А. Т. АСЛАНЯН

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ АРМЕНИИ

Ա. Տ. ԱՍԼԱՆՅԱՆ

ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ՌԵԳԻՈՆԱԼ ԵՐԿՐԱԲԱՆՈՒԹՅՈՒՆ

ՀԱՅՊԵՏՀՐԱՏ
ԵՐԵՎԱՆ—1958

А. Т. АСЛАНЯН

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ АРМЕНИИ

АЙПЕТРАТ
ЕРЕВАН—1958

АННОТАЦИЯ

Работа А. Т. АСЛАНЯНА «Региональная геология Армении» представляет систематическое изложение вопросов стратиграфии, тектоники, сейсмичности, магматизма, металлогении и гидрогеологии Армянской республики и основана главным образом на фактическом материале, накопленном за последние 15 лет. К работе приложены: геологическая карта Армении в масштабе 1:500.000, тектоническая карта в масштабе 1:1.000.000 и ряд специальных карт, схем, колонок и разрезов. Книга предназначена для широкого круга специалистов, в то же время она содержит значительный материал, представляющий интерес также для строителей, почвоведов, археологов, гидрологов, горных инженеров и геофизиков.

ПРЕДИСЛОВИЕ

После фундаментальных работ Г. Абиха «Geologie des Armenischen Hochlandes» (1882—1887), Ф. Освальда «Treatise on the Geology of Armenia» (1906), К. Н. Паффенгольца «Геология Армении» (1948) и Закавказского тома серии «Геология СССР» (1941), вышедшего под редакцией В. П. Ренгартена, предлагаемый труд является пятой по счету сводкой, содержащей систематическое изложение вопросов региональной геологии Армении*.

Геологические организации Армянской республики провели за последние 15—20 лет ряд систематических целеустремленных исследований по различным вопросам стратиграфии, тектоники, петрографии, металлогении, гидрогеологии и изучению месторождений минерального сырья, которые дали обильный фактический материал, по-новому освещающий многие существенные стороны геологии страны.

Автор настоящей работы в течение 15 лет покрыл маршрутной и площадной геологической съемкой различных масштабов почти всю территорию Армении. Настоящая работа представляет результат пятнадцатилетних личных исследований автора и критического обобщения литературных материалов по геологии Армении и сопредельных с нею областей Грузии, Азербайджана, Ирана и Турции и по существу подводит итог всем тем исследованиям, которые проводились на территории Армении за более чем столетний период времени.

Необходимо отметить, что многие важнейшие вопросы стратиграфии Армении в упомянутой выше монографии К. Н. Паффенгольца, а также в новейшей его работе «Геологическая карта Кавказа», изданной в 1957 г., освещены по существу без учета нового фактического материала и решены в таком духе, в каком они не нарушают прежние его геологические построения, основанные в ряде случаев на провизорных и условных определениях.

---

* Библиография по затронутым в данной сводке вопросам насчитывает 6500 рукописных отчетов и 750 опубликованных статей и монографий. Ввиду ограниченности объема сводки перечень указанных работ предполагается опубликовать в виде отдельного библиографического справочника.

Одним из существенных результатов своих исследований автор считает прилагаемую к настоящей работе «Геологическую карту Армении масштаба 1:500.000», обобщающую весь новейший материал геологической заснятости страны до 1956 г. включительно и составленную на базе карты масштаба 1:200.000. Канва этой карты была создана трудами предыдущего поколения геологов. Основополагающими для нее следует считать созданные до начала минувшей мировой войны карты В. Г. Грушевого и А. Л. Додина по Алавердскому и Зангезурскому рудным районам, И. В. Барканова по бассейну р. Дзорагет (Калининский и Степанаванский районы), В. Н. Котляра по Памбакскому, Мургузскому и Айоцдзорскому хребтам, Н. П. Батурина по бассейну верхнего течения р. Ахурян, П. И. Лебедева по массиву г. Арагац, А. В. Кржечковского по Севанскому и Айоцдзорскому хребтам, С. С. Кузнецова, А. С. Гинсберга, Б. М. Куплетского и А. А. Турцева по бассейну оз. Севан, П. П. Гамбаряна по бассейну р. Раздан, К. Н. Паффенгольца по междуречью р. р. Дебед и Агстев, бассейнам р. р. Веди, Гарни и верхнего течения р. Воротан, Ш. А. Азизбекова и И. Н. Ситковского по бассейнам р.р. Ахум, Тавуш и Хндзоркут, А. Н. Соловкина по Баргушатскому хребту, С. А. Мовсесяна по Капутджухскому хребту и С. С. Мкртчяна по Мегринскому хребту. Из исследователей этого периода большие заслуги имеет К. Н. Паффенгольц, который, на основе карт указанных авторов и собственных исследований, сопровождавшихся в большинстве районов повторными съемками и приведших к существенному изменению и уточнению ранних представлений, впервые составил сводную геологическую карту Армении и сопредельных частей Малого Кавказа в масштабе 1:200.000. При этом, как уже отмечалось, ряд принципиальных вопросов геологии страны, и в частности стратиграфии, ввиду недостаточности фактического материала и погрешностей, допущенных автором карты в интерпретации этого материала, особенно палеонтологического, оставался нерешенным.

