно вдоль водораздельных частей одноименных хребтов.

Таким образом, современные основные орографические элементы Севано-Ширакского синклинория по отношению к структурным элементам являются обращенными.

Точно такие же изменения в плане расположения прогибов и поднятий происходили и в Аджаро-Триалетской зоне. Здесь также центральная, наиболее прогнутая часть зоны превращается в поднятие, соответствующее водораздельной части Аджаро-Триалетского хребта, севернее и южнее которого формируются краевые прогибы—Горийский на севере и Ахалцихский на юге.

Предверхнеэоценовые тектонические движения сопровождаются интенсивным проявлением интрузивного и эффузивного вулканизма. В частности, в это время происходит внедрение гранитоидов и ультраосновных интрузий Севанского офиолитового пояса. В результате этих движений значительно увеличивается площадь суши, по сравнению со средним эоценом, за счет сокращения морских водоемов. Широкая полоса суши (область размыва) формируется севернее Севано-Акеринского прогиба—Сомхето-Кафанская зона поднятия. В южной части Антикавказа, в плане расположения прогибов и поднятий, по сравнению со средним эоценом существенных изменений не происходит. В прогибах происходит накопление осадочных, вулканогенно-осадочных и вулканогенных пород.

В Аджаро-Триалетии в это время отлагаются мелководные фации песчано-глинистых пород мощностью до 600 м, налегающих, по данным П. Д. Гамкрелидзе, трансгрессивно на вулканогенную толщу среднего эоцена. В песчаниках и глинах встречается очень богатая фауна пеллеципод, гастропод и сравнительно мало нуммулитов, характеризующих возраст вмещающих отложений как приабонский ярус. Далее, в районе Тбилиси, развита свита песчаников и глин, в низах разреза битуминозных (Навтлугская толща) с общей мощностью до 1000 м. К востоку и юго-востоку от района Тбилиси, в области Кировабада, развиты глины, песчаники и мергели со скудной макрофауной, но с довольно богато представленной фауной мелких фораминифер.

В краевых прогибах Севано-Ширакской зоны в начале верхнего эоцена происходит накопление различных туфоосадочных пород, а затем—вулканогенных образований основного, кислого и щелочного состава (Памбакская свита).

Далее к югу, в Ереванско-Ордубадском геосинклиналильном прогибе, в плане распределения фаций не происходит принципиальных изменений по сравнению со средним эоценом. В северо-западной части прогиба, в Ереванском бассейне, продолжают накапливаться песчано-глинистые

флишеподобные туфогенные осадки со скудной фауной нуммулитов и гораздо реже пелеципод. В бассейне р. Веди (восточная часть Ереванского бассейна) и в западном Айоцдзоре (северо-западная часть Айоцдзорско-Ордубадского бассейна) происходит накопление мелководных песчано-глинистых и известняковых осадков. В известняках и сравнительно редко в песчаниках встречается очень богатая фауна нуммулитов, кораллов, морских ежей, пелеципод и гастропод. Раковины последних характеризуются богатой скульптурированностью, крупными (гигантскими) размерами (отдельные виды гастропод из рода *Cerithium* достигают 0,5 м длины) и толстыми стенками. Ассоциация фауны с отмеченными характерными особенностями указывает на теплый тропический климат мелководного верхнеэоценового бассейна указанной области, характеризующегося нормальным гидрологическим режимом (газовый режим, соленость и т. д.).

В Айоцдзоре после некоторого затишья вулканической деятельности в начале верхнего эоцена происходит ее новая вспышка в верхней половине последнего; продукты ее в виде андезитовых покровов, даек и их грубообломочных пирокластических разностей здесь широко развиты.

В конце верхнего эоцена происходят новые мощные тектонические движения, сыгравшие крупную роль в создании современной тектонической структуры Антикавказа. Однако эти преолигоценные (пиренейские) движения имели разную интенсивность в отдельных геотектонических зонах. Наиболее сильно проявились они в центральной части Антикавказа (в Севано-Акеринской геосинклинальной зоне и в прилегающих частях соседних геоантиклинальных зон), которая, начиная с этого времени, теряет геосинклинальный характер развития и превращается в геоантиклиналь.

В результате этих движений дислоцируются мощные вулканогенные свиты эоцена Севано-Акеринского прогиба и образуются многочисленные антиклинальные и синклинальные складки, составляющие его современные структурные элементы.

Сравнительно более слабо проявились верхнеэоценовые движения в Еревано-Ордубадской геосинклинальной зоне, где они выразились в дальнейшем прогибании Ереванского и Ордубадского бассейнов, обусловившим новый цикл осадконакопления в олигоценное время. Однако и здесь, в зонах поперечных поднятий и антиклинальных структурах, в конце эоцена происходила регрессия, что обусловило размыв эоценовых отложений и в дальнейшем трансгрессивное наложение олигоцена.

Верхнеэоценовые движения вызывали также мощную интрузивную деятельность. В это время происходит внедрение самого крупного в Закавказье Мегринского гранодиоритового плутона, Памбакского комплекса щелочных пород, а также ряда других, сравнительно мелких интрузивов, развитых в Кироваканском и Дилижанском районах, в Айоцдзоре, в Нахичеванской АССР и других частях Антикавказа.

Заслуживает внимания определенная закономерность в пространственном расположении интрузивов в отношении геоструктурных зон.

Так, Памбакский комплекс интрузивов расположен в пограничной полосе между Анкаван-Сюникской и Севано-Акеринской зонами, а Мегринский плутон—между Анкаван-Сюникской и Еревано-Ордубадской зонами. Многочисленные выходы ультраосновных пород, в основном эоценового возраста, расположены по швам Севано-Акеринской и Сомхетско-Карабахской зон.

Таким образом, приведенные примеры показывают, что интрузивная деятельность верхнеэоценового времени развивалась по широким швам между отдельными геотектоническими зонами, то есть по наиболее подвижным участкам земной коры, сильно реагирующим на тектонические движения. Несомненно, что подобное пространственное расположение интрузивных массивов связано с зонами глубинных разломов, которые в большинстве случаев возникают по швам отдельных геотектонических зон.

В заключение несколько более подробно остановимся на биономических условиях бассейна, существовавшего на территории Антикавказа в средне- и верхнеэоценовое время.

Наличие в отложениях среднего и верхнего эоцена огромного количества ископаемых форм, характерных обычно для открытых бассейнов (нуммулиты, кораллы, морские ежи и др.), свидетельствует о том, что эоценовый морской бассейн Антикавказа был крупным водоемом и широко сообщался с бассейнами других районов Крымско-Кавказской области, а также со Средиземноморской областью Европы и Азии. Об этом свидетельствует также присутствие в эоценовых отложениях Армении ряда ископаемых форм, характерных и для эоцена указанных выше областей (разные виды средне- и верхнеэоценовых нуммулитов, *Variatium fallax* Korob., *V. naltschikensis* Korob., *Pseudamussium corneum* Sow., *Spondilus buchi* Phyll. и др.).

Для суждения о глубине бассейна также имеются веские фаунистические данные. Общий характер фауны среднего и верхнего эоцена говорит о том, что эоценовый бассейн Антикавказа был мелководным; глубина его не превышала 200 м.

О небольшой глубине морского водоема (50—60 м), в котором происходило накопление осадков, свидетельствуют нуммулиты, колониальные кораллы, также наличие водорослей (*Lithothamnium* и др.). Комплекс фауны содержит как детритоядные и плетоядные, так и растительные формы, что также свидетельствует о мелководном характере бассейна.

Эоценовое море Антикавказа характеризовалось нормальной соленостью воды, что подтверждается присутствием в составе фауны большого количества стеногалинных форм (кораллы, морские ежи, нуммулиты и др.). Почти повсеместное распространение указанной фауны в области развития эоценовых отложений указывает на более или менее сходные условия, существовавшие в разных частях этого морского водоема.

Морской бассейн средне- и верхнеэоценового времени характеризу-

вался также нормальным газовым режимом, о чем может свидетельствовать пышное развитие бентоса, присутствие в грунте илоедов и т. д.

При восстановлении биомических условий бассейнов прошлых времен важное место занимает выяснение температурного режима водоема. Как известно, температурный режим воды зависит от ряда факторов, среди которых наиболее важным являются географическое положение бассейна, морские течения и вертикальная циркуляция воды. Первый из отмеченных факторов обуславливает нагревание или охлаждение поверхностных частей воды бассейна, а второй фактор вызывает нагревание или охлаждение нижних слоев воды.

Комплекс фауны среднего и верхнего эоцена, несомненно, свидетельствует о теплом, тропическом характере климата бассейна. Этому способствовали оба вышеуказанные факторы—географическое положение Антикавказа и существование свободной вертикальной циркуляции водной массы. Быстрой и свободной вертикальной циркуляции воды в значительной степени способствовали: а) мелководный характер бассейна и б) многочисленные водные притоки, стекавшие с островов, существовавших среди обширного эоценового моря. Указанные факторы вызвали повышение температуры придонной части водной массы, что обусловило в свою очередь пышное развитие теплолюбивой фауны моллюсков (вариантуссимовой, толстостенных и крупнораковинных устриц, гастропод), кораллов, нуммулитов, морских ежей и др.

Жарким и влажным климатом характеризовались области размыва, о чем свидетельствует основной растительный покров того времени. По Я. Б. Лейе, в составе флоры преобладали вечнозеленые, субтропические и тропические элементы и различные хвойные.

Таким образом, можно утверждать, что средне- и верхнеэоценовый бассейн Антикавказа в общем характеризовался нормальным гидрохимическим режимом.

Однако временами в отдельных частях этого бассейна происходило и ухудшение этих благоприятных для развития органической жизни биомических условий. Такие изменения намечаются для верхнелютетского (второй половины среднеэоценового) времени в восточной части Ереванского прогиба (бассейн р. Веди), где отложившаяся в это время свита песчано-глинистых пород очень бедна бентонной фауной. Аналогичную картину мы наблюдаем и для среднеэоценового времени в западной части Ереванского бассейна.

Для выяснения вопроса о происхождении средне- и верхнеэоценовой фауны Армении важное значение имеет то обстоятельство, что отложения нижнего эоцена—палеоцена почти не содержат остатков макрофауны. Отсюда можно заключить, что богато представленная фауна среднего и верхнего эоцена (нуммулиты, пелециподы, гастроподы, морские ежи и др.) является в основном пришлой. Фауна эта эмигрировала, по видимому, из Северного Кавказа, из Западной Европы (из Парижского бассейна) и, несомненно, из Средиземноморской области Европы и Северной Африки. Об этом свидетельствует также большое сходство видов

вого и в особенности родового состава средне- и верхнеэоценовой фауны Армении с фауной одновозрастных отложений указанных областей.

Нижний—средний олигоцен

В связи с верхнеэоценовыми движениями, как отмечалось выше, происходили значительные изменения в структурном развитии Антикавказа, в результате чего в нижнем и среднем олигоцене наблюдается уже иная план расположения геотектонических зон. В соответствии с геоантиклинальным поднятием всей центральной части Антикавказа, в олигоцене произошла миграция геосинклинальных прогибов, с одной стороны; к северу, в Аджаро-Триалетию (Ахалцихский бассейн) и Прикуринскую зону, а, с другой стороны, к югу, в Приараксинскую зону Армении и Нахичеванской АССР. И там, и тут имеется непрерывный разрез всего палеогена, в то время как в разделяющей их геоантиклинальной зоне морские отложения олигодена отсутствуют.

В Приараксинской (Еревано-Ордубадской) и в Прикуринской зонах, в результате преолигоденовых движений происходило дальнейшее прогибание, что создало возможность мощного осадконакопления в олигоцене.

Новая инверсия происходит в геотектоническом развитии Севано-Акеринского прогиба. Интенсивное поднятие происходит в верхнеэоценовых краевых прогибах—Лорийском и Памбакском, а зона центрального поднятия, напротив, испытывает некоторое погружение. Она в олигоцене преобразуется в наложенную впадину—Дилжанско-Амасийскую, в которой устанавливается пресноводно-озерный режим и происходит накопление песчано-глинистых, угле-сланценосных отложений. Значительное опускание происходит также в самой юго-восточной части Севано-Акеринской интрагеосинклинали (Нижнеакеринский прогиб), где в олигоцене устанавливается морской режим (Акеринский залив майкопского бассейна).

Таким образом, в нижнем и среднем олигоцене на Антикавказе мы имели следующие основные структурно-фациальные зоны.

В центральной части Антикавказа путем объединения трех самостоятельных геотектонических зон, существовавших до конца верхнего эоцена (Сомхетско-Карабахская, Анкаван-Сюникская и расположенная между ними Севано-Акеринская, зоны) образовалась крупная Антикавказская геоантиклиналь.

К югу от последней располагалась Приараксинская (Еревано-Нахичеванская) геосинклинальная зона, состоящая из трех самостоятельных прогибов (Ереванского, Айюцзорского и Нахичеванского), разделенных поперечными поднятиями.

Еревано-Нахичеванская зона имела дугообразный план расположения, причем Ереванский прогиб протягивался по направлению с юго-запада на северо-восток, а Нахичеванский прогиб—с северо-запада на юго-восток.

Как уже отмечалось в предыдущей главе, такое расположение Ереванского прогиба в основном и определило в дальнейшем северо-восточное или так называемое антикавказское простираие формировавшихся здесь пликативных структур.

К северу от Антикавказской геосинклинали располагались Ахалцихский остаточный прогиб и Куринская геосинклинальная зона.

К югу от Еревано-Нахичеванской геосинклинальной зоны продолжала существовать Араратская зона поднятия.

Антикавказская геосинклиналь являлась главным водоразделом между Куринским и Приараксинским олигоценовыми бассейнами и большей частью представляла собой область размыва. Именно эта суша и дала то огромное количество терригенного материала, который накапливался в указанных морских бассейнах.

Значительная часть терригенного материала поступала в Еревано-Нахичеванский бассейн и с юга, из области Араратской геосинклинали. Распределение осадков в бассейнах ниже- и среднеолигоценового времени имело следующий характер.

В Ахалцихском остаточном прогибе отложения ниже-среднеолигоценового возраста выражены песчано-глинистыми породами с богатой моллюсковой фауной. В верхней части разреза развиты красноцветные лигнитноносные породы.

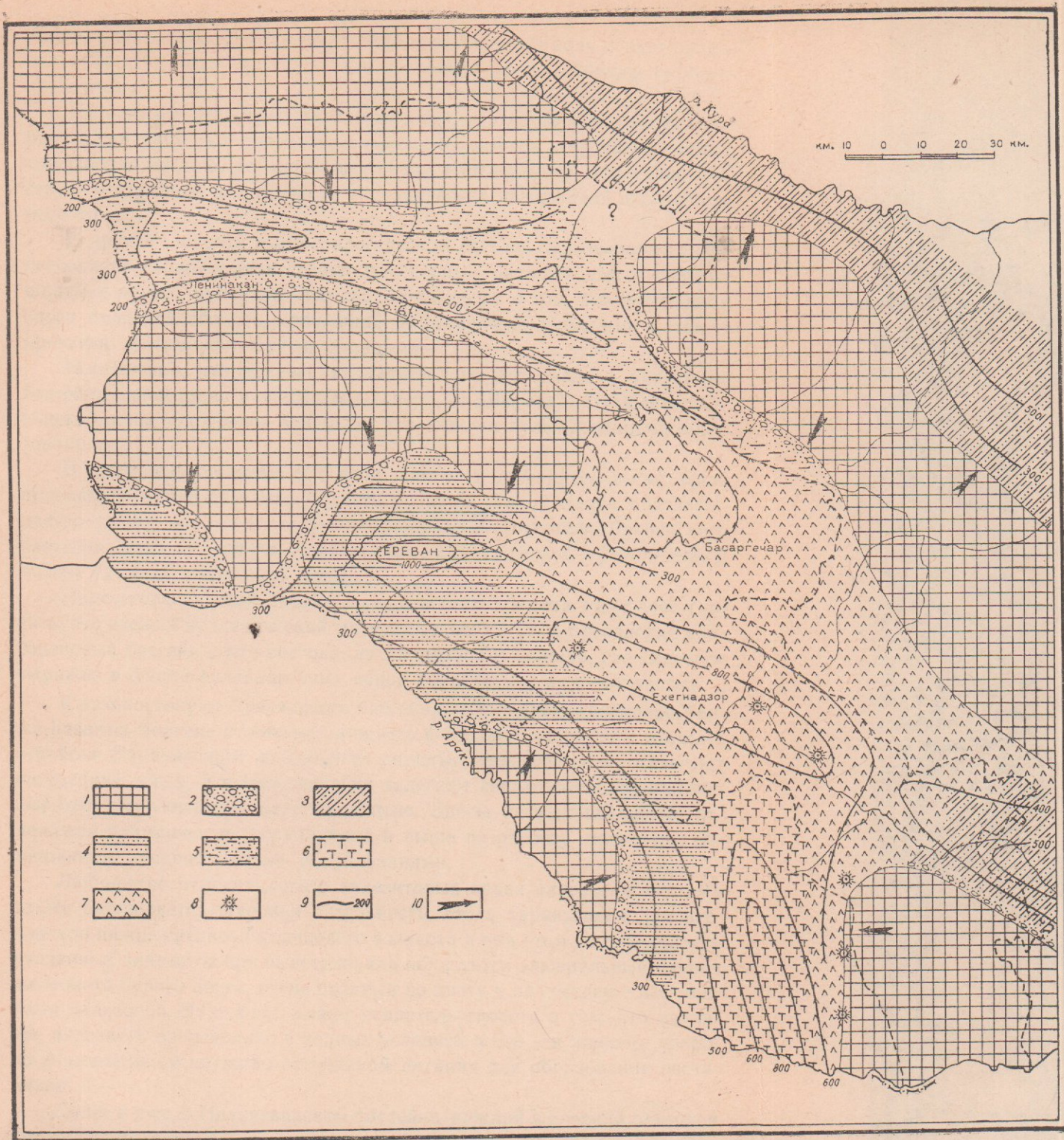
В восточной части Аджаро-Триалетской зоны и в Притбилисском районе нижний и средний олигоцен представлены песчаниками и глинами с прослоями вулканического пепла мощностью до 1000 м, а местами и больше.

Далее к юго-востоку, в Кировабадском районе, нижний и средний олигоцен выражены в песчано-глинистой фации мощностью до 800 м майкопского типа с прослоями конгломератов и со скудной фауной *Pectunculus obovatus* Lam. и др.

Отложения нижнего и среднего олигодена Приараксинской геосинклинальной зоны по литологическому составу и ископаемой фауне имеют значительные черты сходства с синхронными образованиями Прикуринской зоны (Ахалцих—Тбилиси—Кировабад). Однако вместе с тем наблюдаются и определенные черты различия.

В Шорагбюрской антиклинальной долине и в бассейне р. Веди нижний и средний олигоцен представлены мощной (около 1000 м) свитой песчано-глинистых пород, причем в нижней части разреза преобладают желтовато-бурые и желтовато-серые грубозернистые (иногда микроконгломератовидные), а также средне- и мелкозернистые плотные и рыхлые песчаники, часто с хорошо выраженной шаровой отдельностью, а в верхней части свиты доминирующую роль играют серые и желтовато-серые глины, в которых песчаники встречаются в виде отдельных прослоев. В различных частях разреза и, в особенности в верхах его, местами, в виде отдельных линз, встречаются коралловые и нуммулитовые известняки.

Детальные петрографические исследования олигоценовых песчаников Шорагбюрской долины, произведенные А. И. Месропяном и А. А.



ФИГ. 12. ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ СХЕМА АРМЯНСКОЙ ССР И ПРИЛЕГАЮЩИХ РАЙОНОВ АНТИКАВКАЗА
Нижний—средний олигоцен

1. Области размыва. Области накопления осадков: 2. Конгломераты и песчаники. 3. Песчано-глинистые отложения (майкопская фация). 4. Глины и туфогенные песчаники с линзами и прослоями коралловых известняков (кораллово-нуммулитовые фации). 5. Пресноводные песчано-глинистые отложения с прослоями горючих сланцев. 6. Туфо-

обломочные образования (туфобрекчии, туфоконгломераты, туфы, туффиты, туфопесчаники и др.). 7. Вулканогенные образования (измененные андезиты, их туфы, туфобрекчии и др.). 8. Центры вулканических извержений. 9. Линии равных мощностей (изопахты). 10. Направление сноса обломочного материала.

Адамян, показывают, что в их составе значительную роль играет вулканический (туфовый) материал, что позволяет назвать породы туфопесчаниками.

По данным указанных исследователей, в этих туфопесчаниках наряду с окатанными зернами терригенных минералов встречаются также совершенно свежие, не окатанные зерна плагиоклазов, что свидетельствует о взрывной деятельности вулканических извержений эксплозионного типа.

С другой стороны, в минералогическом составе олигоценовых туфопесчаников главную роль играют измененные, разложившиеся полевые шпаты и другие минералы, что свидетельствуют о том, что источником сноса являлась область, сложенная эффузивными породами, а также древними метаморфическими сланцами.

Несомненно, что привнос вулканогенного материала в указанные бассейны происходил в основном с севера, из Ширакско-Памбакско-Севанской зоны, сложенной мощными эоценовыми вулканогенными образованиями.

В олигоценовое время эта зона, как уже отмечалось выше, была приподнята и представляла область размыва. Такой вывод подтверждается также нахождением в олигоценовых отложениях Ереванского бассейна ряда минералов, характерных для эоценовой вулканогенной толщи Севано-Памбакской зоны.

Палеогеологический анализ олигоценового времени позволяет считать, что свежий вулканический материал приносился в Ереванский олигоценовый бассейн с юго-востока, из Айюцзора и Сюника, где олигоцен выражен в фации вулканогенных пород (андезиты и их пирокласты).

К юго-востоку от Ереванского бассейна, в Западном Айюцзоре, также развиты морские отложения нижнего и среднего олигоцена, которые в районе Карахачского поперечного поднятия трансгрессивно налегают на средний эоцен, а в синклиниях залегают согласно на фаунистически охарактеризованном верхнем эоцене. Здесь, песчано-глинистые отложения олигоцена переслаиваются и выше по разрезу полностью замещаются вулканогенными образованиями.

Любопытно отметить, что в андезитовых лавах олигоцена местами также наблюдается шаровая отдельность, столь характерная для песчаников ниже-среднеолигоценового возраста и при этом на поверхности указанных андезитов при выветривании образуется элювиальный покров желтовато-бурого цвета, очень сходный по цвету и по составу с песчаниками олигоцена. Этот факт может свидетельствовать о том, что изливание андезитов происходило в водных условиях и что эти лавовые покровы в дальнейшем служили источником питания для образования песчаников.

Далее к югу, в Нахичеванском бассейне, нижний и средний олигоцен выражены целиком в туфогенной фации—туфы, туффиты, туфопесчаники, туфобрекчии и др., общей мощностью до 800 м (Абракунисская свита).

Таким образом, можно не сомневаться в том, что туфогенный материал первичного происхождения поступал в олигоценовый бассейн Ереванского прогиба воздушным путем с юго-востока, из Айоцдзора и Сюника, где были расположены центры вулканических извержений.

Итак, дальнейшее прогибание Приараксинской геосинклинальной зоны в нижне- и среднеолигоценовое время сопровождалось в ее юго-восточной части интенсивным проявлением подводного и наземного вулканизма.

Теперь вкратце остановимся на характеристике биомических условий бассейнов олигоценового времени.

Характер фауны и осадков свидетельствует о том, что песчано-глинистые осадки нижнего и среднего олигоцена Ереванского бассейна отлагались в условиях мелководного моря, в литоральных и неритовых зонах. В песчаниках разных горизонтов олигоценовой свиты, а также в известняках, встречается богатая и разнообразная фауна пелеципод, гастропод и, в особенности, нуммулитов, морских ежей и кораллов (как одиночных, так и колониальных). При этом в большинстве случаев раковины пелеципод и гастропод богато скульптурированы и достигают крупных размеров.

Указанная фауна свидетельствует о мелководном, прибрежном характере бассейна и, с другой стороны, указывает на нормальный гидрологический режим последнего. Присутствие кораллов, морских ежей, а также многочисленных кардит и др. свидетельствует о наличии в бассейне рассматриваемого времени постоянных морских течений, непрерывно снабжающих пищу и кислородом донные организмы.

Общий состав богатой и разнообразно представленной фауны нижне- и среднеолигоценового времени свидетельствует о том, что бассейн был открытым и широко сообщался с олигоценовыми бассейнами Западного Средиземноморья, Северного Кавказа и южных районов Русской платформы. Весьма вероятно, что наш олигоценовый бассейн сообщался также с Северо-Германским олигоценовым бассейном, о чем свидетельствует наличие в олигоценовых отложениях Армении ряда форм, являющихся характерными и для олигоцена Северной Германии (*Cumatium flandricum* Koen., *Nuculana perovalis* Koen., *Astarte kickxi* Nyst., *Pectunculus (Axinaea) philippii* Desh.).

Присутствие большого количества стеногалинных форм (кораллы, морские ежи, нуммулиты) свидетельствует о нормальной солености бассейна олигоценового времени.

Последний характеризовался также нормальным газовым режимом, на что указывает богато представленная бентонная фауна моллюсков, кораллов, морских ежей и др.

Благоприятные биомические условия, существовавшие в морском водоеме нижне- и среднеолигоценового времени, способствовали пышному развитию разнообразной в отношении видового состава фауны моллюсков, кораллов, нуммулитов, морских ежей, а также и мелких фораминифер и остракод. В составе фауны присутствуют представители как

детритоидных (двустворчатые моллюски), так и хищников (*Natica*, *Fusus*, *Cerithium* и др.) и растительноядных (*Trochus*, *Turbo*, *Strombus*, *Turritella* и др.).

С другой стороны, наличие разнообразных групп организмов в морских водоемах нижне- и среднеолигоценового времени вызвало ожесточенную борьбу за существование. Последняя привела к гибели многочисленных представителей, плохо приспособленных к условиям среды. Этим, вероятно, можно объяснить обилие в отдельных горизонтах отложений рассматриваемого времени мелких эмбриональных форм раковин, в особенности пелеципод и гастропод.

Однако в течение времени в биономических условиях бассейнов происходили значительные изменения. Так, местами в прослоях песчаников встречаются в изобилии только соленовато-водные формы *Сугепа*, которые придают породе ракушечный характер.

Бедная видами, но богатая особями фауна, явно указывает на ненормальность водного режима и, в частности, на осолонение бассейна.

Временами происходило также и изменение глубины морского водоема. Так, в начале олигоцена произошло углубление бассейна в результате, по-видимому, общего прогибания Еревано-Ордубадской зоны, обусловленного предолигоценовыми тектоническими движениями. Показательно для этого этапа развитие форм, характерных в основном для псевдоабиссальной зоны на песчано-глинистом грунте (*Nuculana*, *Cryptodon*, *Cuspidaria* и др.).

К концу среднего олигоцена, наоборот, происходило обмеление моря, что способствовало пышному развитию коралловых рифов, нуммулитов, толстостенных и богато скульптурированных крупных гастропод, пелеципод и т. д.).

Неоднократные колебания глубины бассейна продолжались в течение всего нижне- и среднеолигоценового времени в результате вертикальных колебательных движений земной коры.

Как уже отмечалось выше, нижне- и среднеолигоценовое море Приараксинской зоны Армении характеризовалось теплым, тропическим климатом, о чем свидетельствует богато представленная фауна нуммулитов, кораллов, вариамуссимов и других теплолюбивых форм.

На границе эоцена и олигоцена в Крымско-Кавказской области произошло резкое изменение климатических условий. На Северном Кавказе теплый тропический климат эоценового времени сменяется в олигоцене бореальным, о чем свидетельствует быстрое исчезновение в олигоцене таких теплолюбивых форм, как вариамуссимы, нуммулиты, кораллы и др., довольно пышно развитые в эоцене.

Палеогеографический анализ материалов показывает, что граница между бореальной и тропической областями в нижнем и среднем олигоцене на юге СССР проходила по Антикавказскому водоразделу. Бассейн, располагавшийся южнее указанной области, в области Приараксинской зоны, характеризовался тропическим климатом, а бассейны, расположенные к северу от указанного водораздела, характеризовались бореальными условиями.

Таким образом, на рубеже эоцена и олигоцена произошло смещение северной границы тропической зоны с севера на юг.

Такая смена климатических условий, естественно, не могла не сопровождаться и соответствующей миграцией теплолюбивых форм в том же направлении. Доказательством последней является присутствие в составе фауны нижнего олигоцена Армении многочисленных представителей верхнего эоцена Северного Кавказа и даже южных районов Русской платформы (*Variamussium fallax* Korob., *Ostrea (Gigantostrea) gigantea* Sol., *Spondylus gisalpinus* Sow., *Cryptodon rollei* Meyer et Gumb. и др.).

Миграцией климатических зон можно объяснить отсутствие в олигоценовых отложениях северного склона Малого Кавказа и Рионо-Куринской депрессии нуммулитов, кораллов и других теплолюбивых форм, пышно развитых в синхронных отложениях южных склонов Антикавказа.

Теплым тропическим климатом характеризовались также области размыва, о чем свидетельствует наличие в отложениях олигоцена богатой ископаемой флоры тропического облика.