Исследования следующего периода шли в направлении систематического изучения стратиграфии отдельных формаций отложений с попутной их съемкой в масштабах 1:50000 и мельче (работы Института геологических наук АН Армянской ССР, Ереванского государственного университета, Московского геолого-разведочного института, Московского государственного университета и др.) и сплошной геологической съемки в масштабах 1:50000 и крупнее (работы Армянского геологического управления, треста «Кавказуглегеология», треста «Кавзолото» и др.).

Из геологических карт этого периода обильный и новый фактический материал содержат карты А. А. Габриеляна для районов развития третичных отложений, Р. А. Аракеляна для районов развития палеозойских отложений, А. А. Атабекяна и В. Л. Егояна для районов развития меловых отложений, С. П. Баляна для районов развития плиоценовых и плейстоценовых отложений, П. Л. Епремяна для бассейнов р. р. Воротан, Арпа и Дзорагет, В. В. Белоусова и М. В. Гзовского для средних течений бассейнов р. р. Дебед и Агстев, Г. М. Акопяна для бассейнов р. р. Агстев, Арпа и Тавуш, К. А. Мкртчяна и Ц. А. Айвазяна для бассейна среднего течения р. Дебед, А. Н. Назаряна для бассейна р. Раздан, П. Т. Саркисяна для массива г. Арагац, Г. Т. Тер-Месропяна для бассейнов р. р. Вохчи и Ахум, А. Т. Вегуни и А. А. Асатряна для бассейна р. Арпа, Е. Е. Милановского для бассейна оз. Севан, Г.П. Багдасаряна и А.Г. Мидяна для Памбакского и Цахкуняцского хребтов, Т. Ш. Татевосяна и С. А. Абовяна для районов развития основных и ультраосновных интрузивных пород, Ю. А. Арапова и А. И. Адамяна для Мегринского плутона и др. За тот же период автором нас-

тоящей работы были закартированы бассейны р. р. Дебед, Агстев, Ахум, Тавуш, Хндзоркут, Базумский и Ширакский хребты, северная часть Ленинаканской котловины, западная часть бассейна оз. Севан, Араратская котловина вместе с бассейнами р. р. Ахурян (нижнее течение), Касах, Раздан, Гарни и Веди, бассейны средних течений р. р. Вохчи, Воротан и Арпа. Остальные районы республики—южная часть Ленинаканской котловины, Памбакский и Севанский хребты, бассейны р. Мегригет и верховьев р. р. Воротан и Вохчи, обеспеченные детальными геологическими съемками, были изучены автором сравнительно редкой сетью маршрутов.

Прилагаемая геологическая карта Армении масштаба 1:500.000 обобщает под единым углом зрения все перечисленные карты, а также учитывает материалы огромного количества детальных съемок (масштабов 1:25000 и крупнее), проведенных в связи с изучением месторождений полезных ископаемых и решением вопросов водоснабжения, инженерной геологии и др.

Палеонтологической базой для настоящей работы служили фаунистические определения Г. Абиха, А. А. Стоянова, Н. Н. Яковлева, П. Л. Безрукова, О. Л. Эйнора, М. А. Ржосницкой, Д. В. Наливкина, Б. М. Марковского, Р. А. Аракеляна, М. С. Абрамян (средний-верхний палеозой), П. Боннэ (триас, юра и верхний мел), В. Н. Робинсона (верхний триас), М. Неймайра, В. Улига, К. Редлиха, Г. Я. Крымгольца, А. Т. Асланяна (юра), Цулукидзе, Халатова и Архипова (юра, эоцен, миоцен), В. Ф. Пчелинцева (юра и мел), В. П. Ренгартена, А. А. Атабекяна, В. Л. Егояна, М. С. Эристави, А. Л. Цагарели (мел), Б. Ф. Мефферта, А. Н. Рябинина, И. В. Качарава, А. А. Асатряна (эоцен), Г. Дувийье (палеоген и верхний мел), В. В. Богачева, А. А. Габриеляна, Н. А. Саакян (палеоген и верхний миоцен), Л. М. Радопуло, С. А. Бубикян (верхний миоцен), Л. А. Авакяна, Н. О. Бурчак-Абрамовича (антропоген), а также определения флоры, произведенные А. Н. Криштофовичем, В. Д. Принада, И. В. Палибиным и А. Л. Тахтаджяном.

Анализ тектонических проблем, данный автором, является по существу непосредственным продолжением такого же анализа, предпринятого В. П. Ренгартеном, Л. Н. Леонтьевым, В. Е. Хаиным и А. А. Габриеляном. Автор уточняет лишь границы ранее намеченных тектонических зон и связи с подобными зонами сопредельных областей и дает более детальную схему тектонической зональности, отвечающую современным представлениям по стратиграфии, структуре и магматизму страны.

Определенное место в работе отводится также вопросам металлогении и рудоносности Армении, которые освещены в работах О. Т. Карапетяна, В. Г. Грушевого, В. Н. Котляра, О.С. Степаняна, И. Г. Магакьяна, П. С. Саакяна, С. А. Мовсесяна, Б. С. Вартапетяна, С. С. Мкртчяна, Г. М. Арутюняна, А.Г. Мидяна, В.Е. Гогиняна, Г.О. Григоряна, Э.А. Хачатряна, А. Е. Кочаряна, Ж. М. Григоряна, П. С. Саакяна, А. Е. Казаряна, Г.И. Гольденберга, Э.Х. Гуляна, С. Н. Даниеляна, Г.А. Синаняна, автора и других исследователей. Вопросы эти ставятся в данной работе под углом зрения их причинных связей с вопросами литологии, тектоники и магматизма и, главным образом, в аспекте пространственно-временного положения магматогенных рудных формаций.

Автор надеется, что предлагаемый труд, несмотря на спорность развиваемых в нем отдельных положений, в известной мере восполнит пробел, имеющийся в геологической литературе Армении, и будет способствовать успешному развитию дальнейших работ по геологическому картированию и изучению недр республики.

При составлении настоящей работы большую помощь оказал автору коллектив геологов Армении, представивший разнообразный ценный фактический материал по различным вопросам геологии страны. Значительную помощь оказал автору А. Т. Вегуни, который вложил много труда при сводке и оформлении картографического и табличного материала.

Автор с чувством признательности отмечает также труд проф. В. П. Ренгартена, проф. А. А. Габриеляна, проф. М. В. Муратова и проф. В. Е. Хаина, рецензировавших данную работу и сделавших по ней ряд ценных замечаний*.

Автор с благодарностью примет также все замечания, относящиеся к спорным и недостаточно обоснованным вопросам, которые неизбежно встречаются во всех подобных трудах.

* Данная работа в расширенном виде была защищена автором в качестве докторской диссертации в Геологическом институте Академии наук СССР в 1957 г. При подготовке к печати в свете критических замечаний рецензентов она была несколько переработана, пополнена новыми данными и сокращена в объеме.

ВВЕДЕНИЕ

Для цельного представления рассматриваемых в дальнейшем вопросов стратиграфической геологии Армении считаем необходимым дать в качестве фона краткий обзор физической географии, геоморфологии и геологии страны.

Армянская Советская Социалистическая Республика занимает часть нагорной страны, расположенной между средними течениями крупнейших водных артерий Закавказья—Куры и Аракса и известна в географической литературе под общим названием «Армянское нагорье» или «Малый Кавказ». Площадь, занятая ею, составляет около 30000 км² при общей протяженности границ 1450 км.