Как уже отмечалось, олигоценовая фауна южного склона Антикавказа характеризуется разнообразностью состава. Формирование этой фауны происходило в основном двумя путями: а) часть фауны рассматриваемого времени образовалась путем дальнейшего изменения и развития фауны среднего и верхнего эоцена. Так, например, *Num. fabianii* Prever, которая пышно развивалась в верхнем эоцене через вариант *N. fabianii retiatus* Grig. перешла в нижний олигоцен, где от нее произошел новый вид *Numm. intermedius* d'Arch. (характерная форма для олигоцена). По-видимому, от верхнеэоценовой формы *Numm. incrassatus* de la Harpe через вариант *N. vascus initialis* Grig. в олигоцене произошел *N. vascus* Joly et Leym. Ряд эоценовых представителей пелеципод и гастропод с незначительными изменениями перешли в олигоцен (*Variamussium fallax* Korob., *Ostrea plicata* Sol., *Metretrix (Cytherea) incrassata* Sow., *Chlamys subdiscors* d'Arch. и др.).

Другая часть фауны нижнего и среднего олигоцена несомненно эмигрировала из олигоценовых бассейнов Средиземноморской области Западной Европы (*Pecten arcuatus* Brocc., *Pectunculus (Axinaea) obovatus* Lam., *Megatylotus crassatinus* Lam., *Cerithium charpentieri* Bast., *Trochus lucasianus* Brong.).

Наша олигоценовая фауна (и в особенности гастроподы) обнаруживает наибольшее сходство с фауной вичентинских Альп Северной Италии (с фацией Гастель-Гомберто). Однако, наряду с этим, в составе ее присутствуют также и представители бореальных областей (*Nuculana revalis* Koen., *Pectunculus (Axinaea) philippii* Desh., *Astarte kickxii* Nyst. и др.).

Фауна бореального типа могла проникнуть в Закавказье через Северный Кавказ, где, по данным И. А. Коробкова (1937, 1949), на границе эоцена и олигоцена в момент существенного изменения условий обитания эоценовая фауна полностью заменилась пришлой фауной бореаль-

ного олигоцена. В составе фауны олигоцена Армении некоторую роль играют также местные эндемичные формы (*Meretrix* (*Cytherea*) *armeniaca* Gabr., *Cardium saribulachicum* Gabr. и др.).

Заканчивая на этом краткий фашиальный анализ олигоценовых отложений Антикавказа, отметим еще одну особенность последних. Она заключается в том, что олигоценовые отложения, развитые в разных структурных зонах (Ереванский бассейн, Ахалцихский бассейн, Кировабадский район) обнаруживают определенные черты сходства по литологическим признакам. Мы уже отметили, что во всех этих областях нижний и средний олигоцен выражены в основном глинисто-песчаниковыми отложениями, наряду с почти полным отсутствием карбонатных пород.

Олигоценовые песчаники указанных областей характеризуются в основном желтовато-серой и желтовато-бурой окраской, шаровой и матрацевидной отдельностью и другими признаками, выдерживаемыми на большом пространстве. Это обстоятельство имеет существенное значение для сопоставления разрезов и установления границы между олигоценом и эоценом.

Отмеченное литологическое сходство олигоценовых отложений разных областей Антикавказа, по-видимому, в основном обусловлено общностью области питания (Антикавказская геоантиклиналь), сложенной в это время эоценовыми вулканогенными образованиями.

Наряду с литологическим сходством наблюдаются и определенные черты различия в развитии фауны, что, как отмечалось выше, обусловлено разными климатическими условиями, господствующими в этих областях в ниже- и среднеолигоценовое время.

В центральной части Севано-Ширакского синклиория, как уже указывалось выше, в олигоцене (среднем-верхнем) устанавливается пресноводно-озерный режим (наличие пресноводных гастропод и отсутствие морской фауны) и происходит накопление песчано-глинистых, угленосно-сланцевосных пород.

По исследованиям О. А. Саркисяна, этот озерный водоем был заражен сероводородом и накопление илистых осадков, богатых растительными остатками, превратившимися затем в углистые и горючие сланцы, происходило в условиях восстановительной среды. Ритмичность строения отложений Дилижанской свиты свидетельствует о том, что их накопление происходило на фоне сильных колебательных движений.

Окружающая этот водоем суша представляла обширные заболоченные пространства с лесами из болотного кипариса *Taxodium* и *Glyptostrobus* с влажным субтропическим климатом (Габриелян, Тахтаджян, Саркисян, 1958₅).

Остается еще неясным соотношение этого пресноводного бассейна с майкопским бассейном Куринской депрессии. Возможно, что через Иджеванский (Агстевский) поперечный синклинальный прогиб, начало заложения которого отмечается еще с альба, они сообщались друг с другом.

На границе среднего и верхнего олигоцена происходят новые существенные изменения в палеогеографических условиях Антикавказа. В результате предверхнеолигоценовых тектонических движений весь Антикавказ вовлекается в общее поднятие, что обуславливает значительное сокращение областей осадконакопления. Нижне-среднеолигоценовое море отступает, а вдоль современной Среднеараксинской депрессии образуется обширный межгорный прогиб, в котором устанавливается озерно-континентальный режим и на всем его протяжении от Нахичеванской мульды на юго-востоке и до Октемберянского прогиба на северо-западе происходит накопление молассовых отложений. Учитывая тот факт, что границы распространения указанных молассовых образований точно соответствуют контурам современной Среднеараксинской депрессии, можно считать, что верхнеолигоценовая эпоха является временем ее формирования, хотя начало заложения этой депрессии, как уже указывалось, отмечается еще с нижнего-среднего олигоцена.

Формирование Среднеараксинской межгорной котловины тесно связано с геантиклинальным поднятием окружающих ее с севера и с юга горных массивов — Центральной части Антикавказа и Армянским хребтом, расположенным ныне в пределах Турции.

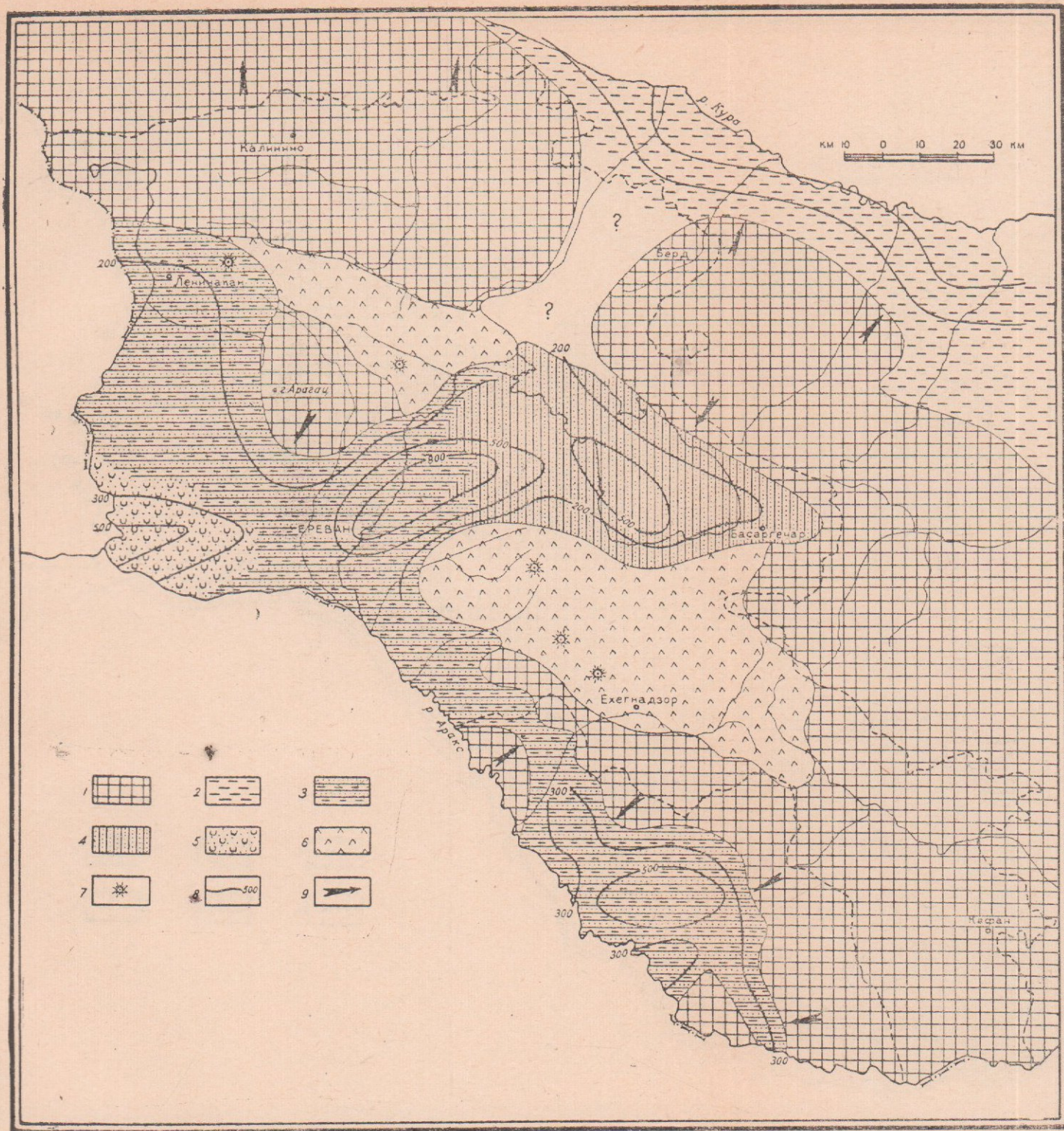
Следует отметить, что в верхнеолигоценовое время обособление бассейнов от мирового океана и сильное опреснение их происходит по всей Черноморско-Каспийской области, причем это опреснение привело к резкому сокращению видового и родового состава фауны. Существовали в основном представители рода *Corbula* (*Corbulomya*).

В северо-западной части Среднеараксинской депрессии (Ереванский и Октемберянский прогибы) в верхнем олигоцене — нижнем миоцене отлагалась довольно мощная (до 600 м) свита красноцветных и пестроцветных континентальных образований, состоящая из красноватых, зеленоватых и серых песчаных, часто гипсоносных глин, серых, зеленовато-серых рыхлых песчаников и конгломератов и разнообразных галечников, совершенно лишенных ископаемых остатков. В составе галек участвуют различные обломки метаморфических пород, порфиритов и других эффузивных образований, кремнистых пород (яшмы), кварцитов, сланцев и реже обломки верхнемеловых отложений и туфогенного флиша эоцена.

Отсутствие в этих молассовых отложениях морской фауны, наличие довольно большого количества гипса, а также красный цвет глин (который вызван гематитом или какой-либо другой модификацией окиси железа) указывают на лагунно-континентальный режим водоема, который характеризовался небольшой глубиной (в несколько метров) и влажным и жарким климатом окружающей суши.

Усиленное испарение и малое количество атмосферных осадков вели к тому, что лагуна становилась самоосадочной.

Рыхлые песчаники, а также пески и галечники отлагались, по-види-



ФИГ. 13. ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ СХЕМА АРМЯНСКОЙ ССР И ПРИЛЕГАЮЩИХ РАЙОНОВ АНТИКАВКАЗА
Верхний олигоцен—нижний миоцен

1. Области размыва. Области накопления осадков: 2. Ракушечники, пески, глины (фации Куринской депрессии). 3. Глины (местами гипсоносные), песчаники, известняки-ракушечники. 4. Гипсоносные глины с банками мшанковых и гастроподовых известняков (фации басс. оз. Севан). 5. Глины, мер-

гели, песчаники с линзами и пластами каменной соли (лагунная фация). 6. Вулканогенные фации (преимущественно кислые эффузивы и их пирокласты). 7. Центры вулканических извержений. 8. Линии равных мощностей (изопахиты). 9. Направление сноса обломочного материала.

тому, временными водными потоками, впадающими в данный озерный бассейн.

Во время кратковременных дождей ливни размывали берега и накапливали материал в прибрежной части водоема, причем этот материал временными водными струями или подводными течениями передвигался, окатывался, группировался и перемешивался с песком.

Сохранение красного цвета глин показывает, что отложение происходило быстрыми темпами, чем мешало заселению дна бассейна организмами, могущими восстановить железо. Это, по-видимому, возможно скорее в устьях рек, в условиях дельтовой обстановки.

Несколько иные условия создаются в юго-восточной части Среднеараксинской депрессии—в Нахичеванском бассейне, где накапливаются красные и серые глины, песчаники, мергели и известняки.

Здесь, по-видимому, существовал соленовато-водный бассейн со стоячими или медленно текучими водами, в восстановительной среде которого происходило накопление гумитоновых мергелей и известняков.

Наличие в этих отложениях горизонтов туфогенных пород и внутриформационных андезитовых покровов свидетельствует о вулканической деятельности в верхнем олигоцене—нижнем миоцене. Продукты последней более широко развиты в Айюцдзоре и Варденисском хребте.

В морских бассейнах, расположенных к северу от Антикавказской геоантиклинальной зоны, также происходит опреснение, местами же (в Ахалцихском бассейне)—полная регрессия моря.

В последнем происходит вначале накопление циреновых песчаников, а затем, в связи с полной регрессией моря, образуется довольно мощная толща красноцветных и пестроцветных глин и песчаников, очень сходная с красноцветными молассовыми образованиями Среднеараксинской депрессии. К востоку от Ахалцихе развиты морские осадки верхнемайкопского времени.

В Притбилисском районе распространены глины с прослоями песков и песчаников, а в районе Кировабада верхний олигоцен—нижний миоцен представлен фацией песчано-глинистых осадков (верхний майкоп) с прослоями конгломератов.

В области размыва, расположенной в Антикавказской геоантиклинальной зоне, существенных изменений не происходит; только усиливается деятельность эрозионных агентов в связи с дальнейшим геоантиклинальным вздыманием зоны.

Средний миоцен—средний сармат

Вслед за верхнеолигоцен-нижнемиоценовой регрессией в среднем миоцене происходит новая трансгрессия. Южная береговая линия морского бассейна Куринской депрессии проходила по северным склонам Антикавказской геоантиклинальной суши, о чем свидетельствует наличие в указанном районе прибрежных, мелководных отложений (известняки-ракушечники), караганского горизонта. Можно полагать, что воды морского бассейна Куринской депрессии через Иджеванский прогиб прони-

кали в центральную часть Антикавказской суши, образуя небольшой узкий залив. Следы этого морского залива мы находим в бассейне верхнего течения р. Раздан (район г. Раздан), где развиты мелководные морские отложения (песчаники, глины, известняки-ракушечники) конкского горизонта.

В Среднеараксинской депрессии устанавливается лагунный режим и происходит накопление мощных (до 1000 м и больше) толщ песчано-глинистых отложений с прослоями и линзами гипса и каменной соли—гипсо-соленосная свита. Однако этот огромный лагунный водоем не представлял собою единого бассейна, а состоял из нескольких сравнительно мелких соленосных бассейнов—Нахичеванский, Ереванский, Арташатский (Ранчпарский) прогибы—разделенных поперечными подводными барьерами.

Наиболее мощное накопление соли происходило в Ереванском соленосном бассейне, где мощности слоев соли достигают до 600—700 м. Соленосная формация этого бассейна состоит из трех толщ: в нижней части разреза преобладают ангидриты, в средней—каменная соль, а в верхах—гипсы.

На восточной окраине Ереванского прогиба каменная соль фациально замещается гипсоносными отложениями, непосредственно залегающими на породах пестроцветной свиты верхнего олигоцена-нижнего миоцена.

Ереванский соленосный бассейн, как уже указывалось в главе «Тектоника», простирался в северо-восточном направлении до Севанской впадины, где буровыми скважинами также обнаружены соленосно-гипсоносные отложения, залегающие под фаунистически охарактеризованными отложениями сармата. Возможно, что эти два бассейна—Ереванский и Севанский—были несколько изолированы друг от друга подводным барьером, располагавшимся в районе Гегамского вулканического нагорья.

Наряду с общими чертами сходства каждый из вышеуказанных соленосных бассейнов характеризовался своими лито-фациальными особенностями. Так, в Нахичеванском бассейне накопление солей имело место преимущественно в карагане и среднем сармате, а в тарханском, чокракском, конкском и нижнесарматском веках происходило значительное опреснение морского водоема, что способствовало развитию фауны моллюсков и мелких фораминифер.

В Ереванском прогибе соленаккопление происходило почти непрерывно в течение всего среднего миоцена и, возможно, нижнего сармата; в среднем сармате здесь также имело место значительное опреснение, о чем свидетельствует пышное развитие представителей пресноводных моллюсков (анодонтовый горизонт).

В Октемберянском (нижнеахурянском) прогибе в среднем миоцене отлагались песчано-глинистые молассовые отложения, и только в среднем сармате (?) имело место накопление каменной соли.

Антикавказское геоантиклинальное поднятие представляло собой

область размыва (суша). Она характеризовалась сравнительно сглаженным, слабо расчлененным рельефом, высотные отметки которого незначительно возвышались над уровнем моря. Об этом свидетельствует отсутствие в разрезах соленосных свит грубообломочных образований наряду с мощным развитием глинистых пород. Сравнительно более высокогорным был рельеф суши, окружающей Октемберянский прогиб, где накопились молассовые отложения. Суша характеризовалась сухим, жарким (аридным) климатом, что доказывается накоплением мощных соленосных свит в водоемах, а также сокращением споровых растений и увеличением количества ксерофитных трав и кустарников (Я. Б. Лейе). В среднем миоцене, по данным Я. Б. Лейе, листопадные формы почти полностью вытесняют влаго-теплолюбивые вечнозеленые растения, пышно развитые в олигоцене.

Приараксинская зона Антикавказа представляла часть огромной засушливой области, охватывающей в миоцене всю средиземноморскую геосинклиналиную систему южной Евразии—Северной Африки. Накопление соленосных отложений в среднем-верхнем миоцене происходило вдоль северного и восточного предгорий Карпатских гор (в Галиции, Молдавии, Валахии), а также в Анатолии, Иране и Краснодарском полуострове.

Верхний сармат

Вслед за отложениями мощных гидрохимических осадков в среднем миоцене—среднем сармате, верхнем сармате происходит новая ингрессия моря. В Среднеараксинский лагунный бассейн проникает новая порция опресненной морской воды с мактровой фауной. В результате в верхнем сармате значительно расширяется площадь накопления морских осадков. В соленосных прогибах верхнесарматские отложения согласно сменяют подстилающие породы среднего сармата, а по периферии бассейнов отчетливо трансгрессивно перекрывают различные горизонты более древних отложений вплоть до палеозоя (Нахичеванская АССР). В Ереванском, Нахичеванском, Октемберянском и Севанском прогибах в верхнем сармате отлагались глины (слабо карбонатные), песчаники, оолитовые известняки и известняки-ракушечники, полностью состоящие из створок раковины мактр.

Большой интерес представляет в палеогеологическом отношении проблема пути проникновения сарматского моря с мактровой фауной в южное Закавказье.

Для ответа на этот вопрос в настоящее время еще не имеется достаточного количества данных. Можно предполагать, что проникновение сарматского моря в Среднеараксинскую депрессию произошло или с юга, т. е. из Турции и Ирана, или же с севера, из области Куринской депрессии.

Однако следует отметить, что против каждой из указанных гипотез имеются серьезные возражения. Так, против первого предположения говорит тот факт, что в Турции и Иране морской сармат не известен— в это время здесь отлагались только лагунные фации.

В пользу второго предположения, допускающего проникновение сарматского моря в Приараксинскую депрессию с севера, т. е. из области Куринской депрессии, имеются следующие данные.

Значительно севернее распространения сарматских отложений, в районе гор. Раздан (в бассейне верхнего течения р. Раздан) развиты морские отложения конского горизонта.

В бассейне озера Севан, как уже указывалось, также установлен морской сармат. Гораздо труднее судить о том, как распространялось сарматское море дальше, к северу от бассейна оз. Севан, по направлению к Куринской депрессии. Для ответа на этот вопрос имеются только косвенные данные. К числу последних прежде всего относится наличие большого субмеридионального прогиба в долине р. Агстев, существование которого намечается еще с верхнемелового (точнее альбского) времени. К востоку от указанного прогиба, в бассейне р. Шамхор-чай, на вершине горы Кабах-тапа, сохранился небольшой останец морских отложений конского горизонта, фациально очень сходных с конским горизонтом Разданского района.

Таким образом, можно предполагать, что сарматское море Куринской депрессии проникло в Среднеараксинскую депрессию через Иджеванский прогиб. Отсутствие сарматских отложений к западу и к востоку от бассейна р. Раздан дает основание предполагать, что в районе долины р. Раздан в сарматское время существовал узкий пролив (Разданский), через который Ереванский сарматский бассейн сообщался с бассейном Куринской депрессии.

По исследованиям Л. М. Радопуло сарматская мактровая фауна Армении обнаруживает большое сходство с фауной верхнесарматского моря Румынии и Бессарабии, которое также было присоединено к Кавказскому бассейну.

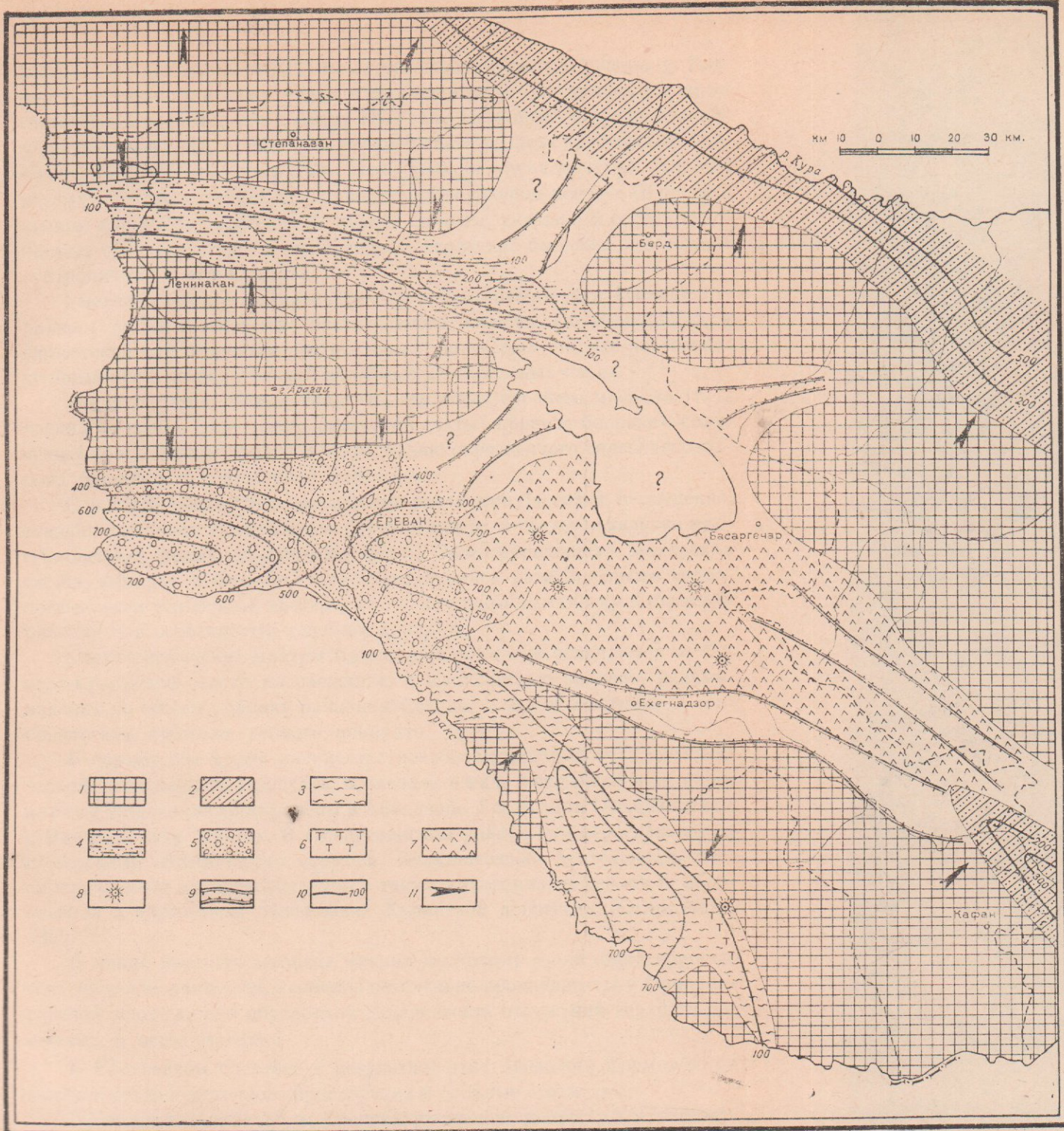
Учитывая то обстоятельство, что ископаемые мактры Армении довольно резко отличается от верхнесарматской фауны Северного Кавказа, можно предположить, что фауна румынского и бессарабского типов проникла в Южное Закавказье с запада, т. е. через Рионо-Черноморскую впадину.

Большой интерес представляет обнаружение верхнесарматской мактровой фауны в верхах соленосной свиты Нахичеванского прогиба. Однако и здесь пути проникновения ее еще не выяснены.

Ш. А. Азизбеков предполагает, что фауна эта эмигрировала в Нахичеванский бассейн с юго-востока через Северный Иран.

Таким образом, имеющиеся в настоящее время фактические данные оказываются недостаточными для разрешения этого интересного вопроса.

Теперь несколько слов о биомическом режиме бассейна сарматского времени. Во всей Черноморско-Каспийской области с конского времени начинается новый цикл опреснения моря, заканчивающийся образованием сильно опресненного верхнесарматского моря. Именно по такому пути шло развитие и сарматского бассейна Среднеараксинской де-



ФИГ. 15. ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ СХЕМА АРМЯНСКОЙ ССР И ПРИЛЕГАЮЩИХ РАЙОНОВ АНТИКАВКАЗА
Верхний сармат

1. Области размыва. Области накопления осадков: 2. Песчано-глинистые отложения (майкопская фация). 3. Опресненно-морские отложения (песчаники, глины, мергели, известняки). 4. Пресноводно-озерные песчано-глинистые (туфогенные) отложения с прослоями углей и углистых сланцев. 5. Пресноводно-озерные молассовые образования (рыхлые конгломераты,

песчаники, глины и др.). 6. Туфо-обломочные образования (туфы, туффиты, туфобрекчии, туфопесчаники и др.). 7. Вулканогенные образования (андезиты, андезито-дациты, трахиты, трахи-липаритовые туфы и др.). 8. Центры вулканических извержений. 9. Речные долины. 10. Линии равных мощностей (изопахиты). 11. Направление сноса обломочного материала.

прессии. В нижней части разреза сарматских отложений ущелья р. Раздан в песчаниках и известняках в изобилии встречаются пресноводные гастроподы, относящиеся к родам *Hydrobia*, *Melanopsis*, а также пелциподы из родов *Unio*, *Anodonta*. В верхней части разреза преобладает бедная видами, но богатая особями однообразная фауна мактрин. Все это, несомненно, свидетельствует о ненормальном солевом режиме (о пресноводном характере) бассейна. С другой стороны, указанный состав ископаемых свидетельствует о мелководном характере бассейна и о теплом субтропическом его климате.

Умеренно-теплые климатические условия сарматского времени отражены также в характере растительного покрова. По Я. Б. Лейе, в сарматский век основным растительным типом был широко-лиственный хвойный лес с незначительной примесью вечнозеленых пород.

Таким образом, можно полагать, что после среднего миоцена (т. е. после отложения соленосно-гипсоносной свиты) приток большого количества пресной воды привел к образованию опресненного соленатоводного бассейна с пониженной соленостью.

С ненормальными биомическими условиями бассейна, несомненно, связана и сильная изменчивость раковин мактр, а также появление многочисленных новых эндемичных форм. Эмигрировавшая мактровая фауна, попадая в бассейн, характеризующийся своеобразными гидрологическими условиями, претерпела значительные изменения в строении раковин и, в особенности, в зубном аппарате.

Верхнесарматские мактры Армении значительно отличаются от Северо-кавказских мактр массивностью и выпуклостью раковин, напоминающих по общему облику раковины *Corbula*, а также некоторыми особенностями строения зубного аппарата.

В сарматское время начинается новый—неогеновый этап вулканической деятельности. Продукты последней в виде эффузивов и их пирокластов широко распространены в Айоцдзоре, Гегамском, Цахкуняцском и Варденисском хребтах. В Приереванском районе они переслаиваются с морскими отложениями сармата. Вулканическая деятельность рассматриваемого времени датируется также нахождением пепловых образований в сарматских отложениях Куринской депрессии (Схиртладзе, 1959).

В конце верхнего миоцена (перед мэотисом) происходят крупные тектонические движения, наиболее интенсивно проявившиеся в Приараксинской зоне, где они обусловили складчатость отложений верхнего палеогена и всего миоцена.

В Ереванском бассейне в результате этих движений формируются складки северо-восточного простирания и соляные структуры.

Происходит поднятие в Среднеараксинской депрессии и соответственно этому—разрыв сарматских отложений.

В области Антикавказской геоантиклинальной суши имели место дифференциальные движения, вызвавшие интенсивное проявление вулканизма.

Нижний — средний плиоцен
(мэотис — век продуктивной толщи)

Как уже отмечалось выше, предплиоценовые (предмэотические) движения обусловили новые поднятия не только Антикавказской геоантиклинали, но и Среднеараксинской депрессии, что привело в начале плиоцена к окончательной регрессии сарматского моря.

Начиная с этого времени Антикавказ уже полностью вступает в континентальную фазу своего развития.

Однако вслед за указанным поднятием в нижнем и среднем плиоцене на южном склоне Антикавказской геоантиклинали происходит новое опускание, что приводит к образованию пологой наложенной синклинали мульты. Последняя ограничивалась с юга поднятием, существовавшим на месте современной Среднеараксинской депрессии.