Армянское нагорье считалось географами древности крышей Малой Азии. Имея среднюю абсолютную высоту 1800 м, оно возвышается над соседними Иранским и Анатолийским нагорьями в среднем на 500 м, а над Куринской низменностью—на 1500м. Высотные отметки страны колеблются в широких пределах — от 400 м (у сел. Мегри) до 4095 м (г. Арагац). Из общей площади в 30000 км² около 77 % располагается между горизонталями 1000 м и 2500 м над уровнем моря, причем четвертая часть площади приходится на высоты 2000 — 2500 м.

Речная сеть Армянской ССР насчитывает более 215 рек, протяженностью свыше 10 км, которые несут свои воды через Куру и Аракс в Каспийское море, причем 73,5 % территории республики дренируется р. Аракс, а 26,5%—р. Кура. Глубина ущелий, по которым текут притоки Аракса и Куры, достигает 1400—1500 м.

Из озер Армянского нагорья в пределах Армянской ССР наиболее крупным является оз. Севан, которое, по образному выражению, считается «самым крупным среди высоких и самым высоким среди крупных». До начала спуска вековых запасов вод, используемых для целей энергетики и ирригации, площадь озера составляла около 1450 км², а высота над уровнем моря—1916 м.

Климат Армянской ССР формируется под воздействием полярных воздушных масс и регулируется влиянием, с одной стороны, Черного и Каспийского морей, и, с другой—Иранского и Анатолийского засушливых плоскогорий. Температура воздуха достигает максимума +41°

в гор. Ереван и минимума—41° у оз. Арпи-лич (сел. Шурабад). Наибольшая среднегодовая температура равняется +14° (Мегри), наименьшая +3° (г. Арагац).

Среднегодовая сумма атмосферных осадков колеблется в пределах 200—800 мм и более, причем минимум приходится на Араратскую котловину (210 мм в Араздаяне), оптимум (500 мм) на предгорные районы, а максимум—на северные высокогорные районы. По данным А. Б. Багдасаряна, на территории Армянской ССР ясно выражены шесть климатических поясов: сухой субтропический (крайняя южная часть республики), сухой континентальный (долина среднего течения р. Аракс и нижнее течение р. Арпа), умеренно-теплый (предгорья Араратской котловины), умеренно-холодный (бассейны средних течений р. р. Дзорагет, Дебед, Агстев, Ахум, Хндзоркут), холодный (бассейны оз. Арпи-лич, оз. Севан, далекие северные склоны массива г. Арагац, высокогорные районы Зангезура и др.) и нагорно-тундровый (на высотах 3000—3500 м и более, где местами имеются вечные снега).

В почвенном покрове страны, обнаруживающем ясно выраженную вертикальную зональность, преобладают каштановые (светло-каштановые), горно-черноземные, горно-лесные и горно-луговые почвы. Соответственно распределению почв и климатов располагается также растительный покров, который занимает промежуточное положение между мезофильной кавказской провинцией с луговой и лесной растительностью и ксерофильной армяно-иранской провинцией с пустынно-полупустынной и фриганоидной растительностью. Точно так же особенности животного мира отражают приуроченность его к переходной зоне между кавказской и иранской зоогеографическими провинциями и фиксируют возможность выделения обособленной армянской зоогеографической провинции.

В животном мире Армении отмечено 450 видов позвоночных, 10000 видов насекомых и более 1000 видов других беспозвоночных животных с большим количеством эндемичных видов*.

Армения является типичной горной страной с сильно пересеченным рельефом, богатым многообразными контрастными деталями.

Оротектонический комплекс Армении и сопредельных районов Малого Кавказа представляет выгнутое к северо-востоку дугообразное геоантиклинальное сооружение запад—юго-восточного простирания, имеющее ширину около 180 км и протяженность в этом направлении порядка 400 км.

В геологическом строении комплекса принимают участие образования всех геологических систем от эопалеозоя до антропогена включительно, представленные разнообразными осадочными, изверженными и метаморфическими породами, достигающими в отдельных разрезах мощности 8—10 км.