Эта зона опускания представляла собой межгорную котловину, в которой в нижнем и среднем плиоцене (преимущественно нижнем) происходило накопление мощных континентальных и вулканогенно-обломочных образований.

Существование области поднятия в Среднеараксинской депрессии в нижне- и среднеплиоценовое время доказывается тем, что сарматские отложения Ереванского прогиба по направлению к югу резко уменьшаются в мощности и обнаруживают следы размыва.

Об этом свидетельствует также отсутствие мощной вулканогенно-обломочной свиты мэотиса-понта или же ее эквивалентных образований в депрессии.

Таким образом, Среднеараксинская впадина, которая с начала палеогена все время прогибалась, претерпевает первое крупное поднятие в конце верхнего миоцена и в начале плиоцена. В связи с поднятием депрессии область накопления осадков смещается к северу, располагаясь по южной периферии крупной Антикавказской геоантиклинали.

Итак, в рассматриваемое время на южном склоне Антикавказа формировалась межгорная впадина, где установился мелководно-озерный континентальный режим.

Образование этой межгорной депрессии сопровождается мощным вулканизмом, происходившим частично в подводных (озерных) условиях, частично в наземных.

В результате интенсивной вулканической деятельности происходит накопление мощных (до 1 км) вулканогенно-обломочных образований, трансгрессивно перекрывающих различные горизонты более древних пород от палеозоя до сармата включительно.

Сложены они грубообломочными туфобрекчиями преимущественно андезитового состава, пемзовыми песками, туфогенными песчанистыми глинами, агломератовыми туфами, туффитами, туфопесчаниками и другими туфогенными породами.

В составе галек грубообломочного материала преобладают обломки разнообразных эффузивных пород (андезиты, андезито-базальты и др.).

Свита эта имеет огромное распространение. Она занимает площадь от бассейна оз. Севан на севере и до Араратской котловины на юге; восточная граница ее распространения доходит до верхнего течения бассейна р. Воротан, а западная—северо-западная—до Триалетского хребта (вохчабердская и годердзская свиты и их стратиграфические и литологические эквиваленты).

Местами эти пирокластические образования прослаиваются пролювиальными наносами. Такой пример смешанной фации вулканогенно-обломочных и пролювиальных образований наблюдается в Приереванском районе (вохчабердская свита). Здесь, в районе с. Вохчаберд, в этой свите наблюдается многократное чередование чисто пролювиальных пород и вулканогенно-обломочных образований.

В составе первых преобладают конгломераты, причем диаметр отдельных валунов местами достигает 3—4 м. Наряду с грубообломочным материалом значительную роль играют и мелкогалечные их разности. Обломки самых различных величин встречаются в виде беспорядочных нагромождений. В составе галек и валунов преобладают различные эффузивы; сравнительно редко встречаются обломки интрузивов и осадочных пород. Пролувиальные наносы залегают в виде линз; они быстро выклиниваются по простиранию, заполняя в виде кармана неровную поверхность древнего рельефа. При этом слоистость их самая разнообразная.

Генезис вохчабердской свиты нам представляется в следующем виде. В нижне- и среднеплиоценовое время в области современного Гегамского хребта (к югу от оз. Севан) была зона антиклинального поднятия, а к югу и к северу от нее располагались зоны прогибов, в которых установился озерный режим. В зоне указанной антиклинальной суши, происходила вулканическая деятельность в виде излияния андезитовых и андезито-базальтовых лав, а также выброса пирокластического материала кислого состава (туфы, пемзы, вулканические пески и др.). Обломки этих лав в условиях озерного режима сцементировались продуктами выброса пирокластического материала, попадавшими в бассейн с воздуха. Временами вулканическая деятельность прекращалась и происходил размыв геоантиклинальной суши. Во время кратковременных, но проливных дождей образовывались мощные селевые потоки и ливни, которые смывали вулканогенные и осадочные образования Гегамской антиклинальной суши. Продукты размыва отлагались в Приараксинской межгорной депрессии и в бассейне оз. Севан. Накопление пролювиальных наносов в озерном бассейне происходило, в основном, в приустьевых частях впадающих в озеро рек. Неоднократное чередование вулканической деятельности эпохами размыва и привело к образованию описываемой вохчабердской свиты, в которой часто вулканогенные образования прослаиваются пролювиальными наносами.

Указанные озерные водоемы, в которых происходило накопление осадков, по-видимому, были настолько мелководными (глубина в не-

скольким метрам), что приносимые во время селевых потоков материалы быстро заполняли их. В результате этого, озерные воды не успевали размывать, пересортировать и рассеять накопленные в приустьевых частях материалы до приноса следующей порции.

Этим, по-видимому, можно объяснить то обстоятельство, что первоначальные формы залегания этих пролювиальных наносов местами сохранились и в дальнейшем.

Органический мир озерных водоемов был очень бедным. Присутствовали только широко распространенные пресноводные и наземные формы — *Melanopsis*, *Hydrobia*, *Lymnaea*, *Planorbis*, *Helix*.

Поступление терригенного материала происходило и с юга, т. е. из области Среднеараксинской депрессии, которая в это время, как отмечалось выше, была приподнята и представляла область размыва.

В Приереванском районе в составе вохчабердской свиты в виде небольших линз и карманов встречаются также отдельные пачки глин, являющихся продуктами размыва сарматских глин, широко развитых в этом районе и в депрессии р. Аракс. По направлению к северу и северо-востоку пачки эти быстро выклиниваются и замещаются вулканогенными образованиями.

Вообще же в северо-восточном направлении в составе вохчабердской свиты наблюдается выклинивание пролювиальных образований и замещение их вулканогенными. Это обстоятельство, а также и ряд других, о которых уже говорилось, с несомненностью указывают на существование области размыва в районе современной депрессии среднего течения р. Аракс.

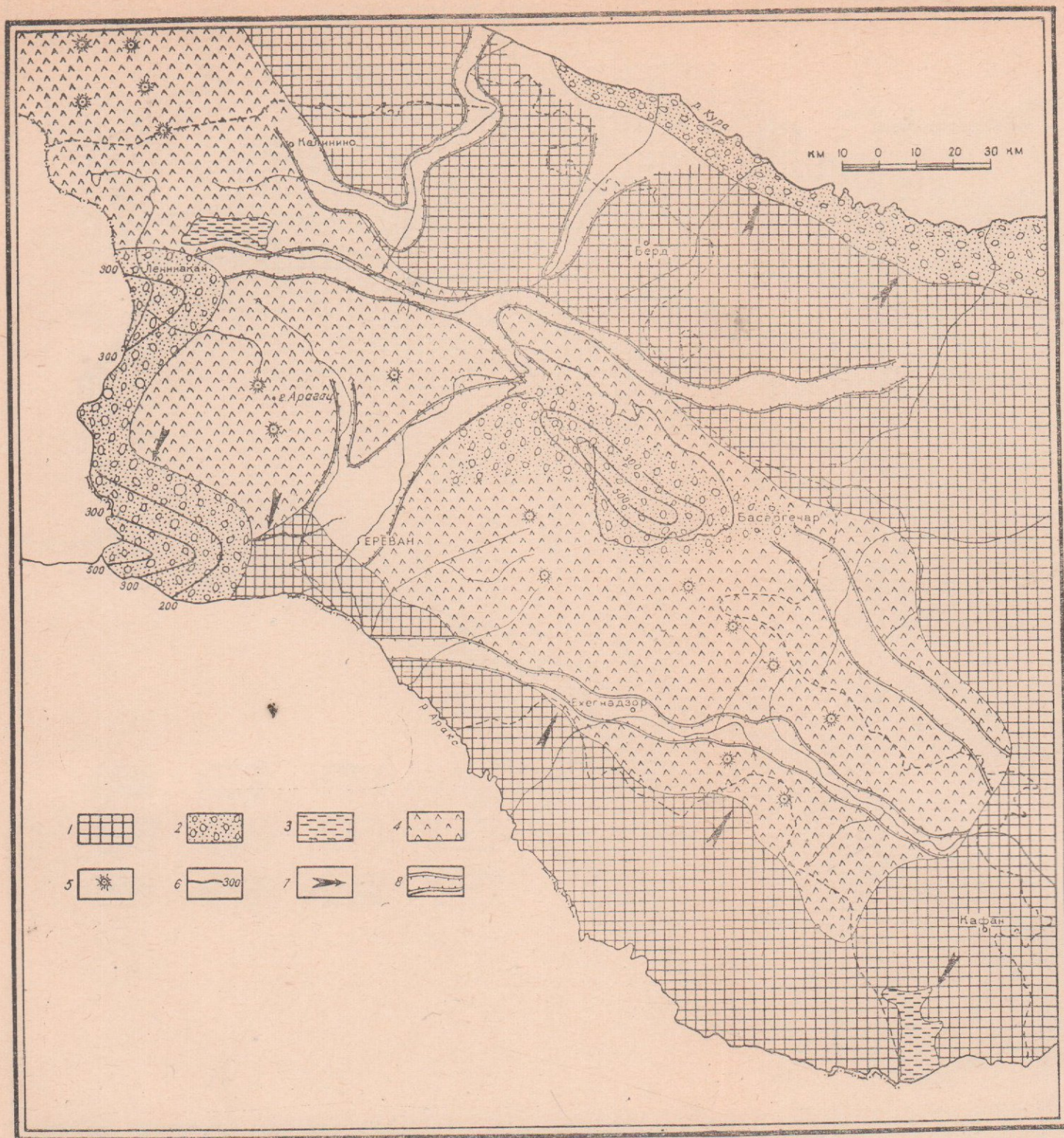
Таким образом, накопление на огромной территории Антикавказа мощных континентальных грубообломочных материалов в нижне- и среднеплиоценовое время указывает на расчлененный характер рельефа этого времени, что, несомненно, связано с дифференциальным характером происходивших в это время колебательных движений.

В результате дифференциальных эпейрогенических движений образовались отдельные континентальные и озерные котловины и горные долины, в которых накапливались грубообломочные материалы, сносимые с окружающей суши.

В одном из таких озерных бассейнов, в южном Сюнике, происходило накопление угленосной свиты Мегринского района. Эта свита содержит ископаемую флору—смешанную, вечнозеленую и листопадную, что говорит о ее переходном характере.

По мнению А. Л. Тахтаджяна (1956), в других районах Закавказья этот переход от вечнозеленой флоры к листопадной совершился еще в верхнем миоцене, но здесь, в условиях более теплого климата, вечнозеленые элементы продержались дольше.

По его же заключению, флора свидетельствует о горном ландшафте местности и о субтропическом климате средиземноморского типа, с очень сухим жарким летом и относительно мягкой и дождливой зимой. По-видимому, в аналогичных ландшафтных условиях происходило накопление

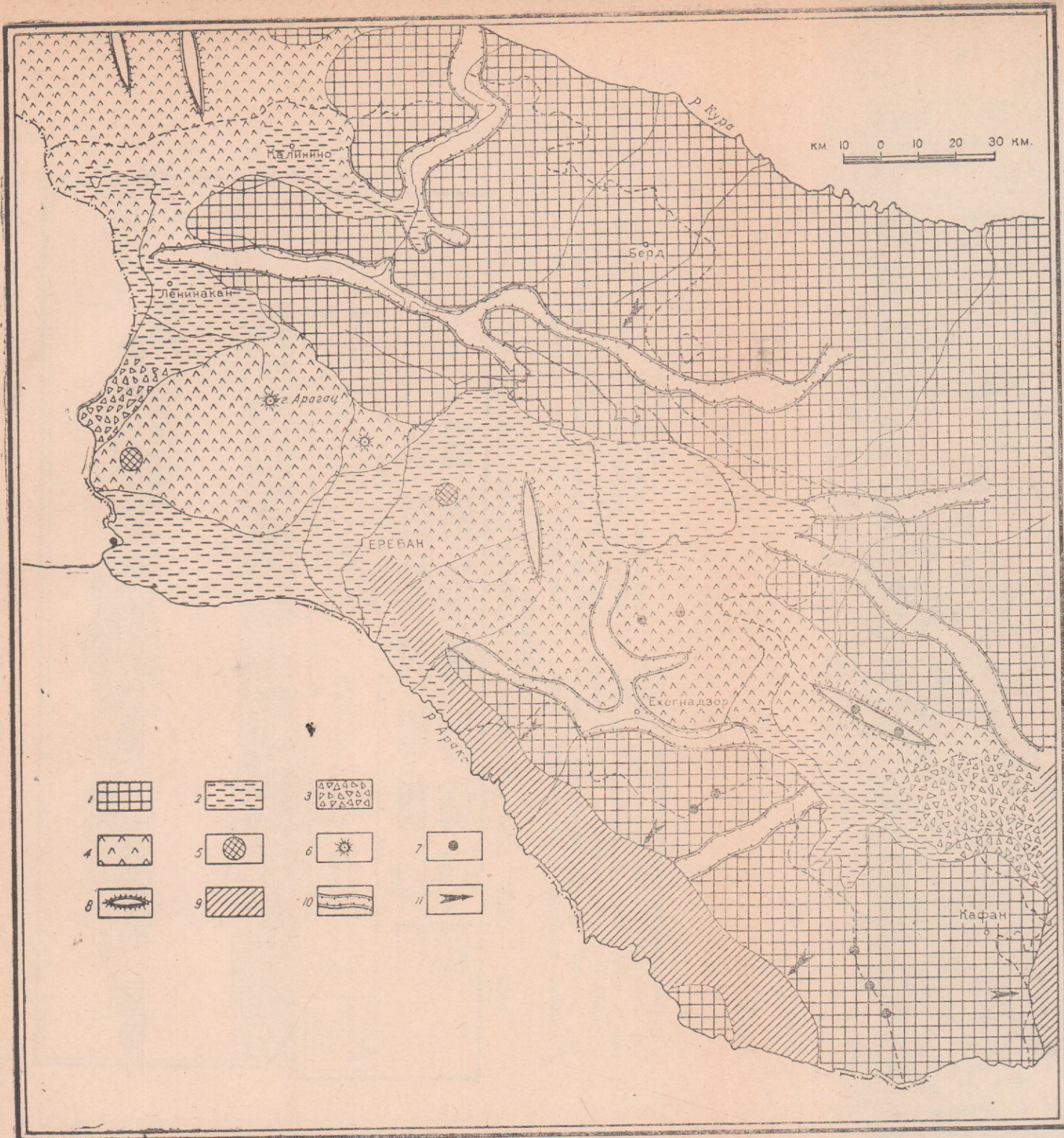


ФИГ. 16. ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ СХЕМА АРМЯНСКОЙ ССР И ПРИЛЕГАЮЩИХ РАЙОНОВ АНТИКАВКАЗА

Нижний—средний плиоцен (мэотис—век продуктивной толщи)

1. Области размыта. Область накопления осадков: 2. Озерно-речные молассовые отложения (конгломераты, песчаники, глины). 3. Лигниносные озерные отложения (глины и песчаники с линзами и пластами горячих сланцев и лигнитов). 4. Вулканогенные фации: туфобрекчин, туфо-

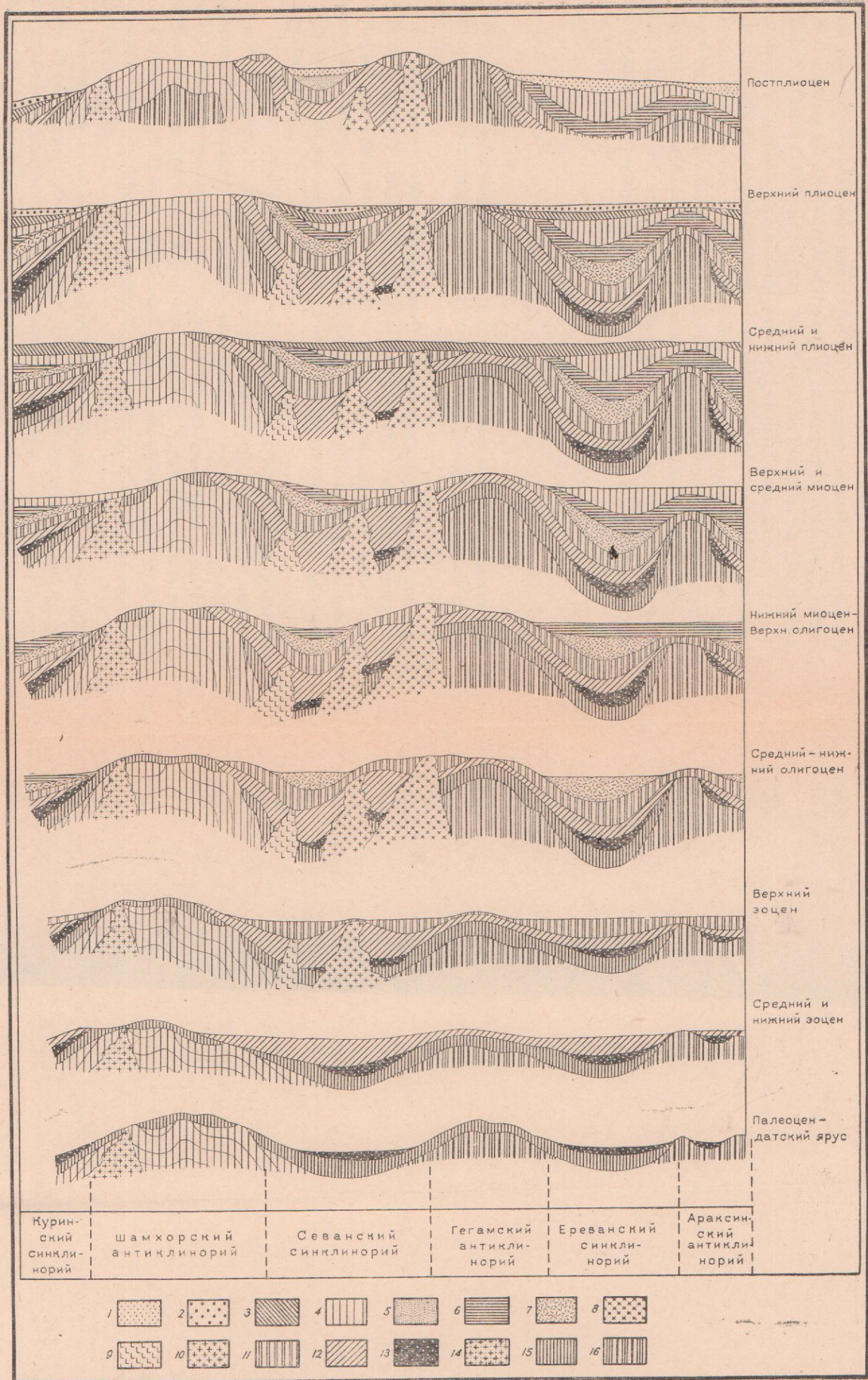
конгломераты, агломератовые туфы, туфопесчаники, пемзовые пески и др.). 5. Центры вулканических извержений. 6. Линии равных мощностей (изопахиты). 7. Направление сноса обломочного материала. 8. Речные долины.



ФИГ. 17. ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ СХЕМА АРМЯНСКОЙ ССР И ПРИЛЕГАЮЩИХ РАЙОНОВ АНТИКАВКАЗА
Верхний плиоцен

1. Область размыта. Область накопления осадков: 2. Пресноводно-озерные отложения (песчаники, диатомиты, диатомитовые глыбы, пемзовые пески, гравелиты и др.). 3. Вулканогенно-обломочные образования (туфы, туфобрекчии, туфоконгломераты и др.). 4. Вулканогенные образования (долеритовые, плагиоклазовые, авгитовые базальты,

андезито-базальты, андезиты и др.). 5. Экструзии кислых лав (липариты, обсидианы, дациты и др.). 6. Центры вулканических извержений. 7. Центры оледенения. 8. Трещины излияний. 9. Пролувиальные и флювиогляциальные отложения. 10. Речные долины. 11. Направление сноса обломочного материала.



ФИГ. 18. СХЕМА ГЕОТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ АРМЯНСКОЙ ССР В ПАЛЕОГЕНЕ И НЕОГЕНЕ

1. Антропоген-плиоцен не расчлененный. 2. Верхний плиоцен. 3. Средний-нижний плиоцен. 4. Верхний-средний миоцен. 5. Миоцен-олигоцен не расчлененный. 6. Нижний миоцен-верхний олигоцен. 7. Средний-нижний олигоцен. 8. Предолигоценовые щелочные интрузии. 9. Пред-

верхнеэоценовые основные и ультраосновные интрузии. 10. Предверхнеэоценовые кислые интрузии. 11. Верхний эоцен. 12. Средний и нижний эоцен. 13. Палеоцен-датский ярус. 14. Предсе-номанские кислые интрузии. 15. Верхний мел. 16. Палеозой.

и угленосных отложений в северо-западной части Севано-Ширакского синклинория (Джаджурское месторождение угля).

В среднем плиоцене после накопления вышеописанной вулканогенно-обломочной свиты Антикавказ испытывает интенсивное воздымание, что обуславливает создание высокогорного, сильно расчлененного рельефа. В это время формируются почти все крупные речные долины (Дебед, Дзорагет, Памбак, Раздан, Арпа, Воротан), по которым затем, в верхнем плиоцене устремились потоки андезито-базальтовых лав.

В среднем плиоцене наблюдается заметное ослабление вулканической деятельности, что обусловлено, по-видимому, менее дифференциальным характером происходивших в это время тектонических движений.

В конце среднего плиоцена (перед акчагылом) происходят складкообразовательные движения, обусловившие дислокацию вулканогенно-обломочных и пролювиально-обломочных образований нижнего- и среднего плиоцена.

Верхний плиоцен (акчагыл—апшерон)

Вслед за указанными выше предверхнеплиоценовыми движениями в нижнем акчагыле происходит некоторое опускание, вызвавшее планацию рельефа.

В конце этого кратковременного тектонического покоя в среднем-верхнем акчагыле вновь усиливаются дифференциальные тектонические движения, выразившиеся в сводово-глыбовом поднятии древних антиклинальных массивов и трабенообразном опускании синклинальных депрессий. Эти движения сопровождаются интенсивной вулканической деятельностью.

Лавовые излияния этого времени образуют сплошные покровы, которые бронируют, а местами и нивелируют сравнительно слабо пенепленизированный рельеф почти всей центральной части Антикавказа—от Джавахетского вулканического нагорья на северо-западе и до Сюникского вулканического нагорья на юго-востоке. Верхнеплиоценовыми лавами сложены г. Арагац, Кечутский и Ишханасарский хребты, а также Джавахетское, Лорийское, Кармрашенское, Егвартское, Канакерское и Ераблурское плато.

Покровный характер залегания плиоценовых лав, являющийся одной из основных особенностей их, в отличие от четвертичных, обусловлен слабой расчлененностью долавого рельефа, о чем было сказано выше. Однако местами существовали и крупные и широкие речные долины (Дзорагет, Дебет, Раздан и др.), которые также были заполнены лавами.

Верхнеплиоценовые лавы представлены в основном базальтами, характеризующимися главным образом долеритовой структурой. Выше по разрезу они постепенно переходят в андезито-базальты, а затем через ряд промежуточных разновидностей в липарито-дациты, липариты и другие

кислые фации. Таким образом, наблюдается определенная закономерность в отношении изменения химического состава лав по времени, т. е. излияния начинаются основными породами и заканчиваются кислыми. Такая последовательность в строении эффузивных комплексов наблюдается в районе вулкана Арагац, в Джавахетском вулканическом нагорьи и в Сюнике.

Мощность лавовых покровов в разных местах разная; в районе массива г. Арагац она превышает 1 км, а на Канакерско-Теджрабадском вулканическом плато составляет в среднем 30—40 м.

Центры излияний и извержений верхнеплиоценовых лав в большинстве случаев неизвестны, что, по-видимому, обусловлено уничтожением их последующими процессами эрозии. Часть их, вероятно, скрыта под более молодыми постплиоценовыми лавовыми потоками и конусами. По мнению многих вулканологов (Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, А. Н. Заварицкий и др.), излияние плиоценовых лав Армении имело главным образом трещинный характер, но местами они извергались и из отдельных вулканических центров. Учитывая направление стока лавовых покровов, распределение их мощностей, а также ряд других общегеологических данных, с большой долей вероятности можно предположительно наметить трещины и центры излияния этих лав в районах массива г. Арагац, Джавахетского, Гегамского и Ишханасарского хребтов.

Глыбовые поднятия указанных древних, консолидированных массивов сопровождалось образованием глубоких тектонических трещин, служивших путями проникновения магмы на дневную поверхность.

Отчетливо выраженные центры излияний плиоценовых лав наблюдаются на вершине г. Аранлер и на Цахкуняцском хребте. В районах распространения кислых лав центры извержений выражены в виде экструзивных массивов или конусов набухания (Атис, Артени, Спитакасар и др.).

В конце цикла лавовых излияний происходит поднятие массива г. Арагац, Гегамского хребта и других вулканических массивов, которое сопровождается прогибаниями их периферических частей. Образуется ряд синклинальных чаш (Арагатская, Ширакская, Апаранская, Севанская, Лорийская котловины и др.), в которых устанавливается озерный режим и происходит накопление пресноводных осадков.

Отсутствие плиоценовых вулканогенных и озерных отложений в Нахичеванской котловине свидетельствует о том, что она после сармата имела тенденцию поднятия в противоположность Арагатской котловине, которая вслед за геоантиклинальным режимом в нижнем-среднем плиоцене с верхнего плиоцена вновь вовлекается в опускание.

В Арагатской котловине в верхнем плиоцене-нижнем постплиоцене существовали две озерные чаши—Приараксинская и Ереванская, в которых происходило накопление пресноводных отложений. Между ними располагалось Паракар-Енгиджинское поднятие, в котором указанные озерные отложения отсутствуют.

Из других озерных водоемов, возникших в верхнем плиоцене, сле-

дует отметить Ширакский, Апаранский, Севанский, Воротанский, Лорийский и Верхне-Ахурянский.

Характерной особенностью отложений этих озер является наличие в них диатомитов и других диатомитсодержащих образований. В Сисианском районе (Воротанское озеро) эти отложения представлены довольно мощной (до 400 м) свитой диатомитовых глин, переслаивающихся с пемзовыми песками, рыхлыми туфопесчаниками и другими вулканогенно-обломочными образованиями.

К востоку от Сисиана указанные диатомитовые образования фациально замещаются мощной (до 400 м) вулканогенно-обломочной свитой—Горисская свита.

В Араратской котловине мощность этих озерных осадков составляет около 400 м, а в Ширакской котловине достигает 300 м. У с. Нурнус (Приереванский район) в этих диатомитах, залегающих на долеритовых базальтах, были найдены остатки ископаемых млекопитающих, среди которых В. В. Богачевым были определены формы, характерные для верхнего плиоцена.

В бассейне оз. Севан и в Ширакской котловине в диатомитовых глинах встречается также фауна дрейссенсид, определяющая в общем верхнеплиоценовый возраст вмещающих отложений.

Основными источниками для образования указанных диатомитовых пород служили пирокластолиты кислого состава, о которых говорилось выше.

Продукты кислых эффузий в виде пепла попадали воздушным путем в указанные пресноводные бассейны и способствовали обогащению озерной воды коллоидальным раствором SiO_2 , этим самым создались благоприятные условия для пышного развития диатомовых водорослей.

Большое фациальное сходство пресноводных диатомитовых образований, обнажающихся в настоящее время на весьма различных гипсометрических отметках, свидетельствует о том, что озерные бассейны, в которых они отлагались, характеризовались более или менее одинаковыми физико-географическими условиями и располагались, примерно, на одинаковой высоте, незначительно возвышающейся над уровнем акчагыль-апшеронского моря.

По всей вероятности, эти бассейны сообщались друг с другом через небольшие узкие проливы, что дало возможность фауне переселиться из одного озера в другое.

Один из таких проливов существовал в бассейне р. Раздан («Разданский пролив»), который соединял Араксинское озеро с озерным бассейном, существовавшим в Севанской впадине («Палео-Севан»). Араксинское озеро было соединено и с Ширакским озером через пролив протягивающегося по долине реки Ахурян.

Большой интерес представляет нахождение в этих озерных отложениях ископаемых дрейссенсид. Несомненно, что указанная фауна проникла сюда из апшеронского моря, так как в отложениях доверхнеплиоценового возраста Антикавказа фауна такого типа не существовала.

Можно предполагать, что описанные озерные бассейны через какой-то пролив сообщались с апшеронским морем, что дало возможность дрейссенсевой фауне проникнуть из апшеронского моря в указанные пресноводные водоемы. Однако против такого предположения имеется весьма существенное возражение.

В указанных озерных отложениях Армении совершенно отсутствует типичная каспийская фауна и, в частности, свободно-плавающие кардиты (*Carditae*), которые должны были легче мигрировать, чем прикрепленные формы, такие как дрейссенсиды. Поэтому нам представляется более вероятным предположение, что фауна дрейссенсинд проникла из Каспийского моря в Армению через реки, быть может даже прикрепляясь к рыбам. Фауна дрейссенсид, как известно, обладает большой приспособленностью и способностью уходить из морских бассейнов в пресные водоемы. Не исключена возможность также переноса их птицами воздушным путем.

В районах намеченных проливов встречаются останцы этих озерных отложений. Важно отметить, что все эти озерные чаши и проливы располагались исключительно в долинах современных рек или же (часть их) в тектонических депрессиях. Так, например, Сисианское озеро находилось в долине р. Воротан, а Ширакское—в среднем течении р. Ахурян; Араксинское озеро располагалось в среднем течении р. Аракс, а Севанское—в современном бассейне оз. Севан.

Это обстоятельство говорит о том, что почти все современные крупные речные долины Антикавказа существовали еще в верхнеплиоценовое время.

В конце плиоцена и в нижнем постплиоцене Антикавказ снова вовлекается в общее поднятие. В связи с этим начинается новый цикл расчленения рельефа страны. Эти движения, как и предыдущие, имели резко выраженный дифференциальный характер, благодаря чему останцы указанных выше озерных отложений мы находим в настоящее время на весьма различных гипсометрических отметках Армянского нагорья.

Постплиоценовые тектонические движения вызвали новую вспышку вулканической деятельности. Излившиеся лавовые потоки этого времени устремлялись в основном уже по выработанным долинам и ущельям современных рек.

Создается высокогорный рельеф и происходит интенсивный размыв. Продукты последнего в виде пролювиальных и флювиогляциальных отложений накапливаются вдоль северо-восточной и южной периферии Антикавказа и образуют обширные наклонные равнины.

О НЕКОТОРЫХ ОБЩИХ ВОПРОСАХ СТРАТИГРАФИИ
ПАЛЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮГА СССР

За последние годы достигнуты значительные успехи в изучении стратиграфии и палеонтологии палеогеновых отложений альпийской складчатой области юга СССР. Разработаны детальные схемы стратиграфического расчленения палеогеновых отложений отдельных регионов и опубликован ряд монографических работ по различным группам ископаемой фауны. Особенно следует отметить большую плодотворную работу междуведомственной палеогеновой комиссии, которая была организована в 1955 г. Геологическим институтом АН СССР с целью ревизии опорных стратиграфических разрезов палеогена юга СССР и согласования существующих взглядов на их сопоставление, а также Бакинского совещания, посвященного разработке стратиграфической схемы третичных отложений юга Европейской части СССР.

В результате была составлена унифицированная схема стратиграфического расчленения палеогеновых отложений альпийской складчатой области Европейской части СССР, что является большим научным достижением в изучении геологии СССР.

Ряд важных вопросов, как-то: граница эоцена и олигоцена, палеогена и неогена, ярусное расчленение верхнего эоцена и др., был обсужден на заседаниях постоянной стратиграфической комиссии по палеогеновым отложениям СССР и были приняты соответствующие решения. Эта комиссия уже приступила к составлению единой корреляционной стратиграфической схемы палеогеновых отложений для территории СССР. Однако при всем том многие важные вопросы, касающиеся уточнения границ между отделами палеогеновой системы и ярусного расчленения первых остаются еще нерешенными и вызывают споры.

В настоящей главе мы хотим высказать наши мнения по некоторым из этих вопросов на основе материала Армении.

О нижней границе палеогена. Как известно, вопрос границы мела и палеогена и в связи с этим и стратиграфического положения датского яруса оживленно дискутируется. Одни исследователи проводят эту границу по кровле датского яруса, а другие—по его по-

дошве. Вторую точку зрения упорно защищают палеонтологи, особенно микропалеонтологи, основываясь на резком обновлении фауны и в частности мелких фораминифер на границе маастрихтского и датского ярусов.

Общеизвестно, что ряд важнейших групп ископаемой фауны (белемниты, аммониты, иноцерамы, глоботрунканы и др.), широко развитый в сеноне, в конце маастрихта вымирает или же резко сокращается в количестве. Вместе с тем в отложениях датского яруса появляется комплекс микрофауны, характерный для палеогена. Резкий перелом в эволюционном развитии фауны в рассматриваемое время является вполне естественным, ибо датский век—время кардинальных изменений палеогеографических условий морских бассейнов и континентов, что обычно имеет место на границах крупных стратиграфических единиц, в данном случае на рубеже мезозойского и палеогенового периодов. Если при решении данного вопроса исходить из тектонических критериев, то датский ярус должен быть отнесен к верхнему мелу. Известно, что в истории геотектонической эволюции земной коры выделяется ряд этапов, каждый из которых начинается прогибанием, широкой трансгрессией и кончается поднятием и регрессией. Одним из таких этапов является верхнемеловой, который начался сеноманской (местами альб-сеноманской) трансгрессией и завершился общей регрессией в датском веке. Известно также, что цикличность эволюции земной коры отражается и в характере отложений (типы формаций).

В начальных стадиях развития крупных структурных зон образуются терригенные и вулканогенные формации, в средней стадии, в эпоху максимальной трансгрессии, преобладают карбонатные формации, а в конце цикла в эпоху поднятия и регрессии—терригенные (верхняя терригенная) и флишевые фации. Именно такой ход развития мы наблюдаем на территории Антикавказа, где отложения датского возраста выражены преимущественно в терригенной флишевой фации и несогласно перекрывают различные горизонты карбонатных отложений верхнего сенона. Вместе с тем, нередко случаи, когда в мульдовых частях крупных прогибов датские отложения выражены в карбонатных фациях и постепенными переходами связаны с подстилающими карбонатными же породами маастрихта (западная часть Севано-Ширакского синклиория, Агстевский прогиб) и содержат сравнительно больше элементов верхнемеловой фауны. Аналогичную картину мы наблюдаем и в других структурно-фациальных зонах. Нам кажется, что это обстоятельство является одной из причин разногласия между исследователями. Геологи, работавшие в районах, где датские отложения согласно сменяют маастрихт, выражены в сходных с последним фациях и содержат элементы верхнемеловой фауны, относят датский век к верхнему мелу. Напротив, исследователи, изучающие разрезы пограничных слоев верхнего мела и палеогена в таких регионах, где датские отложения фациально резко отличаются от маастрихта и вместе с тем тесно связаны с вышележащими отложениями палеоцена и заключают комплекс фауны, характерный для

палеогена, приходят к выводу о целесообразности отнесения датского яруса к палеогену.

Такое структурно-фациальное соотношение датских отложений с подстилающими и покрывающими отложениями, по-видимому, обусловлено тем, что мощные тектонические движения, имевшие место на границе мела и палеогена, проявились в различных геотектонических зонах не совсем одновременно, а местами перед датом, в других местах—после датского века. Поэтому вполне понятно, что в первом случае отложения датского возраста по тектоническому положению и фациальным особенностям резко отличаются от маастрихта и тяготеют к палеогену; во втором же случае, напротив, датские отложения составляют единый фациальный комплекс с маастрихтом. Таким образом, положение датского яруса в общей стратиграфической шкале варьирует в зависимости от истории геотектонического развития отдельных структурно-фациальных зон. Для разрешения такого сложного вопроса, конечно, нельзя основываться на материалах отдельных небольших регионов, а равно только на палеонтологических или тектонических данных, а следует учесть историю геологического развития отдельных континентов и земной поверхности в целом.

Что же касается стратиграфического положения пограничных слоев верхнего мела и палеогена Антикавказа, то следует отметить следующее. Датские отложения с палеоценом вместе составляют единый фациальный комплекс. В Ереванском прогибе, в бассейне р. Веди, этот комплекс представлен терригенным флишем, несогласно лежит на различных горизонтах сенона и содержит фауну мелких фораминифер и реже морских ежей. В Агстевском прогибе этот комплекс выражен в фации мшанково-литотамниевых известняков с морскими ежами и микрофауной. Отбить границу между датом и палеоценом пока не удается.

Очень отчетливо устанавливается нижняя граница нижнего эоцена. Она фиксируется новой широкой трансгрессией, появлением теплолюбивой фауны, в частности нуммулитов (*N. planulatus*, *N. globulus*, *N. atacicus*) и дискоциклин (*D. scalaris*, *D. ex gr. archiaci*, *D. douvillei* и др.).

Микрофаунистически нижняя граница эоцена устанавливается появлением *Globogotalia crassata*.

О границах и подразделениях среднего эоцена. Нижняя граница среднего эоцена на Антикавказе, как и по всему средиземноморскому бассейну, устанавливается отчетливо. Она отмечается новой широкой трансгрессией и появлением представителей крупных нуммулитов (*N. laevigatus*), ассилин, а также теплолюбивых форм моллюсков, морских ежей и кораллов.

Сравнительно менее четко отбивается его верхняя граница. Как известно, в Западной Европе в пограничных слоях среднего и верхнего эоцена выделяется «оверский» ярус, в отложениях которого среднеэоценовые крупные нуммулиты (*N. perforatus*) встречаются совместно с верхнеэоценовым видом *N. striatus*. При этом одни исследователи относят этот ярус к верхнему эоцену (Буссак, Менгюи, Лаппаран и др.), а другие—к среднему эоцену.

А. Л. Яншин (1953), детально разбиравший этот вопрос, присоединяется к мнению тех геологов, которые относят к среднему эоцену (лютецкому ярусу) все слои с крупными нуммулитами и на этом основании считает необоснованным выделение оверских слоев в качестве самостоятельного яруса.

Типичный оверс, в понимании западноевропейских геологов, в СССР мы имеем в Армении. Здесь в ряде мест (бассейн р. Веди, западная часть Айондзорского синклиория), в верхней части разреза среднего эоцена, в слоях с *Nummulites perforatus*, действительно встречаются единичные экземпляры верхнеэоценового вида *N. striatus*. Однако общий комплекс фауны (*Nummulites perforatus*, *N. gizehensis*, *N. brongniarti*, *Acarinina crassaeformis*, *Hantkenina liebusi* и др.) настолько характерен для среднего эоцена, что наличие в нем единичных экземпляров представителей верхнеэоценовой фауны (*N. striatus*, *Globigerinoides conglobatus*) не дает никакого основания для отнесения этих отложений к верхнему эоцену, а равно и для выделения их в качестве самостоятельной стратиграфической единицы в рангах яруса. Общеизвестно, что в природе новое проявляется не сразу, не мгновенно, а элементы его зарождаются в старом. Точно так же в начальных этапах развития геологических циклов элементы фауны предыдущей эпохи в отдельных случаях могут играть значительную роль. Ни появление новых видов и ни вымирание старых не происходит повсеместно одновременно, поэтому нельзя базироваться на них при установлении границ между стратиграфическими подразделениями. Стратиграфические границы должны соответствовать эпохам крупных палеогеографических преобразований земной коры и обусловленным ими изменениям условий седиментации и развития фауны и флоры. При применении палеонтологических критериев надо базироваться не на отдельных видах, а на комплексе фауны.

Таким образом, мы полностью согласны с А. Л. Яншиным, который опровергает существование оверского яруса и включает слои с *N. perforatus*, *N. striatus* в состав среднего эоцена (лютецкий ярус). Вместе с тем мы не разделяем точку зрения указанного исследователя о том, что все слои с крупными нуммулитами должны быть отнесены к среднему эоцену. Средний эоцен действительно является эпохой развития крупных нуммулитов и, хотя в конце этой эпохи происходит массовое вымирание представителей крупных форм нуммулитов, но тем не менее отдельные виды (*N. perforatus*) заходят и в нижнюю часть верхнего эоцена; более того, самый крупный нуммулит (*N. millearput*) в разрезах Армении появляется в верхней части среднего эоцена, но массовое развитие получает в низах верхнего эоцена в комплексе типичной верхнеэоценовой фауны.

В разрезах фаунистически охарактеризованных отложений среднего эоцена Армении отчетливо выделяются два горизонта, отличающихся фаунистически и литологически. В нижнем из них еще преобладают представители мелких нуммулитов, а крупные только появляются и среди них преобладает *Nummulites laevigatus*—горизонт с *N. laevigatus*. В

верхнем же горизонте—горизонт с *N. perforatus*—в составе фауны мы имеем все виды крупных нуммулитов в массовом количестве (*N. perforatus*, *N. brongniarti*, *N. gizehensis*, *N. distans*). Только *N. millescaput* (самый крупный по размеру) встречается единичными экземплярами, а массовое развитие получает в низах верхнего эоцена. В этом горизонте также единичными экземплярами встречается верхнеэоценовый вид *N. striatus*. Указанные горизонты точно соответствуют нижнелютетским и верхнелютетским слоям, выделяющимся в разрезах среднеэоценовых отложений альпийско-гималайской геосинклинальной области.

О границах и подразделениях верхнего эоцена. Нижняя граница верхнего эоцена устанавливается появлением и массовым развитием типичных верхнеэоценовых нуммулитов (*N. fabianii*, *N. incrassatus*, *N. chavannesi* и др.), а также орбитоидов и моллюсков.

Ярусное расчленение верхнего эоцена является одним из спорных и неразрешенных вопросов геологии палеогеновых отложений. А. Л. Яншин (1953) убедительно доказал несостоятельность произведенной западноевропейскими геологами попытки расчленения его на ярусы. Этот вопрос обсуждался на первом совещании постоянной стратиграфической комиссии по палеогеновым отложениям СССР, и было принято решение не считать возможным употребление для верхнеэоценовых отложений СССР названия ярусов западноевропейских шкал деления палеогена (Бюллетень МВСК, № 2, 1960).

Верхнеэоценовые отложения Армянской ССР содержат очень богатый комплекс фауны нуммулитов, орбитоидов, моллюсков, кораллов, морских ежей, а также мелких фораминифер, монографическое изучение которых могло дать ценнейший материал для разрешения вопроса ярусного расчленения вмещающих отложений. Однако ни в одном разрезе еще не произведено комплексное изучение указанных групп фауны. Поэтому в настоящее время мы не располагаем достаточным материалом, чтобы выступить с определенными предложениями. Наши соображения по данному вопросу являются лишь предварительными и основаны на фауне нуммулитов и орбитоидов. В разрезах верхнеэоценовых отложений Армении мы выделяем три горизонта: горизонт с *N. millescaput*, дискоциклиновый горизонт и горизонт с *Nummulites fabianii retiatus*.

Нижний из указанных горизонтов характеризуется наличием в умеренном количестве типичных верхнеэоценовых видов нуммулитов (*N. fabianii*, *N. incrassatus*, *N. striatus*, *N. chavannesi*) и массовом количестве *N. millescaput*. Встречаются также *Operculina alpina*, пеллатииспирь, дискоциклины и реже *Nummulites perforatus*.

Во втором, дискоциклиновом горизонте среднеэоценовый вид *N. perforatus* полностью исчезает, а *N. millescaput* резко сокращается в количестве, встречаясь лишь единичными экземплярами генерацией А. В этом горизонте в составе фауны верхнеэоценовых нуммулитов, по сравнению с нижним горизонтом, принципиальных изменений не происходит. К вышеуказанному списку прибавляется *N. garniegi*, *N. bouillei*. Однако по количеству нуммулиты представлены в этом горизонте наиболее богато.

Оперкулины, пеллатиспиры, актиноциклины и особенно дискоциклины здесь достигают максимума развития, представлены всеми видами и количественно преобладают над нуммулитами.

Существенные изменения происходят в развитии фауны нуммулитов и орбитоидов в верхнем горизонте—горизонте с *Nummulites fabianii retiatus*. Исчезают все орбитоиды и дискоциклины, а также большинство верхнеэоценовых нуммулитов. Из них продолжают встречаться формы (*N. bouillei*, *N. incrassatus*), которые продолжают развиваться и в олигоцене. Вместе с тем в этом горизонте появляются формы, являющиеся переходными между типичным верхнеэоценовым видом *N. fabianii* и олигоценным видом *N. intermedius* — *N. fabianii retiatus*, а также предки олигоценного вида *N. vascus* — *N. vascus initialis*.

Из моллюсков следует отметить появление в отложениях этого горизонта *Variamussium fallax*, который более широкое развитие получает в олигоцене. Среди мелких фораминифер много боливин и булимин. Таким образом, по общему составу фауны, в частности нуммулитид, этот горизонт является переходным между верхним эоценом и олигоценом. Однако отсутствие в его отложениях типичных олигоценых нуммулитов (они здесь только зарождаются) дает нам некоторое основание отнести этот горизонт к верхнему эоцену.

О границе эоцена и олигоцена и о расчленении нижнего—среднего олигоцена. Граница эоцена и олигоцена на Антикавказе устанавливается тектонически, литологически и палеонтологически. Мощные тектонические движения, имевшие место перед олигоценом, вызвали существенные изменения палеогеографических условий как морских водоемов, так и суши. Олигоценное время—период формирования важнейших структурных и орографических элементов Кавказа—мегаантиклинорий Большого Кавказа и Антикавказа, Рионо-Куринской и Среднеараксинской депрессии. Это—эпоха воздымания почти всех главнейших горных хребтов, возникновения грабен и впадин Альпийско-Гималайской геосинклинальной области. Тектонические и палеогеографические преобразования вызвали существенные изменения в осадконакоплении и развитии фауны и флоры. Карбонатные и флишевые фации верхнего эоцена в олигоцене сменяются песчано-глинистыми терригенными отложениями (майкопская формация), характеризующимися выдержанностью и устойчивостью фаций. На рубеже эоцена и олигоцена кардинальные изменения происходят и в эволюции органического мира.

Как уже отмечалось выше, к концу эоцена почти полностью вымирают дискоциклины, актиноциклины, ортофрагмины, большинство нуммулитов и другие эоценовые группы фауны и вместе с тем, в начале олигоцена в массовом количестве появляются *Nummulites vascus*, *N. intermedius*.

Фауна олигоценых отложений Армении очень богата и разнообразна. Наряду с конхилиофауной, пышно развиты нуммулиты, кораллы, морские ежи, мелкие фораминиферы и остракоды. Этот комплекс фауны свидетельствует о том, что олигоценый бассейн южного За-

Кавказья характеризовался тропическими климатическими условиями и нормальным гидрологическим режимом, в противоположность бассейнам Северного Кавказа и южных районов Русской платформы, температурный режим которых значительно понизился по сравнению с эоценом. Эти бассейны, по-видимому, были изолированы от бассейнов тропической области Кавказско-Карпатскими горными хребтами и к тому же они широко сообщались с холодными морями северных областей.

Вероятно, этим можно объяснить то обстоятельство, что многие теплолюбивые формы (*Variamussium fallax*, *Ostrea (Gigantostrea) gigantea*, *Ostrea plicata* и др.), которые в северной зоне Крымско-Кавказской геосинклинальной системы пышно развивались в верхнем эоцене и в конце эоцена вымирали, в южном Закавказье продолжали развиваться и в олигоцене. Этот факт еще раз показывает, что при проведении стратиграфических границ и определении возраста свит нельзя базироваться на отдельных, даже руководящих видах, а нужно взять за основу комплекс фауны и общие палеогеографические условия. Нам кажется, что исходя из этих позиций, вполне можно объяснить, почему фауна зоны *Bolivina* (или зоны *Variamussium fallax*) в северных районах альпийской складчатой области юга СССР приурочена к верхам эоцена, а в более южных провинциях последней встречаются как в верхних слоях верхнего эоцена, так и в нижнем олигоцене.

Комплекс фауны, встречающийся в морских олигоценовых отложениях Армянской ССР, свидетельствует об их ниже-среднеолигоценовом возрасте. Однако установить границу между нижним и средним олигоценом не удастся. Типичные олигоценовые нуммулиты—*Nummulites intermedius*, *N. vascus*—распространены по всему разрезу отложений, относимых к нижнему-среднему олигоцену, а фауна моллюсков и мелкие фораминиферы пока что дают мало материала для разрешения данного вопроса. Проблема подразделения олигоцена еще более осложняется в связи с новыми данными, касающимися возраста латторфских слоев Западной Европы, считавшихся до последнего времени стратотипом нижнего олигоцена. И. А. Коробков, как и др. советские геологи, детально проанализировавший этот вопрос, приходит к выводу о верхнеэоценовом возрасте латторфских слоев и предлагает проводить границу между эоценом и олигоценом по подошве рюпельских слоев, считавшихся ранее среднеолигоценовыми (Коробков, 1961).

Таким образом, перед советскими геологами стоит задача разработать новую, отечественную схему подразделения олигоценовых отложений.

Наши соображения по данному вопросу заключаются в следующем. Нам кажется, что ниже-среднеолигоценовые морские отложения Армении (шорагбюрская и шагапская свиты) все же можно подразделить на два подотдела—нижний олигоцен и средний олигоцен, хотя провести четкую границу между ними затруднительно. К нижнему олигоцену следует отнести нижнюю часть разреза указанных свит, мощностью до 400—500 м (горизонты с *Variamussium fallax*, *Pecten arcuatus* и циреновых пес-

чаников), в составе фауны которой наряду с наличием многочисленных типично олигоценовых форм — *Nummulites vascus*, *N. intermedius*, *Potamidites plicatum*, *Cardita kickxi*, *Astarte kickxi* и др. присутствует еще много видов, переходящих из верхнего эоцена — *Nummulites bouillei*, *Variamussium fallax*, *Pteria wemmelsensis* и др.

Среднеолигоценовой следует считать верхнюю (глинистую) часть шорагбюрской свиты (горизонт кеара-молла), в которой элементы верхнеэоценовой фауны резко сокращаются и массовое развитие получают формы, известные из среднеолигоценовых отложений Западной Европы — *Megatylotus crassatina*, *Pectunculus (Axinaea) obovatus*, *Polymesoda convexa*, *Tympanotonos margaritaceum*, *Campanile meneguzzoi* и др.

По общему комплексу фауны и фациальным особенностям отложений (кораллово-нуммулитовые фации) указанный горизонт вполне соответствует слоям Кагель-Гомберто Северной Италии.

В пользу двучленного подразделения отложений шорагбюрской свиты и ее стратиграфических эквивалентов служит также тот факт, что в ряде районов (в зонах поперечных геоантиклинальных поднятий) отложения горизонта кеара-молла залегают трансгрессивно на различных слоях более древних свит. У с. Элпин (западная часть Айодзорского синклиория) слои с *Megatylotus crassatina* и крупными церитиями налегают на дискоциклиновый горизонт верхнего эоцена, а у с. Советашен они непосредственно лежат на отложениях среднего эоцена.

Трансгрессивность залегания указанного горизонта замаскирована только в крупных синклинальных прогибах (Ереванский бассейн), в которых осадконакопление происходило непрерывно в течение всего олигоцена.

Таким образом, двучленное подразделение фаунистически охарактеризованных отложений олигоцена южного Закавказья обосновывается и тектонически.

Отложения горизонта кеара-молла, по-видимому, следует сопоставить с рупельскими слоями Западной Европы. Если это так, то возникает вопрос — не являются ли горизонты с *Variamussium fallax* и *Pecten arcuatus* синхронными образованиям латторфских слоев, которые в настоящее время многими исследователями относятся к верхнему эоцену. Против такого предположения имеются следующие веские данные: 1) в отложениях указанного горизонта, как уже неоднократно было отмечено в данной работе, появляются и массовое развитие получают типичные олигоценовые нуммулиты — *N. vascus*, *N. intermedius*;

2) отложения с *V. fallax*, *P. arcuatus* подстилаются слоями с *N. fabianii retifatus*, являющимися самым верхним горизонтом верхнего эоцена (переходные слои). Под указанными слоями лежат отложения с богатой нуммулитовой и моллюсковой верхнеэоценовой фауной;

3) по литофациальным признакам и тектоническому положению породы с *V. fallax*, *P. arcuatus* составляют нижнюю часть единого трансгрессивного комплекса терригенных отложений олигоцена.

Таким образом, по всем признакам, как геологическим, так и палеонтологическим, слои с *V. fallax* и *P. arcuatus* в Армении должны быть отнесены к нижнему олигоцену.

Предлагаемая нами схема подразделения нижне-среднеолигоценых отложений Армянской ССР вполне соответствует схеме расчленения майкопских отложений Кировабадского района Азербайджанской ССР.

По данным К. А. Ализеде (1959_з) и И. Н. Асланова (1960), нижняя часть разреза майкопской свиты в северо-восточных предгорьях Малого Кавказа (Кировабадский район) отчетливо подразделяется на две стратиграфические единицы. Нижняя из них представлена песчано-глинистыми отложениями мощностью около 700 м и содержит богатую моллюсковую фауну нижнего олигоцена (хадумский горизонт): *Leda crispata* Koen., *L. perovalis* Koen., *Nucula korobkovi* Asl., *Cardita camerata* Koen., *Varlamussium fallax* Korob., *Dentalium novaki* Koen., *Astarte dilatata* Phill., *Planorbella* и др.

Выше трансгрессивно с базальным конгломератом в основании, по указанным исследователям, лежит другая свита песчано-глинистых пород (карачинарский, нафталанский и инджачайский горизонты), содержащая богатую фауну среднего олигоцена — (*Pectunculus (Axinaea) obovatus* Lam., *Astarte kickxi* Nyst, *Latrunculus caronis* Brongn. и др.

Вряд ли можно сомневаться в том, что верхняя из указанных свит (слои с *Pectunculus (Axinaea) obovatus*) соответствует горизонту кеарамолла Шорагбюрского разреза (Ереванский бассейн), а нижняя — слои с *Varlamussium fallax* — должны быть đồngовозрастными с горизонтом *V. fallax* и *P. arcuatus* Ереванского разреза.

Показательно, что в Кировабадском районе как и в Армении, средний олигоцен залегает трансгрессивно, что свидетельствует о региональном масштабе предсреднеолигоценых тектонических движений.

Вопрос осложняется, когда мы пытаемся сопоставить Шорагбюрский и Кировабадский разрезы с разрезами Ахалцихской депрессии (Грузинская ССР). Горизонт каратубани, содержащий богатую среднеолигоценую фауну, И. В. Качарава и И. А. Коробков сопоставляют с хадумским горизонтом. По указанным исследователям, отложения каратубанского горизонта (слои с *Pectunculus (Axinaea) obovatus*) подстилаются породами зоны *Bolivina* верхнего эоцена.

Согласно новым данным, вид *Pecten arcuatus* в разрезе палеогеновых отложений Ахалцихской депрессии встречается как в верхнеэоценовых, так и в олигоценых отложениях (Коробков, 1961).

Несколько иную схему стратиграфического расчленения олигоценых отложений Ахалцихского бассейна предлагает Ж. Р. Казахавили (1961).

Обработав большую коллекцию моллюсковой фауны разреза по р. Лерциани, она также приходит к выводу о синхронности слоев каратубани с хадумским горизонтом.

Вместе с тем, по ее данным, слои с каратубанским комплексом фауны не подстилаются отложениями зоны *Bolivina*, а между ними (между

зоной боливин и каратубанским горизонтом) залегает толща песчано-глинистых отложений мощностью около 50 м, содержащая олигоценую моллюсковую фауну. При этом в нижней части этой толщи ею были встречены *Vaviamussium* sp. (*fallax* Korobk.?) а в верхах ее — *Pecten arcuatus* Brocc.

Если принять за основу описанный Ж. Р. Казахашвили разрез по р. Лерциани при сопоставлении олигоценых отложений Армении, Кировабадского района и Ахалцихской депрессии получается полная увязка. Горизонт каратубани будет соответствовать слоям с *Pectunculus obovatus* Кировабадского района и горизонту кеара-молла Ереванского прогиба. Становится очевидной также синхронность слоев с *P. arcuatus* и *Vaviamussium fallax* сопоставляемых районов.

Однако остается неясным, почему на других участках Ахалцихской депрессии (бассейн р. Борбалю) отложения каратубанского горизонта лежат непосредственно на породах боливинового горизонта? Напрашивается мысль, не вызвано ли это перерывом в осадконакоплении, имевшим место в нижнем олигоцене на этих участках и трансгрессивным залеганием среднего олигодена (в данном случае каратубанского горизонта), как это имеет место в ряде районов Армении.

Если же сопоставить горизонт кеара-молла Шорагбюрского разреза с корбулевыми слоями Ахалцихе (средний олигоцен по И. В. Качараву), то горизонт каратубани будет соответствовать слоям с *Pecten arcuatus* и *Var. fallax* Шорагбюрской свиты, нижнеолигоценовый возраст которых устанавливается достаточно убедительно. Кажется такое сопоставление разрезов олигоценых отложений Ереванского и Ахалцихского прогибов является наиболее приемлемым. Однако слои с *P. arcuatus* и *V. sp.* (*fallax* Korob.) разреза Лерициани, которые, по Ф. Р. Казахашвили, залегают над горизонтом *Volivina*, подстилают отложения каратубанского горизонта и содержат олигоценую фауну.

Поэтому до однозначного решения вопроса возраста слоев с *Pecten arcuatus* и *V. fallax* в разрезе р. Лерциани и их взаимоотношения с каратубанским горизонтом и зоной *Volivina* мы воздерживаемся от распространения схемы двучленного подразделения олигоценых морских отложений Армении на Ахалцихскую депрессию.

Верхним подотделом олигодена в Армении мы считаем эпоху накопления континентальной пестроцветной (красноцветной) молласовой свиты. Характер отложений и тектонические условия их образования свидетельствуют о том, что эти континентальные и пресноводные молласовые образования, имеющие огромное распространение в Альпийско-Гималайской геосинклинальной области и заполняющие межгорные и передовые прогибы альпийских хребтов, образовались в завершающую стадию олигоденового отдела.

О границах миоцена и плиодена, плиодена и антропогена. Сарматским ярусом завершается определенный этап истории геологического развития Антикавказа. Породы этого яруса вместе с подстилающими средне- и нижнемиоценовыми отложениями дисло-

цированы по единому плану и составляют с ними единый формационный ряд. Верхнесарматское время является последним этапом развития морского режима на территории Антикавказа. Начиная с мэотиса последний вступает в новую, континентальную стадию своего развития, продолжающуюся вплоть до настоящего времени.

Отложения мэотиса, понта, среднего и верхнего плиоцена и антропогена представлены различными континентальными, озерными и вулканогенными фациями, дислоцированы слабо и с эрозионным и угловым несогласием перекрывают различные горизонты более древних отложений, вплоть до верхнего сармата.

Эти данные дают нам основание присоединиться к мнению тех исследователей, которые приводят границу между миоценом и плиоценом по подошве мэотиса.