В современном виде указанный комплекс представляет собой мегаантиклинорий, возникший на месте длительно прогибавшейся ортогеосинклинали, причем осевая его зона, охватывающая Базумский, Ширакский, Памбакский, Геджалинский, Арегуни-Севанский складчатые хребты и Карабахско-Курдистанские горы и характеризующаяся большими градиентами мощностей, линейной складчатостью, интенсивным депрессионным вулканизмом и наличием большого количества гипербазитовых интрузий, обозначает осевую полосу альпийской средиземноморской геосинклинали и прослеживается к юго-востоку через Талышские

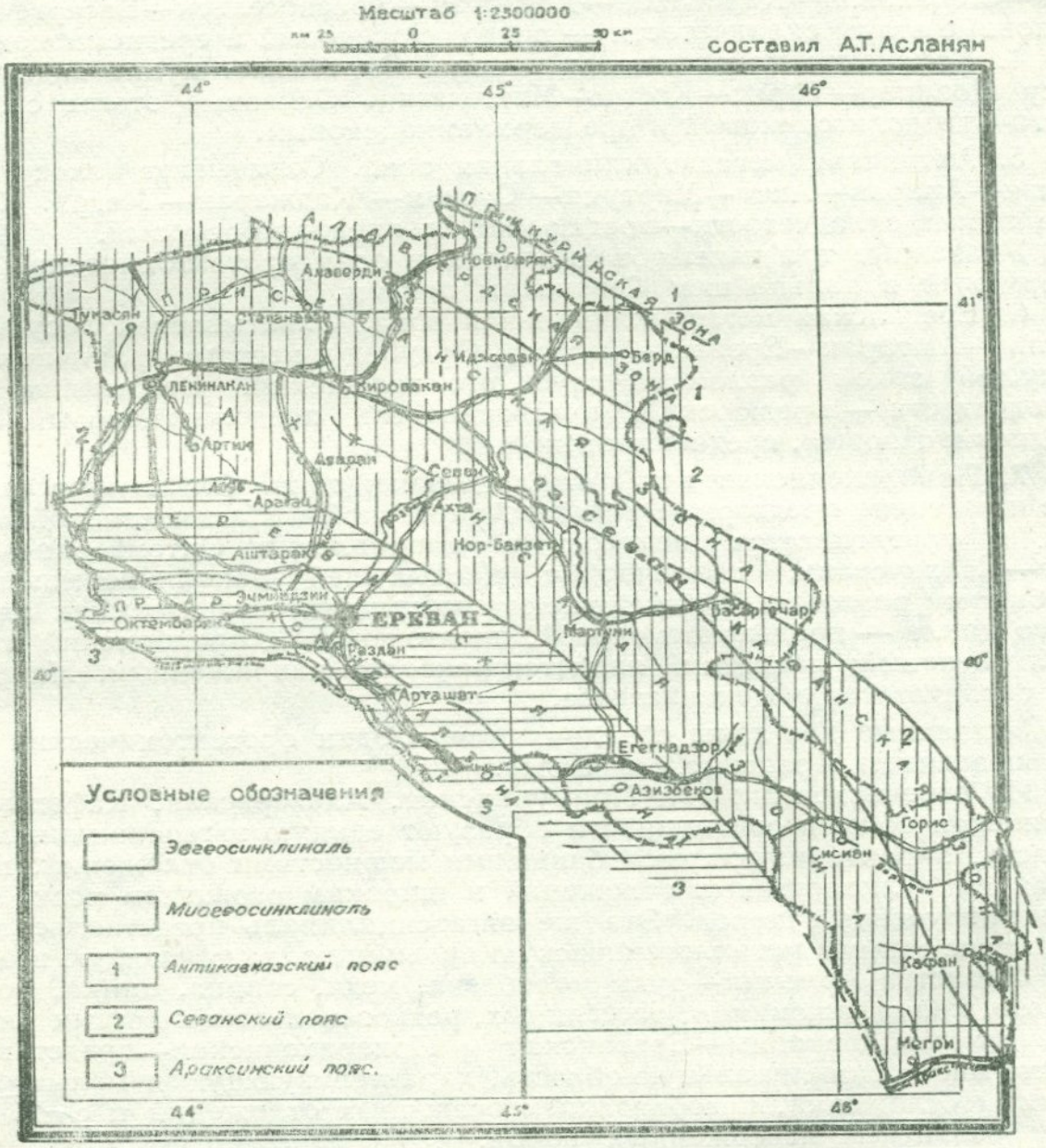
---

* Цитируется по очерку «Армянская ССР», издание АН Армянской ССР, Ереван, 1955 г.