В континентальных образованиях плиоцена и антропогена Антикавказа достаточно четко выделяются два структурных яруса, разделенных отчетливо выраженным перерывом и несогласием. Первый из них охватывает мэотис, понт и средний плиоцен (век продуктивной толщи), а второй—акчагыл, апшерон и постплиоцен. Верхнеплиоценовые и постплиоценовые озерно-речные, вулканогенные и континентальные породы Антикавказа, по палеогеографическим и тектоническим условиям образования составляют единый формационный комплекс, время образования которого знаменует собой начало формирования современного рельефа указанной области (Габриелян, 1958₄). Эти данные подтверждают мнения тех исследователей, которые предлагают проводить границу между плиоценом и антропогеном по подошве акчагыла.

З а к л ю ч е н и е

Настоящая работа представляет собой лишь первую попытку обобщения большого фактического материала, собранного автором и многими другими геологами, изучавшими палеогеновые и неогеновые отложения Армянской ССР. Не все вопросы, касающиеся возраста и стратиграфического положения отдельных свит и условий их образования, решены бесспорно. Целый ряд вопросов остается еще открытым или недостаточно изученным.

Первоочередными и наиболее актуальными задачами в области изучения палеогеновых и неогеновых отложений республики являются:

1. Монографическое изучение богатой фауны моллюсков, нуммулитов, мелких фораминифер, кораллов и других групп, что имеет первостепенное значение для уточнения возраста и стратиграфического положения ряда свит и толщ.

2. Уточнение границ стратиграфических единиц и, в частности, границы между верхним мелом и палеогеном, средним и верхним эоценом, эоценом и олигоценом, палеогеном и неогеном, миоценом и плиоценом, плиоценом и антропогеном.

3. Проблема ярусного расчленения эоцена и олигоцена. Она до сих пор остается неразрешенной в Советском Союзе и Западной Европе. Ар-

мянская ССР является одним из редких в СССР регионов, где в эоценовых и олигоценовых отложениях помимо конхилиофауны и мелких фораминифер встречается богатая фауна нуммулитид, столь важных для стратиграфического расчленения вмещающих отложений. Поэтому комплексное монографическое изучение указанных групп ископаемых остатков даст ценнейший материал для разрешения поставленного вопроса.

4. Возрастное расчленение сложного комплекса вулканогенных образований послеоценового возраста, имеющего широкое развитие в центральной части Антикавказа. В этой области сделана лишь первая попытка; большие работы еще впереди. Трудность возрастного расчленения этих вулканогенных образований обусловлена тем, что породы их почти немые, и к тому же они фациально очень изменчивы. Нами неоднократно было отмечено, что для стратиграфического расчленения этой мощной вулканогенной серии Антикавказа и определения возраста отдельных ее свит необходимо произвести детальное минералого-петрографическое исследование пород и сопоставление с пепловым материалом, встречающимся в отдельных горизонтах фаунистически охарактеризованных морских отложений олигоцена, миоцена и плиоцена Куринской депрессии.

5. Дальнейшее уточнение возраста соленосных отложений и молласовых образований Октемберянского прогиба, имеющее существенно важное значение в связи с проводящимися геолого-поисковыми работами на нефть и газ в Араратской котловине. Этой цели можно достигнуть путем монографической обработки фауны моллюсков и фораминифер, встречающейся в этих отложениях, и сопоставления разреза Октемберянского прогиба с разрезами соленосных отложений Ереванского и Нахичеванского бассейнов.

6. Выяснение стратиграфического положения известняков-ракушечников конкского и мэотического возраста района гор. Раздан в разрезах миоценовых отложений Араратской котловины и Севанской впадины. Для разрешения этого вопроса требуется дополнительный сбор фауны и ее монографическая обработка.

7. Уточнение возраста туфогенной флишоидной свиты Севано-Ширакского синклиория, угленосно-сланценосных отложений Дилижана и Джаджурского месторождения, верхней вулканогенной свиты водораздельных хребтов Севано-Ширакского синклиория и белесоватой туфогенной свиты Приереванского района. Для разрешения большинства из перечисленных вопросов необходимо изучение разрезов соответствующих отложений не только Армении, но и смежных районов Грузии и Азербайджана. Широкие региональные исследования и сопоставления разрезов отдельных структурно-фациальных зон позволят добиться положительных результатов.

8. Детальное изучение литологии и минералогии палеогеновых и неогеновых отложений.

Разработка региональных стратиграфических схем, корреляция разрезов различных структурно-фациальных зон и восстановление истории геологического развития данной области потребуют сочетания литолого-минералогических, палеонтологических и тектонических исследований.

Л И Т Е Р А Т У Р А

- Абих Г. Геологические наблюдения в нагорной стране между Курой и Араксом, пер. Л. М. Маркова. «Зап. Кавк. отд. русск. геогр. общ.», кн. VIII, 1873.
- Абих Г. Геология Армянского нагорья. Западная часть. Орографическое и геологическое описание. Зап. Кавк. отд. геогр. общ., кн. XXI, 1899.
- Абих Г. Геология Армянского нагорья. Восточная часть. Орографическое и геологическое описание. «Зап. Кавк. отд. геогр. общ.», кн. XXIII, 1902.
- Абакелия М. С. К вопросу гравиметрической изученности Кавказа. «Проблемы советской геологии», № 4, 1936.
- Абдуллаев Р. Н. О возрасте эффузивно-пирокластической толщи северного склона Шахдагского хребта. ДАН АзССР, т. XII, № 5, 1956.
- Абдуллаев Р. Н. О возрасте эффузивов в Казахском районе АзССР, ДАН АзССР, № 10, 1957.
- Абдуллаев Р. Н. Казахский комплекс, содержащий вулканические породы (М. Кавказ). «Изв. АН АзССР», сер. геол. и геогр., № 6, 1959.
- Абовян С. Б. К стратиграфии эоценовых отложений северо-восточного побережья озера Севан. ДАН АрмССР, XXIII, № 1, 1956.
- Авакян Л. А., Бурчак-Абрамович Н. О. Ископаемый верблюд из четвертичных отложений Армении. ДАН АрмССР, № 4, 1945.
- Авакян Л. А. Первобытный бык (*Bos primigenius*) в Армении. «Изв. АН АрмССР», серия ест. наук, № 9, 1946.
- Авакян Л. А. История находок ископаемых четвертичных млекопитающих Армении. «Изв. АН АрмССР», т. 1, № 1, 1948.
- Авакян Л. А. Слоны трогонтерий (*Elephas trogontherii* Phalc.) из четвертичных отложений Армении. «Труды Ерев. гос. унив.», т. XXX, 1950.
- Авакян Л. А. Четвертичные ископаемые млекопитающие Армении. Изд. АН АрмССР, 1959.
- Адамян А. А. Неогеновые и четвертичные эффузивные породы Приереванского района. «Изв. АН АрмССР», геол.-географ. серия, т. XIV, № 6, 1961.
- Адамян А. И. Некоторые замечания о возрасте интрузии южной Армении. «Изв. АН АрмССР», т. III, № 8, 1950.
- Аджимамудов Э. Б. О связи гравитационного поля с тектонической зональностью Малого Кавказа. ДАН АрмССР, т. XXIV, № 4, 1957.
- Азарян Н. Р., Ақопян В. Т. Новая стратиграфическая схема юрских отложений Армении. ДАН АрмССР, т. XXVIII, № 2, 1959.
- Азизбеков Ш. А. Геология и петрография северо-восточной части Малого Кавказа. Изд. АН АзССР, 1947₁.
- Азизбеков Ш. А. и Абдуллаев Р. Н. Эоценовые отложения юго-западной части Конгур-Алангезского хребта. Изв. АН АзССР, № 11, 1947₂.
- Азизбеков Ш. А. О возрасте соленосной толщи Азербайджанской части Малого Кавказа. Докл. АН АзССР, т. VII, № 6, 1951.

- Азизбеков Ш. А., Рустамов М. И., Гаджиев Т. Г. Петрохимическая характеристика нижнеплиоценовых интрузий и экструзий Нахичеванской складчатой области. ДАН АзССР, т. XIX, № 1, 1958.
- Азизбеков Ш. А., Зейналов М. Сопоставление миоценовых отложений Нахичевана, Армении, Ирана и Турции. «Изв. АН АзССР», серия геол. и геогр., № 3, 1959₁.
- Азизбеков Ш. А., Мехтиев Ш. Ф. Третичный магматизм Азербайджана. «Тр. совещ. по разраб. унифицир. стратигр. шкалы третичн. отложений Крымско-Кавказской области». Изд. АН АзССР, 1959₂.
- Азизбеков Ш. А. Этапы развития магматизма и рудообразования в подвижных зонах Малого Кавказа (на примере Нахичеванской складчатой области). «Изв. АН СССР», сер. геол., № 5, 1960₁.
- Азизбеков Ш. А. Фации и мощности верхнего эоцена и олигоцена (нижнего и среднего) Ордубадского синклиория. «Изв. АН АзССР», сер. геол. и геогр. наук, № 3, 1960₂.
- Азизбеков Ш. А. Геология Нахичеванской АССР, 1961.
- Акопян Ц. Г. К вопросу об одновозрастности долеритовых базальтов Приереванского района и Лорийского плато (АрмССР). ДАН АрмССР, т. XXI, № 5, 1955₁.
- Акопян Ц. Г. О магнитных свойствах горных пород Армении. «Изв. АН АрмССР», т. VIII, № 4, 1955₂.
- Акопян Ц. Г. Палеомагнетизм эффузивных пород Армянской ССР и перемещение полюсов Земли в кайнозойскую эру. «Изв. АН АрмССР», серия геол. и геогр., т. XIII, № 6, 1960.
- Акопян Г. М., Оганесян Д. А. Новые данные о возрасте вулканогенно-осадочных толщ северной и северо-восточной частей АрмССР. «Изв. АН АрмССР», сер. геол.-геогр., т. XIV, № 6, 1961.
- Алнев А. Г. Петрография третичных отложений Азербайджана. Изд. АН АзССР, 1949.
- Ализаде А. А. Майкопская свита Азербайджана и ее нефтеносность. Баку, 1945.
- Ализаде А. А. Палеогеновые отложения Азербайджана. Азнефтиздат, 1947.
- Ализаде А. А. и Халилов Д. М. Фауна и стратиграфия третичных отложений Талыша (предварительные результаты). ДАН АзССР, т. IV, № 2, 1948₁.
- Ализаде А. А. и Хаин В. Е. О возможной нефтеносности южной части АрмССР и Нахичеванской АССР. «Азерб. нефт. хоз.», № 7, 1948₂.
- Ализаде А. А. Верхнетретичные отложения юго-западного Туркменистана. «Тр. совещ. по разраб. унифицир. стратиграф. шкалы третичных отложений Крымско-Кавказской области». Изд. АН АзССР, 1959.
- Ализаде К. А. К стратиграфии фауны палеогена северо-восточного предгорья Малого Кавказа. «Изв. Аз. фил. АН СССР», № 2, 1945.
- Ализаде К. А. К находке латорфской фауны в Азербайджане. «Изв. АН АзССР», № 2, 1947.
- Ализаде К. А. и Халилов Д. М. Палеогеновые отложения Азербайджана. «Тр. конф. по вопр. рег. геол. Закавказья». «Изд. АН АзССР», 1952.
- Ализаде К. А. Третичные отложения Азербайджана. Тез. докл. совещ. по разраб. унифицир. стратигр. шкалы третичных отлож. Крымско-Кавказской области. Изд. АН АзССР, 1955.
- Ализаде К. А., Мамедов Т. А. О палеоценовых и нижнеэоценовых отложениях Нахичеванской АССР. «Изв. АН АзССР», сер. геол. и геогр., № 3, 1959₁.
- Ализаде К. А. Материалы к изучению майкопских отложений Азербайджана. Сборник трудов геол. ин-та АН ГССР, 1959₂.
- Ализаде К. А. Третичные отложения Азербайджана. «Труды совещ. по разраб. унифицир. стратиграф. шкалы третичн. отл. Крымско-Кавказской области». Изд. АН АзССР, 1959₃.
- Ализаде К. А., Багаманов М. А., Керимов Б. Г. Майкопские отложения юго-восточной части Малого Кавказа. ДАН АзССР, т. XV, № 4, 1959₄.

- Ализаде К. А., Багаманов М. А. К стратиграфии палеогеновых отложений Казахского района. ДАН АзССР, т. XVI, № 8, 1960.
- Амроян А. Е. Ереванский соленосный бассейн. «Труды Арм. геол. упр.», № 1, 1957.
- Аракелян Р. А. К вопросу о среднем и верхнем карбоне в Армении. «Изв. АН АрмССР», т. IV, № 3, 1951₁.
- Аракелян Р. А. История геологического развития Армении в палеозойскую эру. «Изв. АН АрмССР», т. IV, № 2, 1951₂.
- Аракелян Р. А. Палеозойские отложения Армении. «Тр. конф. по вопр. рег. геол. Закавказья». Изд. АН АзССР, 1952.
- Арзуманян С. К. Новые данные о тектонике Ереванского соленосного бассейна. «Изв. АН АрмССР», геол.-геогр. науки, т. XV, № 2, 1962.
- Арзуманян С. К. Схема сопоставления разрезов верхнеолигоценых и неогеновых образований Октемберянского, Ереванского и Нахичеванского прогибов. Изв. АН АрмССР», геол.-геогр. науки, т. XV, № 4, 1962.
- Арзуманян С. К. Оценка перспектив нефтегазоносности Араратской котловины и сопредельных районов и направление геолого-разведочных работ на нефть и газ. «Изв. АН АрмССР», геол.-геогр. науки, т. XV, № 5, 1962.
- Асланян А. Т. К вопросу о происхождении озера Севан. «Изв. АН АрмССР», № 8, 1947.
- Асланян А. Т. К истории происхождения Араратской котловины. ДАН АрмССР, т. IX, № 1, 1949₁.
- Асланян А. Т. Стратиграфия юрских отложений Северной Армении. Изд. АН АрмССР, 1949₂.
- Асланян А. Т. О возрасте вулканогенной толщи центральной части Малого Кавказа. «Изв. АН СССР», серия геол., № 6, 1949₃.
- Асланян А. Т. Новые данные по неогеновой тектонике Армении. ДАН АрмССР, т. XII, № 2, 1950₁.
- Асланян А. Т. О происхождении массива горы Арагац. ДАН АрмССР, т. XII, № 4, 1950₂.
- Асланян А. Т. Стратиграфия вулканогенных пород Приереванского района. ДАН АрмССР, т. XI, № 5, 1950₃.
- Асланян А. Т., Бальян С. П. Следы древнечетвертичного оледенения в Армении. БМОИП, отд. геол., т. XXVIII (6), 1953.
- Асланян А. Т. Основные черты послемiocеновой истории тектонического развития Армении. «Сб. научн. труд. Ереванского политехн. ин-та», № 8, 1954.
- Асланян А. Т. Новые данные о верхнемiocеновом возрасте вулканогенной толщи Центральной части Малого Кавказа. «Изв. АН АрмССР», сер. геол., т. VIII, № 6, 1955.
- Асланян А. Т. Об открытии нижнего палеолита в Ленинанканской котловине и его геологическое значение. «Вопросы геологии и гидрогеологии АрмССР». Изд. АН АрмССР, 1956.
- Асланян А. Т. Рудные формации Армянской ССР в их связи с магматизмом, стратиграфией и тектоникой. «Тр. Армянского ГУ», № 1, 1957.
- Асланян А. Т. Региональная геология Армении. 1958.
- Асланян А. Т., Вегуни А. Т., Исаакян С. А. и Малхасян Э. Г. Миоценовые экстрезии Армянской ССР. «Сб. трудов геол. ин-та АН ГССР», 1959.
- Асланян П. М. Новые данные о возрасте *Variamussium fallax* Когов. в Армении. ДАН СССР, т. 119, № 5, 1958.
- Асланян П. М. Новые данные о фаунистической характеристике и возрасте горизонта с *Pecten arcuatus* Вросс. в юго-западной Армении. «Вестник ЛГУ», сер. геол. и геогр., № 18, вып. 3, 1959₁.
- Асланян П. М. Новые виды моллюсков из палеогеновых отложений юго-западной Армении. «Изв. АН АрмССР», серия геол. и геогр., т. XII, № 4, 1959₂.
- Асланян П. М. Стратиграфия и моллюски верхнепалеогеновых отложений юго-западной Армении. Автореферат канд. диссерт. Изд. ЛГУ, 1960₁.

- Асланян П. М. К фаунистической характеристике верхнеэоценовых отложений юго-западной Армении. ДАН АрмССР, т. XXX, № 2, 1960₂.
- Асланян П. М. Некоторые Pelecypoda и Gastropoda из олигоценовых отложений ЮЗ Армении. «Изв. АН АрмССР», сер. геол. и геогр., т. XIII, № 5, 1960₃.
- Асланян П. М. Новые данные о фаунистической характеристике циреновых песчаников и горизонта кеара-молла юго-западной Армении. ДАН СССР, т. 136, № 4, 1961.
- Асланов И. Н. Нижнеолигоценовые отложения северо-восточных предгорий Малого Кавказа. Автореферат дисс. работы на соиск. уч. ст. канд. геол.-мин. наук, Баку, 1952.
- Асланов И. Н. К стратиграфии среднеэоценовых отложений окрестностей сс. Парага и Парадаш (Нах. АССР). ДАН АзССР, № 9, 1954.
- Асланов И. Н. Майкопские отложения Кировабадского района. Палеогеновые отложения юга европейской части СССР. Изд. АН СССР, 1960.
- Асратян В. П. Основные литолого-петрографические черты флишевых отложений Приереванского района. «Сб. научн. тр. Ер. гос. ун-та», т. 37, 1952.
- Асратян В. П. Основные литолого-петрографические черты отложений среднего эоцена Приереванского района. «Сб. научн. тр. Ер. гос. ун-та», сер. геол., 1, 1955.
- Асратян В. П. Краткая литолого-петрографическая характеристика отложений верхнего эоцена Приереванского района. «Научн. тр. Ерев. гос. ун-та», т. 59, 1957.
- Атабекян А. А. К вопросу о сеномане района сел. Иджеван. АрмССР. «Изв. АН АрмССР», т. XVII, № 1, 1953₁.
- Атабекян А. А. Открытие среднеэоценовых вулканогенных отложений в Казахском районе Азербайджанской ССР. ДАН АрмССР, т. XVI, № 3, 1953₂.
- Атабекян А. А. К стратиграфии альбских отложений бассейна р. Агстев. «Изв. АН АрмССР», т. V, № 4, 1954.
- Атабекян А. А. О присутствии датско-палеоэоценовых отложений в бассейне р. Агстев (Малый Кавказ). «Изв. АН АрмССР», сер. геол. и геогр., т. XII, № 6, 1959.
- Атлас руководящих форм ископаемых фаун СССР, т. XII. Палеоген, 1949.
- Афанасьев Г. Д. О происхождении озера Севан. «Изв. АН СССР», серия геол., № 3, 1950.
- Афанасьев Г. Д. О кайнозойском магматизме Кавказа и о некоторых итогах определения абсолютного возраста кавказских пород К—Аг методом. «Изв. АН СССР», сер. геол., № 6, 1957.
- Афанасьев Г. Д., Абдуллаев Р. Н., Багдасарян Г. П. и др. Итоги геохронологических исследований магматических горных пород Кавказа. Меж. геол. конгр., XXI сессия. Доклады совет. геологов, проблема 3, 1960.
- Багдасарян Г. П. К истории тектонического развития Памбакского хребта. «Изв. АН АрмССР», т. III, № 2, 1950₁.
- Багдасарян Г. П. О механизме внедрения и этапах формирования Тежсарской щелочной интрузии в Армении. «Изв. АН АрмССР», т. III, № 8, 1950₂.
- Багдасарян Г. П. Петрография щелочных эффузивных пород Армянской ССР. «Изв. АН СССР», сер. геол., № 2, 1956.
- Бальян С. П. О происхождении горы Арагац в свете новых морфологических данных. «Изв. АН АрмССР», т. 1, 1949.
- Бальян С. П., Вегуни В. Т. Палеогеография бассейна оз. Севан и новые возможности использования водных ресурсов озера. «Научн. труды Ерев. ун-та», т. 63, 1958.
- Бальян С. П. Морфологический анализ новейших тектонических движений Армении. Материалы совещ. по изуч. четв. пер., т. II, 1961.
- Баласаниян С. И. К вопросу о возрасте абиссальных и гипабиссальных пород Алавердского района. ДАН АрмССР, т. XXII, № 2, 1952.
- Баласаниян С. И. К генезису интрузивных пород Памбакского и Геджалинского хребтов. «Изв. АН АрмССР», т. VIII, № 3, 1955₁.
- Баласаниян С. И. Шаровые габбро центральной Армении. «Природа», № 10, 1955₂.

- Барбот-де-Марни. Очерк Кульпинского месторождения каменной соли. Мат. геол. Кавказа, серия 2, кн. 2, 1883.
- Богачев В. В. О возрасте отложений с *Dreissenia dilluvii* Abich в Закавказье. Зап. СПб мин. общ., ч. 4—5, 1907.
- Богачев В. В. О фауне соленосных отложений русской Армении. Ежегодник по геологии и минералогии России. т. XV, в. 8—9, 1913.
- Богачев В. В. и Шишкина А. И. О пресноводной фауне в соленосных отложениях Кульба. «Тр. петр. общ. естест.», вып. 1, протокол № 4, 1914.
- Богачев В. В. и Шишкина А. И. Фауна и флора соленосных отложений русской Армении. Зап. Кавк. музея, серия А, № 2, 1915.
- Богачев В. В. Пресноводные неогеновые фауны в Закавказье. Азерб. нефт. хоз., т. IV, № 7—8, 1924.
- Богачев В. В. Геологический очерк Азербайджана. Материалы по районированию АзССР, т. 1, вып. 3, 1926₁.
- Богачев В. В. Некоторые черты тектоники Азербайджана, Баку, 1926₂.
- Богачев В. В. Урмийское и Ванское озера, «Изв. Азерб. Гос. ун-та», т. VII, 1926.
- Богачев В. В. Фауна отложений диатомита в Ахалцихском бассейне. «Изв. Азерб. Гос. ун-та», т. 6, 1927.
- Богачев В. В. Сарматские сельди. Азерб. нефт. хоз., № 3 (63), 1930.
- Богачев В. В. Озокерит в Зангезуре. О возрасте известняков г. Кабахтапа и гранодиоритовых интрузий на Малом Кавказе. Нов. нефт. геол., 1934.
- Богачев В. В. Новые данные по миоцену Закавказья. «Тр. Азерб. научн. иссл. нефт. инст.», вып. XXXI, 1936.
- Богачев В. В. Миоцен Закавказья. «Тр. Аз. фил. АН СССР», т. X (144), серия геол., 1938₁.
- Богачев В. В. Палеонтологические заметки. «Тр. Аз. фил. АН СССР», серия геол., т. IX, 1938₂.
- Богачев В. В. К вопросу о геологическом возрасте некоторых третичных свит Армении. Изв. АН СССР, серия геол., № 4, 1940.
- Богачев В. В. Материалы к истории пресноводной фауны Евразии. Изд. АН УССР, 1961.
- Богачев В. В. Циринодонтиды в третичных отложениях Закавказья. «Известия АН АрмССР», сер. геол. и геогр., т. XV, № 1, 1962.
- Бендукидзе Н. С. О третичных кораллах окрестностей Еревана. «Изв. АН Арм. ССР», сер. физ.-мат., ест. и техн. наук, т. VIII, № 4, 1955.
- Бубикян С. А. Остракоды из сарматских отложений Армении. Изв. АН АрмССР, сер. геол. и геогр., № 1, 1958₁.
- Бубикян С. А. Остракоды палеогеновых отложений Ереванского бассейна. «Изв. АН АрмССР», серия геол. и геогр., № 3, 1958₂.
- Бюллетень межведомственного стратиграфического комитета, № 1, 1959.
- Бюллетень межведомственного стратиграфического комитета, № 2, 1960.
- Бюллетень межведомственного стратиграфического комитета, № 3, 1961.
- Вардамянц Л. А. О четвертичной тектонике Кавказа. «Тр. II между. конф. ассоц. по изуч. четв. пер. Европы», вып. 3, 1933.
- Вардамянц Л. А. Сейсмоструктура Кавказа. «Тр. сейсм. инст. АН СССР», № 64, 1935.
- Вардамянц Л. А. и Габриелян А. А. О саинидиновом трахите вблизи с. Эллип. ДАН АрмССР, № 2, 1947.
- Вардамянц Л. А. О происхождении озера Севан. Изд. АН АрмССР, 1948₁.
- Вардамянц Л. А. Постплиоценовая история Кавказско-Черноморско-Каспийской области. Изд. АН АрмССР, 1948₂.
- Вардамянц Л. А. О пемзовых песках Элара (Армения). ДАН АрмССР, № 4, 1948₃.
- Вардамянц Л. А. Тектоническая карта Кавказа в масштабе 1 : 1000000. «Изв. АН АрмССР», серия ест. наук, № 8, 1948₄.
- Вардамянц Л. А. Тектоническая карта Кавказа в масштабе 1 : 1000000. «Труды ВСЕГЕИ», нов. серия, т. 10, 1955.

- Варенцов М. И. Геологическое строение и нефтеносность Куринской долины. «Нефт. хоз.», № 12, 1936, № 1, 1937.
- Варенцов М. И. и Лалнев А. Г. Геологическое строение центральной части Нахичеванской АССР. БМОИП, отд. геол., т. XVII (1), 1939.
- Варенцов М. И. Стратиграфия и нефтеносность отложений майкопской свиты центральной и восточной Грузии. «Сов. геол.», № 1, 1941.
- Варенцов М. И. Геологическое строение и перспективы нефтеносности западной части Куринской депрессии и прилегающих районов Грузии. «Изв. АН СССР», отд. техн. наук, № 1, 1948.
- Варенцов М. И. Тектоника центральной части Куринской депрессии и соседних областей Большого и Малого Кавказа. «Тр. XVII сессии межд. геол. конгр.», т. II, 1939.
- Варенцов М. И. Геологическое строение западной части Куринской депрессии. Изд. АН СССР, 1950.
- Вартапетян Б. С. О возрасте известняков района сел. Фиолетово в АрмССР. «Сб. научн. трудов Ерев. политехн. ин-та», № 11, вып. 2, 1955.
- Вассоевич Н. Б. О времени проявления на Кавказе орогенических фаз альпийской эры дислокации. «Тр. Азерб. нефт. геол. разв. инст.», вып. 10, 1934.
- Вассоевич Н. Б. Несколько замечаний по вопросу о времени проявления на Кавказе орогенических фаз альпийской эры дислокации. Изд. Гос. треста Груз. нефть, вып. 3, 1935.
- Вассоевич Н. Б. О крупных тектонических покровах в Восточном Закавказье. Зап. Всер. мин. общ., вып. 2—3, 1940₁.
- Вассоевич Н. Б. К вопросу об условиях образования флиша. «Изв. АН СССР», сер. геол., № 4, 1940₂.
- Василенко В. К. Стратиграфия и фауна моллюсков эоценовых отложений Крыма, 1952.
- Василенко В. К. К проекту стратиграфической шкалы палеоцена и эоцена юга СССР по материалам Крыма. Тезисы докл. совещ. по разраб. унифицир. стратигр. шкалы трет. отл. Крымско-Кавказской области. Изд. АН АзССР, 1955.
- Вахания Е. К., Булейшвили Д. А. Стратиграфия третичных отложений Грузии. «Тр. совещ. по разраб. унифицир. стратигр. шкалы третичных отложений Крымско-Кавказской области». Изд. АН АзССР, 1959.
- Вегуни А. Т. Об олигоцене южной Армении. Сб. научн. трудов Ерев. политехн. ин-та, серия геол., вып. 3, № 13, 1956.
- Вегуни А. Т., Мкртчян К. А. О верхнеэоценовой трансгрессии в Армении. Сб. научн. тр. УГ и ОН при СМ АрмССР, № 2, 1959₁.
- Вегуни А. Т., Птухян А. Е. Опыт расчленения верхнеэоценовых отложений р. Арпа по нуммулитам. «Труды УГ и ОН при СМ АрмССР», № 2, 1959₂.
- Вегуни А. Т. О вулканогенном олигоцене южной Армении. ДАН АрмССР, т. XXX, № 3, 1960.
- Вегуни А. Т. Стратиграфия палеогеновых отложений бассейнов рек Арпа и Воротап (АрмССР). Автореферат кандид. диссертации, Ленинград, 1961.
- Векуа А. К. Ахалкалакская фауна четвертичных млекопитающих и ее сопоставление с соответствующими фаунами Евразии. Тезисы докладов научной сессии ин-та палеобиологии АН ГССР, Тбилиси, 1959.
- Великовская Е. М. К вопросу о геологическом строении Ахалкалакского нагорья. Памяти профессора А. Н. Мазаровича. Изд. МОИП, 1953₁.
- Великовская Е. М., Леонтьев Л. Н. и Милановский Е. Е. К вопросу о стратиграфии четвертичных лав Малого Кавказа. Сб. МОИП, посвящен. памяти А. Н. Мазаровича, 1953₂.
- Владимиров В. И. Форель из диатомитовых отложений плиоцена Армении. ДАН АрмССР, т. II, № 4, 1946.
- Вялов О. С. Схема деления палеогена Кавказа. ДАН СССР, т. XXVI, № 6, 1940.
- Вялов О. С. Флишевая зона на Кавказе. «Тр. XVII сессии межд. геол. конгр.», т. II, 1939.

- Вялов О. С. О схеме стратиграфии палеогеновых отложений Европейской части СССР. Труды совещ. по разраб. унифицир. стратигр. шкалы третичн. отлож. Крымско-Кавказской области. Изд. АН АзССР, 1959₁.
- Вялов О. С. Неогеновые отложения западных областей Украинской ССР. «Тр. сов. по разраб. унифицир. стратигр. шкалы третичн. отложений Крымско-Кавказской области». Изд. АН АзССР, 1959₂.
- Габриелян А. А. К стратиграфии третичных отложений Армении ДАН СССР, т. XXXII, № 6, 1941.
- Габриелян А. А. К вопросу о сармате Армении. «Изв. Арм. фил. АН СССР», серия ест. наук, № 1, 1943.
- Габриелян А. А. и Тахтаджян А. Л. К вопросу о возрасте угленосных отложений Мегринского района АрмССР. ДАН АрмССР, № 1—2, 1944₁.
- Габриелян А. А. Новые данные по колебаниям уровня озера Севан. «Изв. АН АрмССР», ест. науки, № 5—6, 1944₂.
- Габриелян А. А. К стратиграфии олигоценых отложений Армении. ДАН АрмССР, № 2, 1945₁.
- Габриелян А. А. Новые виды родов *Cardium* и *Meretrix* из олигоценых отложений Армении. «Изв. АН АрмССР», ест. науки, № 3, 1945₂.
- Габриелян А. А. Новые данные по стратиграфии девонских отложений бассейна р. Айриджа (Армения). ДАН АрмССР, № 3, 1945₃.
- Габриелян А. А. К вопросу о происхождении постплиоценовых галечников Южной Армении. ДАН АрмССР, № 2, 1946₁.
- Габриелян А. А. К истории тектонического развития Армении в третичное время. ДАН СССР, т. VIII, № 2, 1946₂.
- Габриелян А. А. К стратиграфии третичных отложений Западного Вайка. ДАН АрмССР, № 5, 1946₃.
- Габриелян А. А., Асратян В. П. и Асатрян А. А. К геоморфологии Западного Вайка (на арм. яз. с русским резюме). «Изв. АН АрмССР», № 1, 1947₁.
- Габриелян А. А., Асатрян А. А. О возрасте вулканогенной толщи разреза горы Дали-Даг (АзССР). ДАН АрмССР, № 2, 1947₂.
- Габриелян А. А. Третичные отложения Котайкского района АрмССР. Изд. АН АрмССР, 1947₃.
- Габриелян А. А. О стратиграфическом положении и возрасте долеритовых базальтов Приереванского района. ДАН АрмССР, № 1, 1948₁.
- Габриелян А. А. К тектонике Араратской котловины. ДАН АрмССР, № 3, 1948₂.
- Габриелян А. А. О возрасте слоев с *Variamussium fallax* Kogobkov в Армении. ДАН СССР, т. XVI, № 4, 1949.
- Габриелян А. А. Значение неотектоники в формировании современного облика структуры и рельефа Армении. ДАН СССР, т. XXII, № 4, 1950₁.
- Габриелян А. А. О новейших тектонических движениях в Армении. «Тр. Ер. гос. ун-та», т. XXX, 1950₂.
- Габриелян А. А. О возрасте и стратиграфии важнейших третичных толщ Армении. «Тр. Ер. гос. ун-та», серия геолог., т. XXXVII, 1952₁.
- Габриелян А. А. и Баян С. П. Краткий геоморфологический очерк АрмССР. «Тр. Ер. гос. ун-та, серия геол.», т. XXXVII, 1952₂.
- Габриелян А. А. О границе плиоцена и постплиоцена в Армении. «Тр. Ер. гос. ун-та, серия геол.», т. XXXVII, 1952₃.
- Габриелян А. А. Палеоген и неоген Армении. «Тр. Зак. конф. по вопр. рег. геол.», Баку, 1952₄.
- Габриелян А. А. Армения в третичный период. «Геол. сборн. Львовского геол. общ.», № 1, 1954₁.
- Габриелян А. А., Асратян В. П., Назарян А. Е. К стратиграфии и тектонике Сарыканской толщи басс. озера Севан. «Сб. научн. тр. Ереван. политехн. ин-та», № 8, 1954₂.
- Габриелян А. А. Схема деления палеогена Армении. ДАН СССР, т. 105, № 4, 1955₁.
- Габриелян А. А., Исаханян Д. П., Адамян А. И. и Баян С. П. К стра-

- тиграфии верхнетретичных вулканогенных толщ Карабахского нагорья. Сб. научн. тр. Ерев. гос. ун-та, сер. геол., № 52, 1955₂.
- Габриелян А. А. и Саакян Н. А. Схема деления третичных отложений Армении. Тезисы докл. совещ. по разраб. унифицир. стратиграф. шкалы третичных отложений Крымско-Кавказской области. Изд. АН АзССР, 1955₃.
- Габриелян А. А. Этапы и типы структурного развития Армении и соответствующие формации горных пород. Изв. АН АрмССР, т. IX, № 2, 1956₁.
- Габриелян А. А. Севано-Зангезурский глубинный разлом и его геологическое значение. ДАН СССР, т. 106, № 3, 1956₂.
- Габриелян А. А. Тектонические комплексы Армении. «Тр. совещ. по тектонике Альпийской геосинклинальной области юга СССР». Изд. АН АзССР, 1956₃.
- Габриелян А. А. О тектоническом районировании Армении. Вопросы геологии и гидрогеологии АрмССР. Изд. АН АрмССР, 1956₄.
- Габриелян А. А. Новые данные по стратиграфии палеогена северо-восточного побережья оз. Севан. ДАН АрмССР, т. XXV, № 1, 1957₂.
- Габриелян А. А. Корреляция разрезов третичных отложений Армении и смежных частей Малого Кавказа «Изв. АН АрмССР», сер. геол. и геогр., № 2, 1958₁.
- Габриелян А. А. О тектонике среднеараксинской впадины. «Изв. Высш. уч. зав.», сер. геол. и разв., № 11, 1958₂.
- Габриелян А. А. Новые данные по тектонике среднеараксинской котловины. ДАН АрмССР, т. 26, № 5, 1958₃.
- Габриелян А. А. О возрасте древних галечников Армении и о нижней границе антропогена. ДАН АрмССР, т. 27, № 2, 1958₄.
- Габриелян А. А., Тахтаджян А. А. и Саркисян О. А. О возрасте угленосных отложений Дилижанского района. ДАН АрмССР, т. 26, № 3, 1958₅.
- Габриелян А. А. Семь нуммулитовых горизонтов в палеогеновых отложениях Армении. ДАН АрмССР, т. 26, № 1, 1958₆.
- Габриелян А. А. Главнейшие формации горных пород Армении. Тезисы докладов IV Всес. литолог. совещ. Ташкент, 1959₁.
- Габриелян А. А. Основные вопросы тектоники Армении. Изд. АН АрмССР, 1959₂.
- Габриелян А. А., Саакян Н. А. Схема расчленения третичных отложений Армении. «Тр. совещ. по разраб. унифицир. стратиграфич. шкалы третичн. отлож. Крымско-Кавказской области». Изд. АН АзССР, 1959₃.
- Габриелян А. А., Габуня Л. К. О находке остаток мастодонта в пестроцветной свите Нах. АССР. ДАН АрмССР, т. 28, № 4, 1959₄.
- Габриелян А. А., Саакян Н. А., Мартиросян Ю. А. Палеоген Ереванского бассейна. Палеогеновые отложения юга Европейской части СССР. Изд. АН СССР, 1960₁.
- Габриелян А. А. Палеоген и неоген Армянской ССР (Итоги изучения и очередные задачи). «Изв. АН АрмССР», серия геол. и географ., т. XIII, (6), 1960₂.
- Габриелян А. А. Эффузивный вулканизм и тектоника. «Изв. АН АрмССР», серия геол. и географ., т. XIII (6), 1960₃.
- Габриелян А. А., Назарян А. Е. Новые данные о возрасте миоценовых отложений района гор. Раздан (АрмССР). ДАН АрмССР, т. XXXI, № 3, 1960₄.
- Габриелян А. А. Тектоническое районирование Антикавказа (Малый Кавказ) и положение его в системе альпийского орогена юга СССР и сопредельных стран. «Изв. АН АрмССР», сер. геол. и геогр., № 4, 1961₁.
- Габриелян А. А. Итоги изучения геологии Армении за 40 лет и очередные задачи. «Тр. Ер. гос. ун-та», т. 75, 1961₂.
- Габриелян А. А. Интрузивный вулканизм и тектоника. ДАН АрмССР, т. XXXIII, № 2, 1961₃.
- Габриелян А. А. и Арзуманян С. К. О новейшей тектонике Ереванского солелосного бассейна. ДАН АрмССР, т. XXXIV, № 4, 1962.
- Габриелян А. А. Нуммулиты Армянской ССР и ярусное расчленение палеогена. «Изв. АН АрмССР», геол.-геогр. науки, т. XV, № 5, 1962.

- Габриелян А. А. и Думитрашко Н. В. История развития рельефа АрмССР. «Геология Армении», т. 1, Геоморфология, 1962.
- Габуния Л. К. Об остатках млекопитающих из третичных отложений Ахалцихского лигнитоносного района. Сообщ. АН ГССР, № 3, 1951₁.
- Габуния Л. К. О представителях семейства Indricotheriidae из олигоценовых отложений Грузии. ДАН СССР, т. 71, № 6, 1951₂.
- Габуния Л. К. К вопросу о границе между миоценом и плиоценом. Тезисы докладов научн. сессии Ин-та палеобиол. АН ГССР, Тбилиси, 1959.
- Гамбарян П. П. Геолого-петрографический очерк района Средней Занги. Бассейн р. Занги, т. 2, Геол.-гидрогеол. очерки. «Тр. Сов. по изуч. прир. ресурсов (СОПС), серия. Закавказз», в. 10, 1934.
- Гамкрелидзе П. Д. Геологическое строение Аджаро-Триалетской складчатой системы. Изд. АН ГССР, 1949.
- Гансер А. Новые данные о геологии центрального Ирана. IV Международный нефть-конгресс, т. 1, Геология нефтяных и газовых месторождений, 1956.
- Гаспарян И. Г. Краткая петрографо-минералогическая характеристика третичных образований Приереванского района. «Изв. АН АрмССР», сер. геол. и геогр., № 3, 1958.
- Гаспарян И. Г. К литологии сарматских отложений Приереванского района. «Изв. АН АрмССР», серия геол. и геогр., т. 6, 1959.
- Геология СССР, т. X, Закавказье, ч. 1, Геологическое описание, 1941.
- Геологическая карта Азербайджанской ССР, масштаб 1 : 500000, Объяснит. зап. Изд. АН Азерб. ССР, 1950.
- Громов В. И. Стратиграфическая граница между третичным и четвертичным (антропогенным) периодами. Тез. докладов сов. по разраб. унифицированной стратиграфической шкалы третичных отложений Крымско-Кавказской области. Изд. АН АзССР, 1955.
- Гросгейм В. А. Палеогеновые отложения западной Кубани. «Тр. совещ. по разраб. унифицированной стратиграфической шкалы третичных отложений Крымско-Кавказской области». Изд. АН АзССР, 1959.
- Григорян С. М. Нуммулиты из олигоценовых отложений Ереванского бассейна. «Изв. АН АрмССР», геол. и геогр. науки, т. XIII, № 3—4, 1960.
- Григорян С. М. Нуммулиты горизонта с *Nummulites millesarum* из верхнеэоценовых отложений АрмССР. «Изв. АН АрмССР», сер. геол. геогр., т. XII, № 1, 1961₁.
- Григорян С. М. Новые подвиды нуммулитов из верхнеэоценовых отложений Армении. ДАН АрмССР, т. XXXII, № 2, 1961₂.
- Григорян С. М. Стратиграфическое распространение орбитондов в палеогеновых отложениях юго-западной части Армянской ССР. «Изв. АН АрмССР», сер. геол.-геогр. наук, т. XV, № 4, 1962.
- Гукасов А. П. Основные черты строения Армянского нагорья. Зап. Кавк. отд. русск.-геогр. общ., кн. XII, вып. 1, 1901.
- Давиташвили Л. Ш. Руководящие ископаемые нефтеносных районов Крымско-Кавказской области. Вып. V, сарматский ярус, Тр. Гос. иссл. нефт. инст., 1932.
- Давиташвили Л. Ш. Обзор моллюсков третичных и послетретичных отложений Крымско-Кавказской нефтеносной провинции. 1933₁.
- Давиташвили Л. Ш. О стратиграфическом положении Коцахурских слоев. Инф. сб. НГРИ, вып. 3, 1933₂.
- Давиташвили Л. Ш. Об онкофоровых слоях, их фауне и их распространении. Проблема палеонтологии, т. II—III, 1937.
- Демехин А. П. Арзни. Гидрогеологический очерк. «Тр. Арм. ГУ», вып. 1, 1940.
- Демехин А. П. О находке обсидиановых орудий палеолитического типа в Армении. «Вопросы геологии и гидрогеологии АрмССР», Изд. АН АрмССР, 1956.
- Думитрашко Н. В. О пенефленах Малого Кавказа. «Изв. АН СССР», серия геол., № 2, 1950.
- Думитрашко Н. В. и Бальян С. П. К вопросу о возрасте и генезисе Вохчабертской толщи. «Изв. АН СССР», сер. геол., № 1, 1952.

- Думитрашко Н. В. Основные черты рельефа и геоморфологическое районирование Армении. «Тр. Ин-та геогр. АН СССР», вып. 74, 1958.
- Дьяконова-Савельева Е. Н. и Афанасьев Г. Д. Геологические исследования в окрестностях Н. Баязета в 1930 г. Басс. оз. Севан (Гокча), т. III, вып. 2, 1933.
- Егоян В. Л. Верхнемеловые отложения юго-западной части Армянской ССР. Изд. АН АрмССР, 1955.
- Жижченко Б. П. О палеогидрологическом методе стратиграфических исследований. «Изв. АН СССР», серия геол., № 3, 1948.
- Жижченко Б. П. О границе эоцена и олигоцена на Северном Кавказе. «Изв. АН СССР», серия геол., № 2, 1949.
- Жижченко Б. П. Материалы к разработке унифицированной схемы деления кайнозойских отложений юга Европейской части СССР и северного Кавказа. Вопросы геол. и геохимии нефти и газа, М., 51, 1953.
- Заварицкий А. Н. Некоторые черты четвертичного вулканизма Армении. «Изв. АН АрмССР», № 5—6, 1944.
- Захаров В. Ф. Гидрогеология Ереванской низменности. Материалы к общ. сх. исп. водн. ресур. Кура-Аракс. бассейна, вып. 8, 1931.
- Захарова Л. В. О возрастном положении верхних горизонтов верхнемелового разреза в бассейне реки Веди (южная Армения). ДАН СССР, т. 117, № 6, 1957.
- Заридзе Г. М. Два магматических цикла в палеогене Малого Кавказа. Сообщ. АН ГССР, т. V, № 4, 1944₁.
- Заридзе Г. М. Магматический цикл верхнего миоцена и плиоцена в Грузии. Сообщ. АН ГССР, т. V, № 6, 1944₂.
- Заридзе Г. М. и Татришвили Н. Ф. О возрасте Цалкинского лавового комплекса (ГССР, южный склон Аджаро-Триалетского хребта). ДАН СССР, т. IX, № 1, 1948.
- Исаакян С. А. Новые данные по стратиграфии верхнетретичных образований западного Даралагеца (АрмССР). ДАН АрмССР, т. XXII, № 2, 1956.
- Исаакян С. А. Геолого-петрографическая характеристика плиоценовых экструзий Мегринского района. «Научн. труды Ерев. гос. ун-та», т. 59, 1957.
- Исаханян Д. П. Геология Западно-Карабахского вулканического нагорья. Рукопись (диссерт. на соиск. уч. степ. канд. геол.-мин. наук), Ереван, 1949.
- Исаханян Д. П. О возрасте Горисской толщи Карабахского вулканического нагорья. «Научн. тр. Ерев. гос. ун-та», т. 59, серия геол., 1955.
- Казаков М. П. К гидрогеологии Крхбуларской группы родников. АН СССР. «Тр. Сов. по изуч. пр. рес.» (СОПС), серия Закавказья, вып. 10, 1934.
- Казахшвили Ж. Р. К вопросу о возрасте песчаников Каратубани Ахалцихского бассейна Грузии. Сообщения АН ГССР, т. XXVII, № 2, 1961.
- Кашкай М. А. Основные и ультраосновные породы Азербайджана. Баку, 1947.
- Кашкай М. А., Хаин В. Е. и Шихалибейли Э. Ш. К стратиграфии палеогена верховьев рр. Акера и Тертер и смежной части бассейна оз. Севан. «Изв. АН АзССР», № 3, 1950.
- Кашкай М. А., Хаин В. Е. и Шихалибейли Э. Ш. К вопросу о возрасте Кельбаджарской вулканогенной толщи. ДАН АзССР, т. VIII, № 6, 1952₁.
- Кашкай М. А. Новые данные о геологии центральной части Малого Кавказа. ДАН АзССР, т. VIII, № 7, 1952₂.
- Кашкай М. А., Тамразян Г. П. О поперечных дислокациях Кавказа. ДАН АзССР, т. XV, № 5, 1959.
- Кашкай М. А. Геология верховьев р. Тертер. Изд. АН АзССР, Баку, 1955.
- Качаравва И. В. Палеоген окрестностей Тбилиси. Бюлл. Геол. ин-та АН Груз. ССР, т. II, № 1, (на груз. яз. с русск. резюме). Тбилиси, 1936.
- Качаравва И. В. Геологическая экскурсия в окрестностях Тбилиси. *Междунар. геол. конгр. XVII сессия в СССР, том Ростов—Тбилиси, 1937.
- Качаравва И. В. Палеогеография палеогена Грузии. Изд. АН ГССР, Тбилиси, 1944₁.
- Качаравва И. В. Рачинско-Лечхумский бассейн и смежные районы в палеогеновое

- время (на груз. яз. с русск. резюме). «Тр. Ин-та геол. АН Груз. ССР, серия геол.», т. II (VII), 1944₂.
- К а ч а р а в а И. В. Геологические условия развития нуммулитов. «Сборн. трудов Инст-та геол. и минер.». АН Груз. ССР, 1951.
- К а ч а р а в а И. В. Новые данные по палеогену Грузии. «Тр. конф. по вопр. регион. геол. Закавказья». Изд. АН АзССР, 1952.
- К а ч а р а в а И. В. и Х а л и л о в Д. М. К вопросу о стратиграфическом расчленении палеогеновых отложений Крымско-Кавказской области. Тез. докладов совещ. по разраб. унифициров. стратиграф. шкалы третичн. отлож. Крымско-Кавказской области. Изд. АН АзССР, Баку, 1955.
- К а ч а р а в а И. В. Сопоставление палеогеновых отложений Грузии, Азербайджана и Армении. «Тр. геол. ин-та АН ГССР», серия геол., т. X (XV), 1957.
- К а ч а р а в а И. В., Х а л и л о в Д. М. К вопросу о стратиграфическом расчленении палеогеновых отложений Крымско-Кавказской области. «Тр. совещ. по разраб. унифицир. стратигр. шкалы третичн. отлож. Крымско-Кавказской области». Изд. АН АзССР, 1959.
- К а ч а р а в а И. В., Г а м к р е л и д з е П. Д., К а ч а р а в а М. В. Стратиграфия палеогеновых отложений Ахаджихской депрессии и Триалетского хребта. Палеогеновые отложения юга европейской части СССР. Изд. АН СССР, 1960.
- К и р и л л о в а И. В., Л ю с т и х Е. Н., Р а с т в о р о в а В. А., С о р с к и й А. А., Х а и н В. Е. Анализ геотектонического развития и сейсмичности Кавказа. Изд. АН СССР, 1960.
- К л ю ш н и к о в М. Н. Стратиграфия палеогеновых отложений Украинской ССР. «Тр. совещ. по разраб. унифициров. стратигр. шкалы третичн. отлож. Крымско-Кавказской области». Изд. АН АзССР, 1959.
- К о л е с н и к о в В. П. Сарматские моллюски. Палеонтология СССР, т. X, ч. 2, 1935.
- К о л е с н и к о в В. П. Верхний миоцен. Стратиграфия СССР, т. XII, 1940.
- К о р о б к о в И. А. Материалы к изучению палеогеновой фауны Северного Кавказа. «Тр. геол. служ. Грознефти», ч. II, Pectinidae Северокавказского палеогена, 1937₁.
- К о р о б к о в И. А. Материалы к изучению палеогеновой фауны Северного Кавказа. «Тр. геол. служ. Грознефти», ч. III, зона *Variamusium fallax* Korobkov. 1937₂.
- К о р о б к о в И. А. Моллюски нижнего олигоцена Северного Кавказа. Зона *Variamusium fallax* Korobkov. «Тр. геол. служ. Грознефти», серия Л., вып. 131, 1939₁.
- К о р о б к о в И. А. О возрасте сакараулского горизонта. ДАН СССР, т. XXII, № 2, 1939₂.
- К о р о б к о в И. А. Стратиграфия и фауна моллюсков верхнего эоцена Украины и Кавказа. «Вестник ЛГУ», № 4, 1947₁.
- К о р о б к о в И. А. Анализ фауны моллюсков нефтеносной майкопской свиты. «Вестник ЛГУ», № 5, 1947₂.
- К о р о б к о в И. А. О границе эоцена и олигоцена. «Советская геология», № 9, 1961.
- К о т л я р В. Н. Геологический очерк восточной части Даралагезского уезда ССР Армении. Мат. по общ. и прикл. геол., вып. 136, 1930.
- К о т л я р В. Н. Интрузивы Даралагеца и Сиснана (Закавказье), «Сов. геология» (Краткое сообщение), № 7, 1940₁.
- К о т л я р В. Н. О возрастном расчленении интрузивов Малого Кавказа. Зап. Всер. мин. общ., ч. XIX, № 2—3, 1940₂.
- К о т л я р В. Н. Интрузивные породы центральной части АрмССР. Интрузивы Закавказья. «Тр. Груз. ГУ», вып. II, 1941.
- К о т л я р В. Н. Памбак. Геология, интрузивы и металлогения. Изд. АН АрмССР, 1958.
- К р и ш т о ф о в и ч А. Н. Плиоценовая флора диатомитовых отложений Базар-чая. «Бот. журн.», № 5—6, 1939.
- К р ж е ч к о в с к и й А. Н. Геологический очерк западной части Даралагезского уезда ССР Армении. Мат. по общ. и прикл. геол., вып. 136, 1930.
- К у д р и н Л. Н. Стратиграфия миоценовых отложений западной Украины. «Тр. совещ.

- по разраб. унифицир. стратиграф. шкалы третичн. отл. Крымско-Кавказской области». Изд. АН АзССР, 1959.
- Кузнецов С. С. Нуммулиты темных известняков северо-восточного побережья оз. Севан. Басс. оз. Севан (Гокча), научн. рез. эксп., т. 1, 1927.
- Кучулория Н. Д. Об условиях обитания фауны в Ахалцихском верхнеэоценовом бассейне. «Вестник ЛГУ», № 24, сер. геол. и геогр., 1959.
- Лебедев П. И. Вулкан Алагез и его лавы. «Алагез» (потухший вулкан Армянского нагорья), т. 1, «Тр. Сов. по изуч. пр. сил, серия Закавказья», вып. 3, 1931.
- Леонтьев Л. Н. О темпе молодых поднятий в центральной части Малого Кавказа. «Изв. АН АзССР», № 10, 1945.
- Леонтьев Л. Н. Основные черты тектоники восточной части Малого Кавказа. «Тр. Ин-та геол. наук», АН Азерб. ССР, т. XIII, 1946.
- Леонтьев Л. Н. и Хаин В. Е. О возрасте молодых вулканогенных толщ Карабахского плато. ДАН АзССР, т. III, № 3, 1947.
- Леонтьев Л. Н. Тектоническое строение и история геотектонического развития Малого Кавказа. Рукопись, Баку, 1948. (Диссерт. на соиск. уч. степени доктора геол. минер. наук).
- Леонтьев Л. Н. О так называемом главном надвиге Малого Кавказа. ДАН СССР, т. XIX, № 3, 1949₁.
- Леонтьев Л. Н. Тектоническое строение и история геотектонического развития Малого Кавказа. БМОИП, отд. геол., т. XXIV (4), 1949₂.
- Леонтьев Л. Н. и Хаин В. Е. О кайнозойском вулканизме Малого Кавказа. ДАН СССР, т. LXVII, № 4, 1949₃.
- Леонтьев Л. Н. и Хаин В. Е. Верхнемеловые гипербазиты и офиолитовая формация на Малом Кавказе. ДАН СССР, т. LXV, № 1, 1949₄.
- Леонтьев Л. Н. и Хаин В. Е. К истории складкообразования и интрузивной деятельности на Малом Кавказе. «Изв. АН СССР», сер. геол., № 6, 1951.
- Личков Б. Л. К характеристике геоморфологии и стратиграфии Алагеза, ч. 1, «Алагез» потухший вулкан Армянского нагорья, т. 1, «Тр. сов. по изуч. произв. сил, серия Закавказья», вып. 3, 1931.
- Лейе Я. Б. Спориво-пыльцевой комплекс сарматских отложений долины р. Раздан. «Изв. АН АрмССР», сер. геол. и геогр., № 5, 1959.
- Лейе Я. Б., Лейе Ю. А. К вопросу о возрасте третичных вулканогенно-осадочных образований Ширакского хребта (Северная Армения). ДАН АрмССР, т. 31, № 2, 1960.
- Маймин З. Л. и Коробков И. А. Новые данные о возрасте нижнемайкопских слоев Крыма и Кавказа. ДАН СССР, т. II, № 1, 1946.
- Малхасян Э. Г. К вопросу о возрасте Даралагезских интрузивов в Армении. БМОИП, отд. геол., т. XXVII, вып. 3, 1952.
- Мамедов Т. А. Палеоген Нахичеванской АССР. Автореферат кандидатской диссертации, Баку, 1958.
- Мамедов Т. А. Схема стратиграфического расчленения эоценовых толщ Нах. АССР по развитию нуммулитовой фауны. «Изв. Выс. уч. зав.», геология и разведка, № 5, 1960.
- Мамедов Т. А. О возрасте флишевой свиты Нахичеванской АССР. «Изв. АН АрмССР», серия геол. и геогр., т. XII, № 2, 1959.
- Марголиус А. Соленосные образования Карсской области и Эриванской губ. Мат. для геол. Кавказа, сер. № 3, кн. 8, 1909.
- Маруашвили И. И. О древнем оледенении Малого Кавказа. «Природа», № 7—8, 1938.
- Мефферт Б. Ф. Эоценовая фауна из Даралагеза в Армении. «Тр. геол. разв. упр.», вып. 99, 1931.
- Месропян А. И. Геологическое строение Армянской ССР и перспективы нефтеносности. «Труды ВНИГРИ», т. III, 1958.
- Месропян А. И. Крупнейшая залежь каменной соли в Армении. «Изв. АН АрмССР», сер. геол. и геогр., т. XII, № 1, 1959.

- Мехтиев Ш. Ф., Пейве А. В. и Хаин В. Е. Совещание по тектонике альпийской геосинклинальной области юга СССР. «Изв. АН СССР», сер. геол., № 3, 1955.
- Мехтиев Ш. Ф. и Векилов Б. Г. О состоянии изученности и перспективах дальнейшего исследования третичных отложений юга европейской части СССР. Тр. сов. по разраб. унифицир. стратигр. шкалы третичн. отл. Крымско-Кавказской области. Изд. АН АзССР, 1959.
- Милановский Е. Е. История формирования впадины озера Севан (автореферат доклада). БМОИП, отд. геол., т. XXVII, вып. 3, 1952₁.
- Милановский Е. Е. Новые данные о строении неогеновых и четвертичных отложений бассейна оз. Севан. «Изв. АН СССР», сер. геол., № 4, 1952₂.
- Милановский Е. Е. О соотношении крупных форм рельефа и новейшей тектонической структуры Малого Кавказа. «Уч. зап. Моск. гос. ун-та», вып. 161, геология, т. X, 1952₃.
- Милановский Е. Е. О неогеновом и антропогеновом вулканизме Малого Кавказа. «Изв. АН СССР», серия геол., № 10, 1956.
- Милановский Е. Е. Основные черты развития центральной части Малого Кавказа в плиоцене и антропогене, «Тр. комис. по изуч. четв. пер.», т. XIII, 1957.
- Милановский Е. Е. Тектоническое положение и некоторые черты истории кайнозойского магматизма Эльбрусской вулканической области. БМОИП, отд. геол., № 2, 1959.
- Милановский Е. Е. Новейшая тектоника Севанской впадины. БМОИП, отд. геол., № 5, 1960.
- Милановский Е. Е. Основные черты истории плиоценового и антропогенового вулканизма Кавказа. Материалы совещ. по изуч. четв. пер., т. II, 1961.
- Мкртчян К. А. К характеристике послевюрмских тектонических движений бассейна р. Памбак. «Вопросы геологии и гидрогеологии АрмССР», Изд. АН АрмССР, 1956.
- Мкртчян К. А. О Памбакском комплексе ископаемых млекопитающих в Армянской ССР. «Изв. АН АрмССР», серия геол. и геогр., № 4, 1958.
- Мкртчян К. А. К вопросу о молодой структуре и районировании новейших тектонических движений в Северной Армении. «Изв. АН АрмССР», серия геол. и геогр., т. 6, 1959.
- Мкртчян К. А. Новые данные о верхнеэоценовом возрасте трансгрессивной свиты Лорийского синклиория АрмССР. Доклады АН СССР, т. XXXI, № 1, 1960₁.
- Мкртчян К. А. Базумский хребет в системе Севанской тектонической зоны Малого Кавказа. Автореферат канд. диссертации. Изд. Ер. гос. ун-та, 1960₂.
- Мкртчян С. С. Зангезурская рудоносная область АрмССР. Изд. АН АрмССР, 1958.
- Муратов М. В., Немков Г. М. Стратиграфия палеогеновых отложений Крыма, как основа для стратиграфического расчленения палеогена Советского Союза. «Тр. совещ. по разраб. унифицир. стратигр. шкалы третичн. отлож. Крымско-Кавказской области». Изд. АН АзССР, 1959.
- Муратов М. В. Основные структурные элементы альпийской геосинклинальной области юга СССР и некоторых сопредельных стран. «Изв. АН СССР», серия геол., № 1, 1946.
- Муратов М. В. Тектоника и история развития альпийской геосинклинальной области юга европейской части СССР и сопредельных стран. Тектоника СССР, т. II, 1949.
- Муратов М. В. Краткий очерк геологического строения Крымского полуострова, М., 1960₁.
- Муратов М. В., Немков Г. И. Палеогеновые отложения окрестностей Бахчисарая и их значение для стратиграфии палеогена юга СССР. Палеогеновые отложения юга европейской части СССР, Изд. АН СССР, 1960₂.
- Морозова В. Г. Зональная стратиграфия палеогена на основе развития микроскопических фораминифер. «Тр. сов. по разраб. унифицир. стратигр. шкалы третичн. отлож. Крымско-Кавказской области». Изд. АН АзССР, 1959.
- Мchedlishvili П. А. О возрасте гольдизской флоры в связи с нахождением пальм

- Sabal в киммерийских отложениях Западной Грузии. ДАН СССР, т. XVIII, № 5, 1949.
- Мчедlishvili П. А. Еще раз о возрасте годерзской флоры. БМОИП, отд. геол., № 1, 1954.
- Мчедlishvili П. А. Биостратиграфическое значение и палеоэкология неогеновых флор Кавказа. Автореф. диссертации на соиск. уч. степени доктора геол.-мин. наук. Изд. АН СССР, 1957.
- Мчедlishvili П. А. О возрасте угленосных отложений Дилижанского района Армении. ДАН СССР, т. 124, № 2, 1959₁.
- Мчедlishvili П. А. Развитие третичных флор юга европейской части СССР и Кавказа и их значение для стратиграфии. «Тр. совещ. по разраб. унифицир. стратиграф. шкалы третичн. отлож. Крымско-Кавказской области». Изд. АН АзССР, 1959₂.
- Назарян А. Н. Плиоценовые озерные отложения верховья р. Воротан. «Тр. УГ и ОН при СМ АрмССР», № 2, 1959.
- Назарян А. Н. Вулканогенные породы и озерно-континентальные отложения нижнего течения р. Раздан. «Изв. АН АрмССР», геол.-геогр. науки, т. XV, № 5, 1962.
- Назарян А. Е. Новые данные о возрасте алевролитовых пород Разданского района АрмССР. ДАН АрмССР, т. XXXI, № 1, 1960.
- Немков Г. И. Находка гигантских нуммулитов в Армении. «Природа», № 8, 1956.
- Немков Г. И., Бархатова Н. Н. Нуммулиты, ассилиты и оперкулины Крыма и их значение для зонального расчленения эоценовых отложений. «Изв. Высш. уч. завед., геология и разведка», № 5, 1960.
- Никитина Ю. П. Палеогеновые отложения южной эмби в свете изучения фораминифер. «Тр. совещ. по разраб. унифицир. стратиграф. шкалы третичн. отлож. Крымско-Кавказской области». Изд. АН АзССР, 1959.
- Оганисян Ш. С. О природе региональных аномалий силы тяжести Араратской котловины. «Изв. АН АрмССР», том XI, № 3, 1958.
- Оганисян Ш. С. Гравитационное поле Мазринской котловины. «Изв. АН АрмССР», серия геол. и геогр., т. XII, № 2, 1959.
- Освальд Ф. К истории тектонического развития Армянского нагорья. Зап. Кавк. отд. русск. геогр. общ., кн. XXIX, вып. 2, 1916.
- О разделении третичной системы на палеогеновую и неогеновую. БМОИП, отд. геол., т. XXXII (2), 1957.
- Палеогеновые отложения юга европейской части СССР. Изд. АН СССР, 1960.
- Палибин И. В. Этапы развития флоры Прикаспийских стран со времени мелового периода. «Сов. ботаника», № 3, 1935.
- Палибин И. В. Ископаемая флора Годерзского перевала. «Тр. бот. инст. АН СССР», сер. 1, т. 4, 1937.
- Палибин И. В. Материалы к третичной флоре Армении. В. В. Комарову к 70-летию со дня рожд. и 45-летию научн. деятельности, 1939.
- Палибин И. В. О возрасте годерзской флоры. «Сов. геол.», № 12, 1940.
- Палибин И. В. Плиоценовая флора кисатибских отложений диатомитов и ее связь с ископаемой флорой Годерзского перевала. «Тр. Бот. ин-та АН СССР», сер. 1, т. 6, 1947.
- Паффенгольц К. Н. Бассейн озера Гокча (Севан). Геологический очерк. «Тр. Всес. геол. разв. объедин., вып. 24, 1934.
- Паффенгольц К. Н. К стратиграфии и тектонике олигоцена и соленосной толщи Армении и южной части Грузии. Зап. Всес. мин. общ., т. XVII, № 2, 1938.
- Паффенгольц К. Н. Ответ на критику В. В. Богачева. «Изв. АН СССР», сер. геол., № 5, 1940₁.
- Паффенгольц К. Н. О возрасте Герюсинской толщи. «Сов. геол.», № 9, 1940₂.
- Паффенгольц К. Н. Геологический очерк Нахичеванской АССР. Изд. Аз. фил. АН СССР, 1940₃.
- Паффенгольц К. Н. Сейсмоструктура Армении и прилежащих частей Малого Кавказа. Изд. АН АрмССР, 1947.

- Паффенгольц К. Н. Геология Армении. 1948.
- Паффенгольц К. Н. О происхождении озера Себан (Армения), Ван (Анатолия) и Урмия (Иран). «Изв. АН СССР», сер. геол., № 1, 1950.
- Паффенгольц К. Н. К стратиграфии вулканогенных толщ Джавахского (Ахалкалакского) нагорья (Закавказье). «Сб. трудов Инст. геол. и минер. АН Груз. ССР», 1951.
- Паффенгольц К. Н. К стратиграфии третичных отложений восточной Анатолии и СЗ Ирана. «Изв. АН СССР», сер. геол., № 5, 1952.
- Паффенгольц К. Н. Геологический очерк Кавказа. Изд. АН АрмССР, 1960.
- Процина М. Т. Биостратиграфия миоценовых отложений Нахичеванской АССР (по микрофауне). Автореферат диссерт. на соиск. уч. ст. канд. геол.-мин. наук. Баку, 1961.
- Ренгартен В. П. Общий очерк тектоники Кавказа. «Тр. Межд. XVII, геол. конгр.», т. II, 1939.
- Ренгартен В. П. Общий обзор тектоники Закавказья. Геология СССР, т. X, ч. 1, 1941.
- Ренгартен В. П. Палеогеография мелового периода в Малом Кавказе. «Тр. сов. по тект. альп. геос. обл. юга СССР». Изд. АН АзССР, 1956.
- Ренгартен В. П. Стратиграфия меловых отложений Малого Кавказа. Региональная стратиграфия СССР, т. 6, 1959.
- Рейнгард А. Л. Морфогенез массива горы Алагез в свете новых геологических данных. «Изв. Гос. геогр. общ.», № 3, 1939.
- Радопуло Л. М. и Габриелян А. А. О возрасте интрузии у с. Ташлу Вединского района АрмССР. «Изв. АН АрмССР», № 1, 1948.
- Радопуло Л. М. Новые данные по сармату Армении. ДАН АрмССР, т. X, № 2, 1949.
- Радопуло Л. М. Сарматские пластинчатожаберные Армении. «Научн. тр. Ереванского гос. ун-та», т. 59, 1957.
- Рустамов М. И. Нижнеплиоценовый вулканизм Нахичеванской складчатой области. Автореферат диссерт. на соиск. уч. степени канд. геол.-минер. наук, Баку, 1960.
- Сардарян С. А. Палеолит в Армении. Изд. АН АрмССР, 1954.
- Саакян-Гезальян Н. А. Фораминиферы третичных отложений Ереванского бассейна. Изд. АН АрмССР, 1957.
- Саакян-Гезальян Н. А. К вопросу об историческом развитии мелких фораминифер в третичном бассейне (филогения рода *Abtaena* из третичных отложений АрмССР). «Изв. АН АрмССР», т. VIII, № 6, 1955.
- Саакян-Гезальян Н. А. К вопросу изучения зоны *Bolivina* в третичных отложениях юга СССР. «Изв. АН АрмССР», геол. и геогр. науки, т. XIII, № 2, 1960.
- Саркисян О. А. Палеогеографические условия формирования угленосных отложений Дилижанского района АрмССР. «Изв. АН АрмССР», сер. геол. и геогр., № 5—6, 1957₂.
- Саркисян О. А. О литостратиграфическом расчленении угленосных отложений Дилижанского района АрмССР. «Изв. АН АрмССР», сер. геол. и геогр., № 2, 1958₁.
- Саркисян О. А. Новые данные по стратиграфии верхнего эоцена Севано-Ширакского синклинория. «Изв. АН АрмССР», сер. геол. и геогр., № 4, 1958₂.
- Саркисян О. А. Схема стратиграфического расчленения палеогеновых образований Севано-Ширакского синклинория. ДАН АрмССР, т. XXIX, № 3, 1959₁.
- Саркисян О. А. Палеоген Севано-Ширакского синклинория. Автореферат диссерт. на соиск. уч. степени канд. геол.-минер. наук. Изд. Ерев. гос. ун-та, 1959₂.
- Саркисян О. А. О возрастном расчленении интрузивов Севано-Ширакского синклинория. «Изв. АН АрмССР», серия геол. и геогр., т. 4, 1959₃.
- Саркисян О. А. К стратиграфии палеогеновых отложений Ширакского хребта. «Научн. тр. Ерев. гос. ун-та», сер. геол., т. 75, 1961.
- Саркисян О. А. и Мартиросян Ю. А. Новые данные по стратиграфии палео-

- цен-нижнеэоценовых отложений западного Айоцдзора. ДАН АрмССР, т. XXXIV, № 4, 1962.
- Саркисян С. Г. и Шаповалова Е. А. Петрография майкопских и сарматских отложений восточн. Грузии и палеогеография времени их образования. Изд. АН СССР, 1952.
- Сафарян А. Н. К сейсмическому районированию территории Армянской ССР. «Изв. АН АрмССР», серия геол. и географ., № 5, 1958.
- Соловкин А. Н. Геологический очерк южной части бассейна р. Базар-чай. «Тр. Аз. фил. АН СССР», т. XVI, 1939.
- Соловкин А. Н. О четвертичных образованиях Карабахского плато. «Сов. геол.», № 9, 1940.
- Соловкин А. Н. Об аналоге продуктивной толщи Апшеронского полуострова в басс. р. Базарчай. ДАН СССР, т. 1, № 1, 1949.
- Субботина Н. Н. Сравнение фораминиферных слоев Северного Кавказа с пуммулитовыми слоями Африки. ДАН СССР, т. 57, № 5, 1947.
- Султанов К. М. Неогеновые отложения Азербайджана. «Тр. конф. по вопр. регион. геол. Закавказья». Изд. АН АзССР, 1952.
- Схиртладзе Н. И. К литологии Годерзской свиты. «Сб. трудов Ин-та геол. и минер. АН ГССР», 1951.
- Схиртладзе Н. И. Постпалеогеновый эффузивный вулканизм Грузии. Изд. АН ГССР, 1958.
- Татевосян Т. Ш. К петрографии андезитобазальтов Ераблурского плато. «Изв. АН АрмССР», т. IX, № 8, 1956.
- Татевосян Т. Ш. Интрузивная залежь габбро-диоритов Ширакского хребта. «Изв. АН АрмССР», № 2, 1950.
- Татевосян Т. Ш. К петрографии третичных эффузивных образований северных склонов Баргушатского хребта в АрмССР. «Изв. АН АрмССР», т. VIII, № 6, 1955.
- Тахтаджян А. Л. История развития растительности Армении. «Тр. бот. ин-та АН АрмССР», т. IV, 1946.
- Тахтаджян А. Л. и Габриелян А. А. Опыт стратиграфической корреляции вулканогенных толщ и пресноводных образований плиоцена и нижнего пост-плиоцена Малого Кавказа. ДАН АрмССР, № 1, 1948.
- Тахтаджян А. Л. Ископаемая флора с рудной площади Агарака в Мегринском районе АрмССР. «Ботанич. журнал», т. 41, № 5, 1956.
- Тихомиров В. В. Некоторые материалы к изучению гипсоносной толщи Нахичеванской АССР. «Вопросы теоретической и прикладной геологии». Сб. 6, 1948.
- Тихомиров В. В. и Хаин В. Е. Нижний палеоген междуречья Ганджа-чай и Тертера (АзССР). ДАН СССР, т. XIX, № 3, 1949.
- Тихомиров В. В. и Жузе Б. П. Новые материалы к установлению возраста соленосной толщи Нахичеванской АССР. ДАН СССР, т. XXV, № 4, 1950₁.
- Тихомиров В. В. Малый Кавказ в верхнемеловое время (основные типы отложений и условия их образования). Изд. АН СССР, 1950₂.
- Турцев А. А. Гидрогеологический очерк бассейна реки Занги, ч. 1, АН СССР. «Тр. Сов. по изуч. произв. сил», серия Закавказ., в. 1, 1931.
- Узнадзе М. Д. Кисатибская ископаемая флора. «Сб. трудов Инст. геол. и минер. АН ГССР», 1951.
- Фюрон Р. Введение в геологию и гидрогеологию Турции. Пер. с франц. под ред. М. В. Муратова. Изд. ИЛ, 1959.
- Фуррер М. А. и Содер П. А. Олиго-миоценовая морская формация в районе Кум (Центральный Иран). Геология нефтяных и газовых месторождений (IV Междунар. нефтяный конгресс), т. 1, 1956.
- Хаин В. Е. и Леонтьев Л. Н. К палеогеологии Кавказа в нижнем палеогене «Изв. АН СССР», сер. геол., № 4, 1947₁.
- Хаин В. Е. и Леонтьев Л. Н. Палеогеография Кавказа в майкопскую эпоху и распределение нефтеносных фаций. Аз. нефт. хоз., № 8, 1947₂.

- Хаин В. Е. Главнейшие черты тектонического строения Кавказа. «Сов. геол.», № 39, 1949.
- Хаин В. Е. и Леонтьев Л. Н. Основные этапы геотектонического развития Кавказа, ч. I—II, БМОИП, вып. 3—4, 1950₁.
- Хаин В. Е., Тихомиров В. В. и Горшенин Т. А. Верхний плиоцен восточной периферии Малого Кавказа. ДАН СССР, т. XXII, № 4, 1950₂.
- Хаин В. Е. Развитие и современное состояние основных представлений по геологии Кавказа. ДАН АзССР, т. VII, № 9, 1951.
- Хаин В. Е. и Шарданов А. Н. Геологическая история и строение Куринской впадины. Изд. АН АзССР, 1952.
- Хаин В. Е. Значение анализа тектонических движений для стратиграфии юга СССР. Тезисы докл. совещ. по разраб. унифицир. стратигр. шкалы третичн. отлож. Крымско-Кавказской области. Изд. АН АзССР, 1955.
- Халилов Д. М. О фауне фораминифер палеогеновых отложений Талыша. «Изв. АН АзССР», № 3, 1949₁.
- Халилов Д. М. К стратиграфии меловых и палеогеновых отложений Ханларского района. ДАН АзССР, № 5, 1949₂.
- Халилов Д. М. Верхнеэоценовые отложения СВ предгорий М. Кавказа. ДАН АзССР, т. 8, № 3, 1952₁.
- Халилов Д. М. Палеоцен-эоценовые отложения Шахбузского района Нахичеванской АССР. ДАН АзССР, т. VII, № 5, 1952₂.
- Халилов Д. М. Микрофауна и стратиграфия палеогеновых отложений Азербайджана. Автореферат докт. диссерт. Изд. АН АзССР, 1957₁.
- Халилов Д. М. Отложения верхнего эоцена у сс. Норашен—Салтах Джульфинского района Нах. АССР. ДАН АзССР, т. XIII, № 7, 1957₂.
- Халилов Д. М. Верхнепалеоэоценовые и нижнеэоценовые отложения северо-восточного склона Малого Кавказа у с. Гюлистан. ДАН АзССР, т. XIII, № 4, 1957₃.
- Халилов Д. М. Палеогеновые отложения Азербайджанской ССР. Палеогеновые отложения юга европейской части СССР. Изд. АН СССР, 1960.
- Халилов Д. М. Микрофауна и стратиграфия палеогеновых отложений Азербайджана. Изд. АН АзССР, 1962.
- Цулукидзе Г. Г., Халатов Г. Б., Архипов В. И. Геологическое описание части Нахичеванского уезда Эриванской губернии. Мат. для геол. Кавк., кн. 1, сер. 1, 1869.
- Цулукидзе Г. Г., Халатов Г. Б., Архипов В. И. Геологическое описание северной части Нахичеванского уезда Эриванской губернии и части Зангезурского уезда Елизаветопольской губернии. Мат. для геол. Кавказа, сер. 1, кн. 2, 1870.
- Шишкина-Богачева А. И. Отложения диатомита в Ахалцихском третичном бассейне. «Изв. Азерб. гос. ун-та», отд. ест. и мед., т. 6, 1927.
- Шишкина-Богачева А. И. Новые находки приабонской фауны в Боржомском районе. «Изв. Аз. гос. ун-та», отд. ест. и мед., т. 8, 1929.
- Шуцкая Е. К. Стратиграфия нижнего палеогена северного Кавказа, Крыма и некоторых прилегающих областей. «Тр. совещ. по разраб. унифицир. стратигр. шкалы третич. отлож. Крымско-Кавказской области». Изд. АН АзССР, 1959.
- Эберзин А. Г. Схема стратиграфии неогена юга СССР. Тез. докладов сов. по разраб. унифицир. стратиграф. шкалы третичн. отлож. Крымско-Кавказской области. Изд. АН АзССР, 1955.
- Эберзин А. Г. Схема стратиграфии неогеновых отложений юга СССР. «Тр. совещ. по разраб. унифицир. стратигр. шкалы третичн. отлож. Крымско-Кавказской области». Изд. АН АзССР, 1959.
- Юзбашев М. С. и Демехин А. П. Джаджурское месторождение лигнита. «Сб. научн. трудов Ер. политехн. ин-та», № 8, вып. 1, 1954.
- Яншин А. Л. Палеоген Мангышлака. БМОИП, т. XXV, вып. 4, 1950.
- Яншин А. Л. Современное состояние стратиграфий третичных отложений в западной Европе и задачи ее разработки в СССР. Тез. докл. совещ. по разраб. унифицир.

цир. стратиграф. шкалы третичных отлож. Крымско-Кавказской области. Изд АН АзССР, 1955.

Яншин А. Л. Геология северного Приаралья. Изд. МОИП, 1953.

Abich H. *Geologie Des Armenischen Hochlands*, 1882.

Arni P. *Über die tectonischen grundzüge ost-Anatoliens und benachbarter gebiete* veröffentlichungen des institutes für lager stattenforschung der Türkei. Ser. B. Abhan, dlung № 4, Ankara, 1939.

Bonnard E. *Contribution a'la connaissance géologique du Nord-Est de l'Iran*. Ecl. geol. Helv. vol. 32, № 2, 1944.

Bonnet P., Gambartan P. *Notes pétrographiques sur le Karabach (Transcaucasie orientale)* bul. de la Soc. geol. de France S. Mt. XVI, 1926.

Bonnet P. *Sur l'oligocène de la Transcaucasie méridionale*. *Compte rendu. D. s. etc.* № 18—17, 1927.

Burrel Conrad an Nuggly Paul. *Die jungen Eruptigestine des mediterranen orogens*. 1945.

Clapp T. G. *Geology of esstern Iran*. Bull. Geol. Soc. Am. vol. 51, 1, 1940.

Furon R. *Géologie du plateau Iranien*. Met. Mus. Sc. Nat. t. VII, fasc. 53, 1941.

Oswald F. *Treatise on the geology of Armenta*, Beeston. Nots. 1906.

Oswald F. *Armenten Handbuch et regionalen geologie*. v. Band. 3, Abt. 10, Heft. 1912.

Parejas Ed. *La tectonique transversale de la Turquie*. Publ. Inst. geol. de L'Univ. d'Istambul, 8, 1940.

Rieben H. *Contribution à la gèologie de l'Azerbaidjan Persien*. Bull. Soc. Neuch. Sc. nat., vol 59, 1934.

Schreoder I. W. *Essai sur la structure de l'Iran*. Ecl. geol. Helv. v. 32, № 1, 1944.

Tromp S. W. *A tentative classification of the main structural units of the Anatolnai orogenic belt*. Journ. of geol., vol. 55, № 4, 1947.

Taliaferro N. L. *The relation of volcanism to diatomaccus and associated siliceous sediments*. Univ. of Calif. publ., v. 23, № 1, 1933.

ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИЕ ТАБЛИЦЫ*

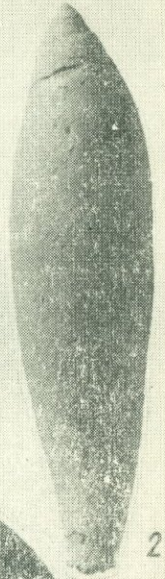
* По материалам П. М. Асланяна (моллюски), Л. М. Радопуло (мактры) и С. М. Григорян (нуммулиты).

Т А Б Л И Ц А I

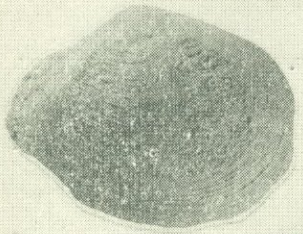
- Фиг. 1. *Miltha (Pseudomiltha) gigantea* Desh.
Ядро. Нат. величина. Зап. Айюндзор — район между сс. Ринд-Арени. Верхний эоцен, риндский горизонт.
- Фиг. 2. *Terebellum sordium* Sol.
Удро. Нат. величина. Зап. Айюндзор — разв. сел. Намазалу. Верхний эоцен, риндский горизонт.
- Фиг. 3. *Spondylus bifrons* Münst. var. *cisalpinus* Brongn.
Частично сохранившаяся раковина. Нат. величина. Зап. Айюндзор — с. Ринд. Верхний эоцен, риндский горизонт.
- Фиг. 4. 4a. *Tellina reuroti* Cossm.
Частично сохранившиеся раковины. Нат. величина. Зап. Айюндзор — район разв. сел. Намазалу. Верхний эоцен, риндский горизонт.
- Фиг. 5. *Gryphaea brongniarti* Brongn.
Раковина, нижняя створка с внутренней стороны. Нат. величина. Зап. Айюндзор — район между сс. Агавнадзор—Гетап. Верхний эоцен, риндский горизонт.



1



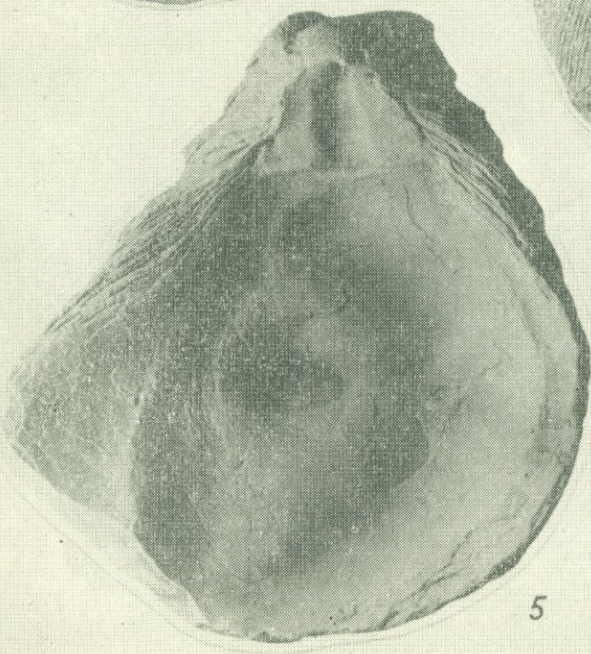
2



4



3



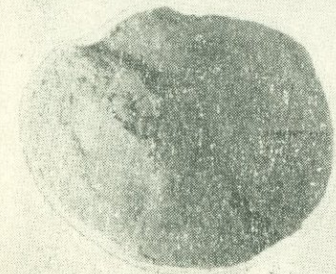
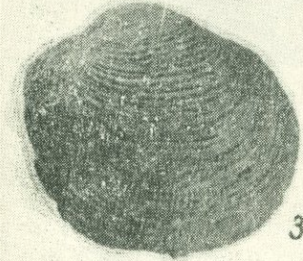
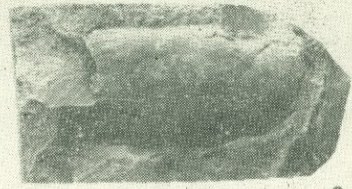
5



4^a

Т А Б Л И Ц А И

- Фиг. 1. *Gryphaea brongniarti* Bronn.
 Раковина. Нижняя створка с наружной стороны. Нат. величина. Зап. Айюцдзор — район между сс. Ахавнадзор — Геган. Верхний эоцен, риндский горизонт.
- Фиг. 2. *Solenomya haeringensis* Dräger.
 Ядро. Правая створка в нат. величину. Бассейн р. Шаган. Зона *Variamussium fallax* Korob.
- Фиг. 3, 4. *Chione aglaurae* Chemnitz.
 Раковины. Нат. величина. Приереванский р-он, сел. Шорагбюр. Олигоцен. Горизонты с *Pecten arcuatus* Brocchi и Кяра-Молла.
- Фиг. 5. *Velates schmidellianus* Chemn.
 Частично сохранившаяся раковина. Нат. величина. Вид сверху. Зап. Айюцдзор — с. Ринд. Верхний эоцен, риндский горизонт.
- Фиг. 6. *Campanille parisiensis* Desh. var. *clujensis* Mesz.
 Ядро. Нат. величина. Зап. Айюцдзор — с. Ринд. Верхний эоцен, Риндский горизонт.



Т А Б Л И Ц А III

- Фиг. 1. *Variamusium fallax* Korob.
Внутренний отпечаток левой створки в нат. величину. Басс. р. Веди — сел. Чиманкенд. Оligоцен, зона *Variamusium fallax* Korob.
- Фиг. 2, 3. *Variamusium fallax* Korob.
Нат. величина. Приереванский р-он — с. Шорагбюр. Оligоцен, зона *Variamusium fallax* Korob.
- Фиг. 4, 5. *Pecten arcuatus* Brocchi.
Раковина. Нат. величина. Приереванский р-он — с. Вохчаберд. Гор. с *Pecten arcuatus* Brocc.
- Фиг. 6 *Chlamys biarritzensis* Arch.
Раковина. Нат. величина. Зап. Айоцзор — сел. Ринд. Оligоцен горизонт с *Pecten arcuatus* Brocc.
- Фиг. 7. *Corbula ficus* Sol.
Раковина. Правая створка. Нат. величина. Приереванский р-он у с. Гегадир. Горизонт циреновых песчаников. Оligоцен.
- Фиг. 8. *Pectunculus jacquoti* Tourp.
Частично сохранившаяся раковина. Нат. величина. Зап. Айоцзор — сел. Элпин. Гор. с *Pecten arcuatus* Brocc. Оligоцен.
- Фиг. 9. *Cerithium* cf. *Dregeri* Boussac.
Отпечаток сфотографированный с обратным освещением. Нат. величина. Басс. р. Веди — с. Чиманкенд. Оligоцен, зона *Variamusium fallax* Korob.
- Фиг. 10 *Chlamys biarritzensis* Arch. var. *subtripartita*, Arch.
Нат. величина. Зап. Айоцзор р-он между сс. Элпин-Чива. Оligоцен, горизонт с *Pecten arcuatus* Brocc.
- Фиг. 11. *Polymesoda convexa* Brongn.
Раковина правой створки. Нат. величина, басс. р. Шагап 1 км севернее сел. Шагап. Оligоцен, горизонт циреновых песчаников.
- Фиг. 12. 12a. *Psaphaea caucasica* Korob. var. *armenica* Aslanjan.
Ядро. Фиг. 12 в нат. величину. Фиг. 12a увеличенная в 2 раза. Приереванский р-он — сел. Шорагбюр. Оligоцен, зона *Variamusium fallax* Korob.
- Фиг. 13. *Chama subgigas* Orb.
Раковина. Нат. величина. Зап. Айоцзор — сел. Ринд. Верхний эоцен, риндский горизонт.
- Фиг. 14. *Rostellaria* (*Hippochrene*) *ampla* Sol.
Ядро. Нат. величина. Зап. Айоцзор — разв. сел. Намазалу. Верхний эоцен, риндский горизонт.



1



2



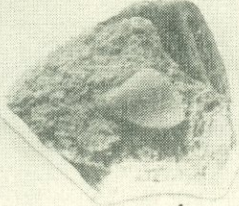
3



4



5



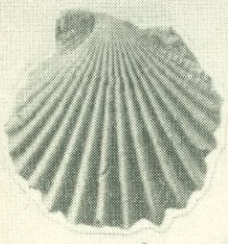
7



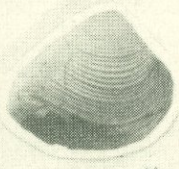
8



9



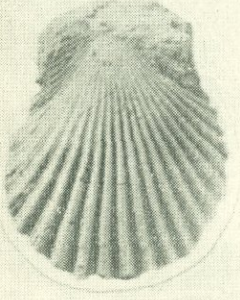
6



11



12



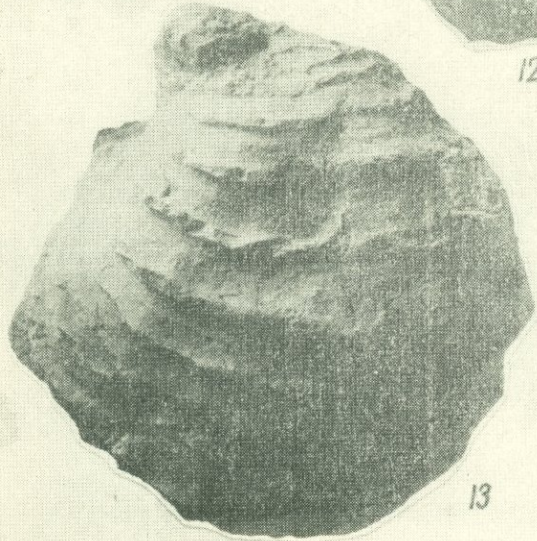
10



12^a



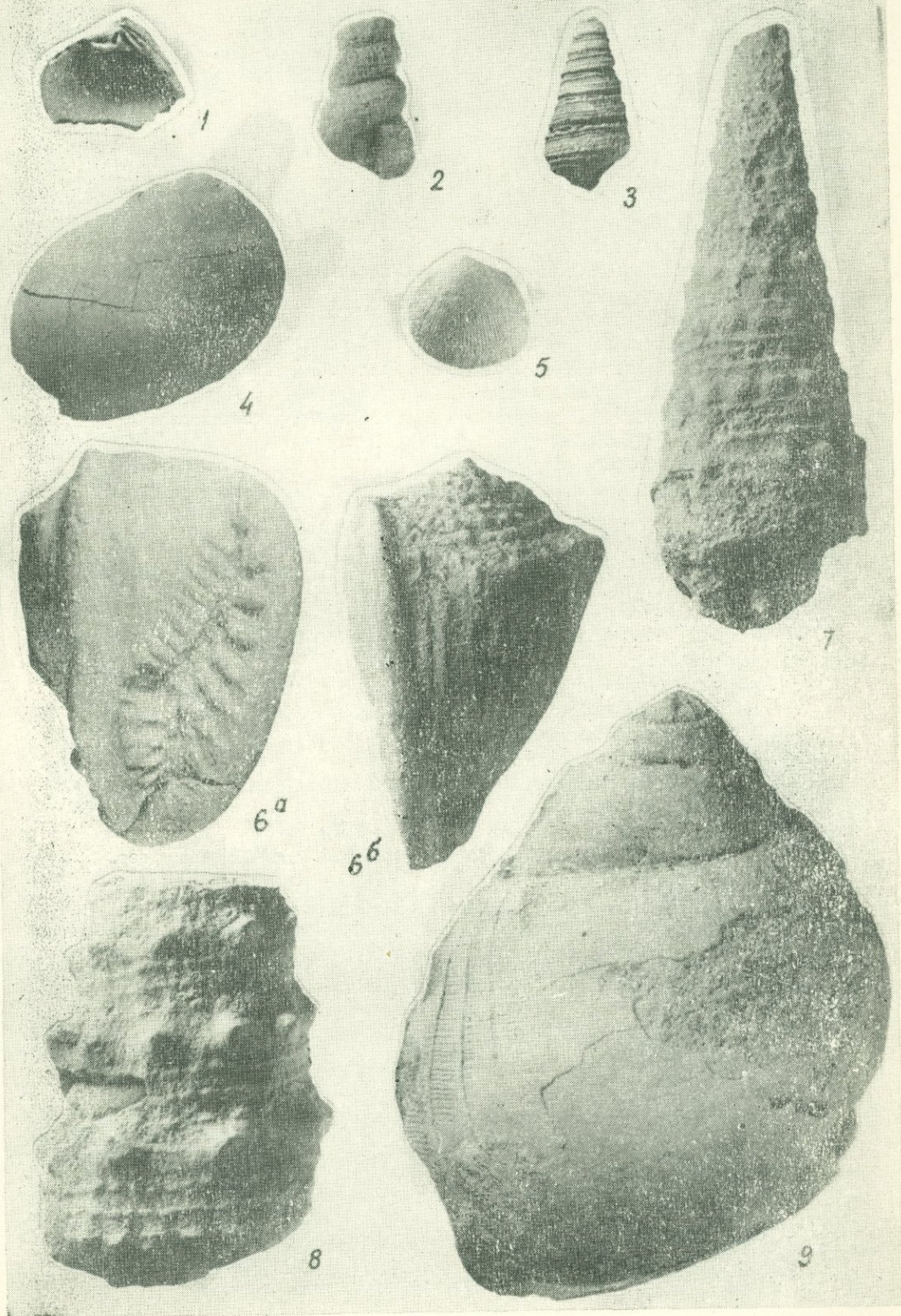
14



13

Т А Б Л И Ц А IV

- Фиг. 1. *Polymesoda convexa* Brongn.
 Раковина левой створки с внутренней стороны. Нат. величина. Приереванский р-он — сел. Шорагбюр. Гориз. циреновых песчаников.
- Фиг. 2. *Scalaria pellati* Raincourt et Munie-Chalmas.
 Раковина. Нат. величина. Вид со стороны устья. Зап. Айоцзор — р-он с. Ринд. Оligоцен, горизонт с *Pecten arcuatus* Brocc.
- Фиг. 3. *Turpanotonos margaritaceum* Brongn.
 Раковина. Нат. величина. Приереванский р-он, с. Шорагбюр, басс. р. Шаган. Гор. циреновых песчаников.
- Фиг. 4. *Nerita gabrieliani* Aslanjan.
 Раковина. Нат. величина. Вид со спинной поверхности. Зап. Айоцзор, р-он между сс. Элпин-Чива. Гор. с *Pecten arcuatus* Brocc.
- Фиг. 5. *Cardium saribulachicum* Gabrielian.
 Ядро. Нат. величина. Зап. Айоцзор — район разв. сел. Намазалу. Гор. циреновых песчаников.
- Фиг. 6а, 6б. *Cassis mammilaris* Grat.
 Раковина. Нат. величина. 6а — вид со стороны устья. 6б — вид со спинной стороны. Приереванский р-он сел. Шорагбюр. Гор. Кеара-Молла.
- Фиг. 7, 8. *Turpanotonos meneguzzoi* Fuchs.
 Раковины. Нат. величины. Приереванский р-он с. Шорагбюр, гор. Кеара-Молла.
- Фиг. 9. *Megatilotus crassatinus* Lamk.
 Раковина. Нат. величина. Приереванский р-он сел. Шорагбюр, гор. Кеара-Молла.



Т А Б Л И Ц А V

- Фиг. 1, 2, 3. *Mastra bulgarica* Toula.
Раковины. Нат. величины. Ущелье р. Раздан. Верхний сармат.
- Фиг. 4, 6. *Mastra bulgarica* Toula var. *crassicolis* Sinz.
Раковины. Нат. величины. Ущелье р. Раздан. Верхний сармат.
- Фиг. 5, 7, 9. *Mastra sinzovi* Pavlov.
Раковины. Нат. величины. Ущелье р. Раздан. Верхний сармат.
- Фиг. 9, 9a. *Bathyarca saxonica* Koenen.
Раковины. Фиг. 9. Увеличенная в 4 раза, фиг. 9a, увеличенная в 2 раза, р-он сел. Енрагу, зона *Varianussium fallax* Котоб.
- Фиг. 10, 13. *Turritella planispira* Nyst.
Раковины. Нат. величины. Приереванский р-он сел. Вохчаберд. Гор. с *Pecten arguatus* Brocc.
- Фиг. 11. *Turpanotonos margaritaceum* Brong.
Раковина. Нат. величина. Приереванский р-он сел. Шорагбюр, гор. циреновых песчаников.
- Фиг. 12. *Turritella terebellata* Lamk.
Раковина. Нат. величина. Приереванский р-он сел. Вохчаберд, гор. с *Pecten arguatus* Brocc.
- Фиг. 14. *Surgaea elegans* Defrance.
Нат. величина. Вид со стороны устья. Зап. Айоцзор — сел. Ринд. Верхний эоцен, риндский горизонт.
- Фиг. 15. *Сumatium* ex gr. *flandricum* Koninck.
Раковина. Нат. величина. Вид со стороны устья. Басс. р. Шагап, гор. циреновых песчаников.
- Фиг. 16. *Megatylotus crassatinus* Lamk.
Раковина. Нат. величина. Приереванский р-он сел. Шорагбюр, гор. Кеара-Молла.
- Фиг. 17. *Strombus auriculatus* Grat.
Раковина со стороны устья. Нат. величина. Зап. Айоцзор — район между сс. Азавнадзор-Арени. Гор. Кеара-Молла.

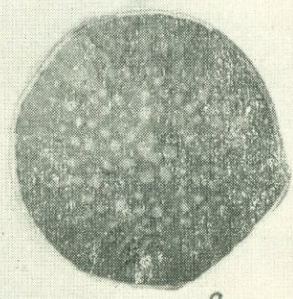


Т А Б Л И Ц А VI

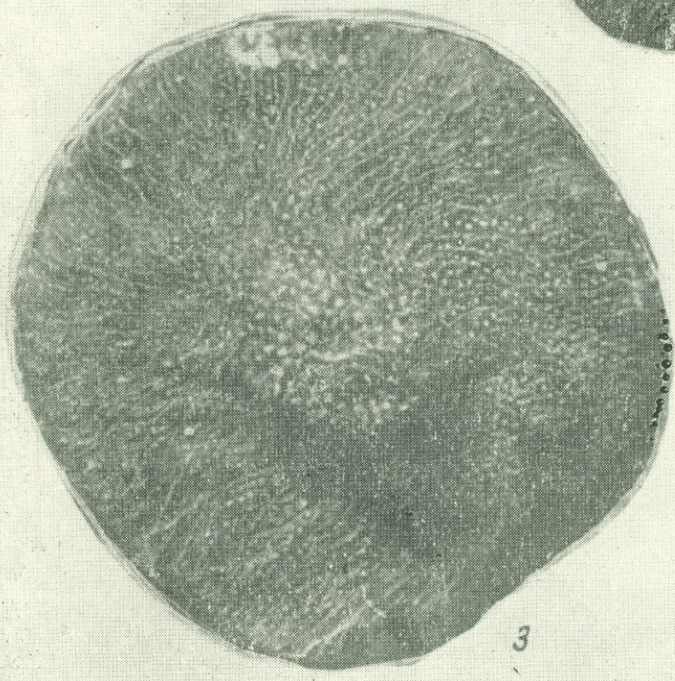
- Фиг. 1. *Nummulites laevigatus* (Brug.) (B) \times 3.
Западный Айюндзор у с. Ахкенд. Средний эоцен, горизонт с *Nummulites laevigatus* (Brug.).
- Фиг. 2. *Nummulites lucasi* d'Archiac (A) \times 10.
Западный Айюндзор у с. Ахкенд. Средний эоцен, горизонт с *Nummulites laevigatus* (Brug.).
- Фиг. 3. *Nummulites perforatus* (Montfort) (B) \times 6.
Вединский р-он у с. Шаган, горизонт с *Nummulites perforatus* (Montf.).



1



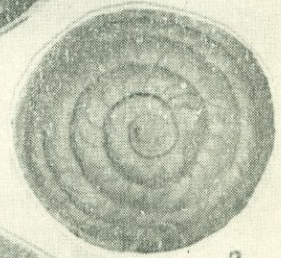
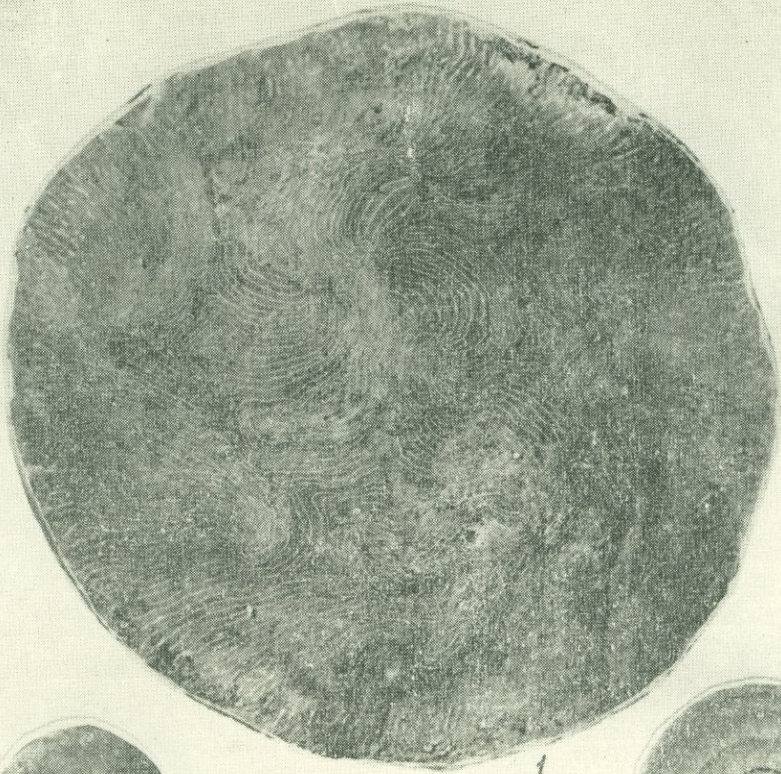
2



3

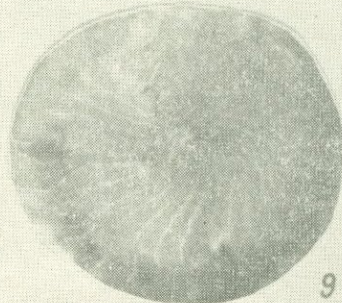
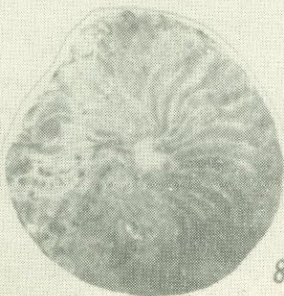
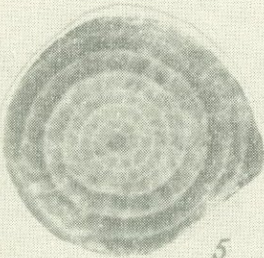
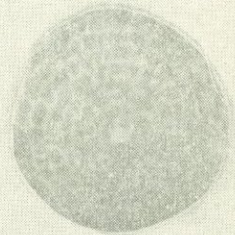
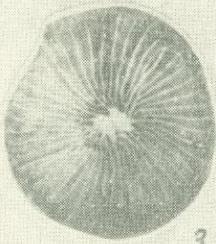
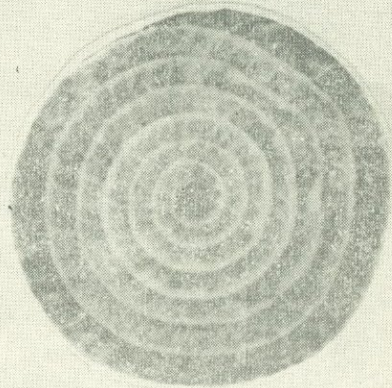
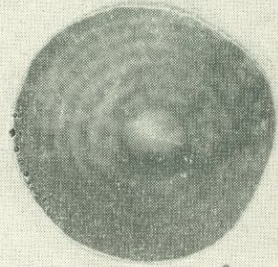
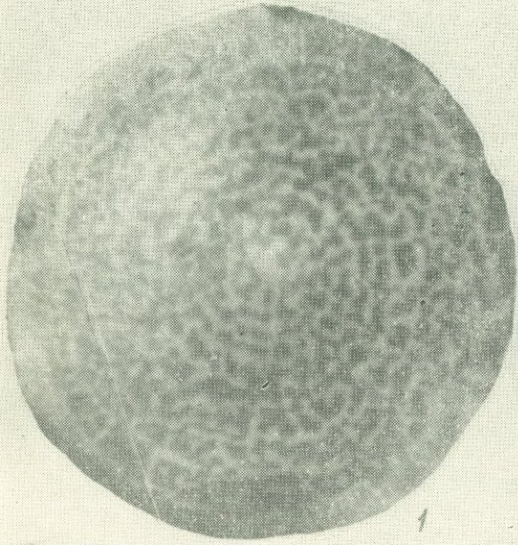
Т А Б Л И Ц А VII

- Фиг. 1. *Nummulites gizehensis* (Forsk.) (B) \times 3.
Западный Айондзор у с. Азатек. Средний эоцен, горизонт с *Nummulites perforatus* (Montf.).
- Фиг. 2. *Nummulites millescaput* Boubée (A) \times 4.
Вединский р-он у с. Чиманкенд. Верхний эоцен, горизонт с *Nummulites millescaput* Boub.
- Фиг. 3. *Nummulites millescaput* Boubée (A) \times 4.
Экваториальный разрез. Там же.
- Фиг. 4. *Nummulites millescaput* Boubée (B).
Нат. велич. Там же.



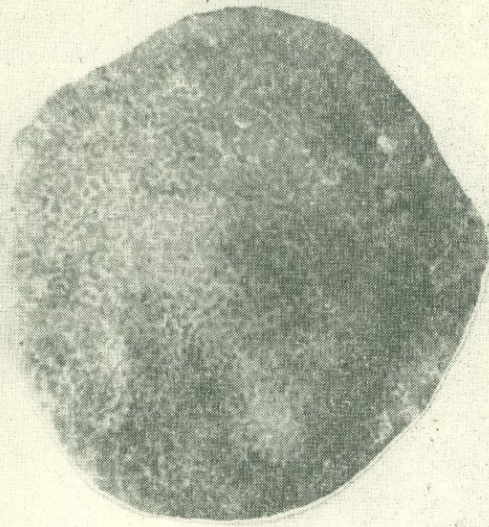
Т А Б Л И Ц А VIII

- Фиг. 1. *Nummulites fabianii* (Prever) (B) \times 8.
Вединский р-он у с. Чиманкенд. Верхний эоцен, горизонт с *Nummulites millesarut* Boub.
- Фиг. 2. *Nummulites fabianii* (Prever) (A) \times 8.
Там же.
- Фиг. 3. *Nummulites striatus* (Brug.) (A) \times 5.
Вединский р-он у с. Шаган. Верхний эоцен, горизонт с *Nummulites millesarut* Boub.
- Фиг. 4. *Nummulites striatus* (Brug.) (A) \times 8.
Экваториальное сечение. Там же.
- Фиг. 5. *Nummulites fabianii retiatus* Roveda (A) \times 8.
Экваториальное сечение. Западный Айюцзор у с. Ахавнадзор. Верхний эоцен, горизонт с *Nummulites fabianii retiatus*.
- Фиг. 6. *Nummulites fabianii retiatus* Roveda (B) \times 8.
Там же.
- Фиг. 7. *Nummulites fabianii retiatus* Roveda (A) \times 8.
Там же.
- Фиг. 8—9. *Nummulites vascus initialis* Grig. (B) \times 8.
Там же.

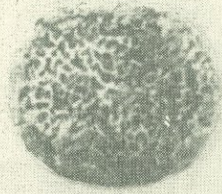


Т А Б Л И Ц А IX

- Фиг. 1. *Nummulites intermedius* d'Archiac (B) × 8.
Приереванский р-он у с. Шорагбюр. Оligоцен, горизонт циреновых песчаников и Кяра-Молла.
- Фиг. 2. *Nummulites intermedius* d'Archiac (A) × 8.
Там же, зона *Variamussium fallax* Korob.
- Фиг. 3. *Nummulites vascus* Joly et Leymerie (B) × 5.
Профиль. Там же.
- Фиг. 4. *Nummulites intermedius* d'Archiac (A) × 8.
Экваториальное сечение. Там же.
- Фиг. 5. 6. *Nummulites vascus* Joly et Leymerie (B) × 8.
Там же.
- Фиг. 7. *Nummulites incrassatus* de la Harpe (A) × 8.
Там же.
- Фиг. 8. *Nummulites vascus initialis* Grigorjan (B) × 8.
Экваториальное сечение. Западный Айоцдзор у развалины с. Намазалу. Верхний эоцен, горизонт с *Nummulites fabianii retiatus* Roveda.
- Фиг. 9. *Nummulites vascus* Joly et Leymerie (B) × 8.
Экваториальное сечение. Приереванский р-он у с. Шорагбюр, зона *Variamussium fallax* Korob.



1



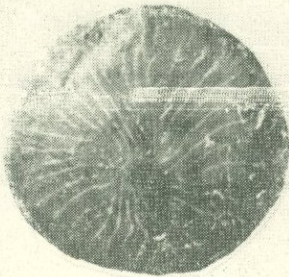
2



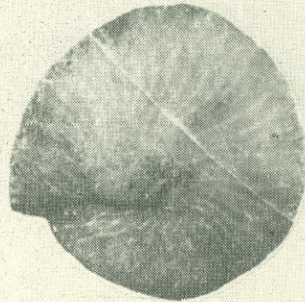
4



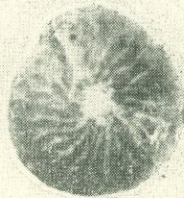
3



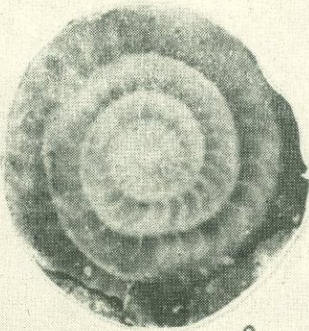
5



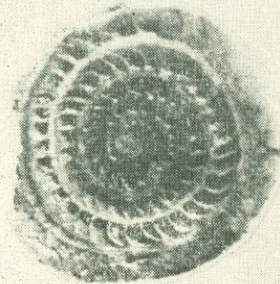
6



7



8



9

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	5
Введение	7
1. Географическое положение. Основные черты орогидрографии и геоморфологии Армянской ССР	7
2. Краткий очерк геологического строения Армянской ССР	11
Глава I. Стратиграфия палеогеновых и неогеновых отложений Армянской ССР	17
1. Распространение палеогеновых и неогеновых отложений	17
2. История изучения палеогеновых и неогеновых отложений	18
3. Описание опорных разрезов	26
А. Ереванский бассейн	26
Датский ярус—нижний эоцен	27
Средний и верхний эоцен	29
Нижний—средний олигоцен	31
Верхний олигоцен—нижний миоцен	37
Средний миоцен—средний сармат	38
Средний—верхний сармат	40
Нижний—средний плиоцен	44
Верхний плиоцен	45
Б. Нижнеахурянский (Октемберянский) прогиб	50
Верхний олигоцен—нижний миоцен	50
Средний миоцен—средний сармат	50
Верхний миоцен (средний-верхний сармат)	52
Верхний миоцен (верхний сармат)	53
Верхний плиоцен	53
В. Бассейн р. Веди и смежные районы Араратской котловины	54
Датский ярус—палеоцен	54
Нижний эоцен	57
Средний эоцен	58
Верхний эоцен	61
Нижний—средний олигоцен	64
Верхний олигоцен—нижний миоцен	67
Нижний—средний плиоцен	68
Верхний плиоцен	69
Интрузивные породы	69
Г. Западная часть Айоцзорского синклинория	70
Палеоцен—нижний эоцен	70
Средний эоцен	71
Верхний эоцен	76
Нижний—средний олигоцен	79
Олигоцен—средний плиоцен	83

Верхний плиоцен	86
Интрузивные породы	86
Д. Восточная часть Айоцзорского синклинория и	
Сюник	87
Нижний эоцен	87
Средний эоцен	88
Олигоцен	89
Верхний олигоцен—нижний миоцен	91
Средний—верхний миоцен	91
Мио-плиоцен (мэотис-понт)	92
А. Мегринская угленосная свита	92
Б. Вулканогенно-обломочная свита	93
Верхний плиоцен	94
А. Сисианская диатомитовая свита	94
Б. Горисская вулканогенно-обломочная свита	96
В. Покровные галечники	98
Г. Покровные лавы Ераблурского плато и ишханасарская вул- каногенная свита	98
Д. Конгломерато-брекчиевая толща Нор-Аревика и Агарака	99
Интрузивные породы	100
Е. Севано-Ширакский синклинорий и смежные	
районы	101
Датский ярус—палеоцен	102
Нижний эоцен	104
Нижний—средний эоцен	108
Средний эоцен	111
Верхний эоцен	119
Олигоцен—нижний миоцен	121
Средний миоцен (караганский и конкский горизонты)	123
Верхний миоцен (сарматский ярус)	125
Нижний—средний плиоцен (мэотис—век продуктивной толщи)	127
Верхний плиоцен	132
Интрузивные породы	136
4. Обоснование возраста важнейших свит	138
Общие замечания	138
Шорагбюрская песчано-глинистая свита	141
Разданская песчано-глинистая свита	143
Серия вулканогенно-обломочных образований	145
Сарьяинская вулканогенно-осадочная серия	152
Комплекс вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований се- верного Сюника	155
5. Сводный стратиграфический разрез палеогеновых и неогеновых отложе- ний Армянской ССР	157
Датский ярус—палеоцен	157
Нижний эоцен	158
Средний эоцен	158
Верхний эоцен	160
Нижний—средний олигоцен	161
Верхний олигоцен—нижний миоцен	162
Средний миоцен (караганский и конкский горизонты)	163
Средний миоцен—средний сармат (гипсо-соленосная свита)	163
Верхний сармат	164
Нижний—средний плиоцен (мэотис-понт—век продуктивной толщи)	165
Верхний плиоцен	165

Глава II. Сопоставление разрезов палеогеновых и неогеновых отложений Армянской ССР с разрезами синхронных отложений смежных районов Кавказа	167
1. Нахичеванская мульда	167
2. Акеринский синклиорий	172
3. Ахалдихский бассейн и смежные районы Аджаро-Триалетской складчатой зоны	175
4. Восточный склон Антикавказа и Куринская депрессия	181
Глава III. Тектоника палеогеновых и неогеновых отложений Армянской ССР	185
1. Описание тектонических структур	185
Еревано-Ведийский синклиорий	185
Среднеараксинская впадина	190
Айодзорский синклиорий	199
Зангезурский антиклиорий	201
Воротанский синклиорий	201
Севано-Ширакский синклиорий	202
Севанская впадина	206
2. Возраст структур	208
3. О генезисе и некоторых особенностях структур	210
Глава IV. Основные черты истории геологического развития Армянской ССР в палеогене и неогене	212
Общие замечания	212
Армянская ССР в конце верхнего мела	212
Датский ярус—палеоцен	214
Нижний эоцен	217
Средний эоцен	218
Верхний эоцен	222
Нижний—средний олигоцен	227
Верхний олигоцен—нижний миоцен	234
Средний миоцен—средний сармат	235
Верхний сармат	237
Нижний—средний плиоцен (мэотис—век продуктивной толщи)	240
Верхний плиоцен (акчагыл—апшерон)	243
Глава V. О некоторых общих вопросах стратиграфии палеогеновых отложений юга СССР	247
Заключение	257
Литература	259

АРШАЛУЙС АМБАРЦУМОВИЧ ГАБРИЕЛЯН
ПАЛЕОГЕН И НЕОГЕН АРМЯНСКОЙ ССР

*Печатается по рекомендации ученых советов института
геологических наук АН Армянской ССР и Ереванского
государственного университета*

Отв. редактор О. А. Саркисян
Редактор издательства Н. И. Колесникова
Техн. редактор М. А. Капелян
Корректоры З. К. Степанян, С. М. Даниелян

ВФ 06589. РИСО 822. Изд. № 2285. Заказ 398.

Сдано в набор 4/X 1963 г. Подписано к печати

15/IV 1964 г. Формат бумаги 70 × 108¹/₁₆.

Печ. л. 18,75+21 вкл., уч.-изд. л. 25,96. Тираж 1000.

Цена с переплетом 2 р.

Типография Издательства Академии наук АрмССР,
Ереван, ул. Барекамутян, 24

ЗАМЕЧЕННЫЕ ОПЕЧАТКИ

Страница	Строка	Напечатано	Следует читать
37	16 св.	в основном песчанистых алевролитов	в основном песчанистых и алевролитов
80	20 сн.	песчаники рыхлые туфогенные среднезернистые	песчаники рыхлые, туфогенные, среднезернистые
93	18 сн.	обнажаются также Сисианского	обнажаются также в районе Сисианского
152	20 сн.	реогенально-геологические	регионально-геологические
157	10 сн.	дат-плиоценовый	дат-палеоценовый
158	2 св.	<i>A. angulata</i> (White)	<i>Globorotalia angulata</i> (White)
158	17 св.	<i>Globorotalia crassata</i> Subb.	<i>Globorotalia crassata</i> (Cushman)
160	11 сн.	в месте	вместе
197	15 сн.	параллельная	параллельная
200	6 св.	СЗ 20—25°,	СВ 20—25°,
210	1 сн.	развивались складчатость	развивалась складчатость
215	3 сн.	дать—плиоцен	дат-палеоцен
218	19 сн.	на Антикавказе и палеогеновое время	на Антикавказе в палеогеновое время
фиг. 13		Верхний олигоцен—нижний миоцен	Верхний сармат
фиг. 15		Верхний сармат	Верхний олигоцен—нижний миоцен

14526