горы в северную зону системы Эльбурса в Иране, а к запад—северо-западу—во внутреннюю Анатолию.

Складчатая структура комплекса оформилась в несколько тектонических этапов, которые в вертикальном разрезе и в латеральном на-

СХЕМА ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ АРМЯНСКОЙ ССР



правлении разделяют его на ряд структурных этажей и зон с отчетливо выраженными несогласными взаимоотношениями.

Тектоническая зональность страны для среднетретичного этапа складчатости в схематическом виде, в направлении с северо-востока на юго-запад представляется в следующем виде.

1. Прикуринская мегасинклинальная зона. Охватывает предгорья Малого Кавказа, примыкающие непосредственно к Храмско-Курин-

ской низменности (полоса Шаумян—Казах—Шамхор—Кировабад). Основной этап складчатости — предолигоценовый.

2. Алавердская мегаантиклинальная зона. Охватывает полосу Маднеули—Алаверди—Иджеван—Заглик—Кедабек. Основные этапы складчатости — предэоценовый и предолигоценовый.

Указанные две зоны образуют совместно один оротектонический пояс, именуемый ниже Антикавказским поясом.

3. Присеванская мегасинклинальная зона. Охватывает полосу Амасия—Степанаван—Кировакан—Дилижан—Красносельск—Басаргечар. Основные этапы складчатости — предолигоценовый и среднемиоценовый.

4. Кафанская моноклинальная зона. Охватывает кулисовидную полосу Цовинар—Горис—Кафан—Миндженан. Основные этапы складчатости—предолигоценовый и предверхнемиоценовый.

5. Ахтинская мегаантиклинальная зона. Охватывает полосу Ленинакан—Апаран—Ахта—Мартуни— Сисиан— Каджаран— Мегри. Основные этапы складчатости—предюрский и предолигоценовый.

Указанные три зоны объединяются в один оротектонический пояс, именуемый в дальнейшем Севанским поясом.

6. Ереванская мегасинклинальная зона. Охватывает полосу Ани—Талин—Аштарак—Ереван—Микоян—Ордубад и местами граничит с предыдущей зоной разломами глубокого заложения. Важнейшие этапы складчатости — предюрский, предэоценовый, предолигоценовый, предсреднемиоценовый, среднеплиоценовый.

7. Приараксинская мегаантиклинальная зона. Охватывает низменные и частично предгорные районы Араратской и Нахичеванской котловин и протягивается полосою в направлении Октемберян—Арташат— Нахичевань; граничит с предыдущей зоной перманентным глубинным разломом. Важнейшие этапы складчатости в рамках альпийского цикла — предверхнемеловой, предэоценовый, приабонский и среднеплиоценовый; последний является наиболее напряженным. Направление складчатости общекавказское.

Указанные две зоны объединяются в один оротектонический пояс под названием Араксинского пояса.

Из перечисленных зон Прикуринская, Алавердская, Кафанская и Ахтинская зоны в совокупности образуют единую эвгеосинклинальную область, характеризующуюся большими мощностями отложений, преобладанием вулканогенных отложений и широким развитием разнообразных интрузивных пород. Эта же эвгеосинклиналь представляет более или менее единую металлогеническую провинцию, включающую все рудные богатства Армении—руды молибдена, меди, свинца, цинка, золота, железа, хрома, алюминия, рассеянных, редкоземельных и других элементов. Другие две зоны—Ереванская и Приараксинская—представляют вместе миогеосинклинальную область, характеризующуюся малыми мощностями отложений, преобладанием осадочных отложений и спорадическим развитием изверженных пород.

Наиболее мощные складкообразовательные движения в эвгеосинклинальной области имели место в среднем—верхнем карбоне, в верхнем эоцене и среднем миоцене, а в миогеосинклинальной области—между триасом и юрой, средним и верхним миоценом и в среднем плиоцене.

Время, прошедшее после среднетретичного периода складчатых дислокаций, ознаменовалось интенсивной вулканической деятельностью геоантиклинального типа, внедрением малых интрузий в миогеосинклинальной области и дифференциальным сводовым поднятием страны, причем зона вулканической деятельности этого времени располагается дискор-



АРАРАТ

дантно к тектоническим зонам предыдущего периода—в направлении от Ахалкалакского нагорья к Карабахскому нагорью.

Особенности геоморфологии Армении находятся в строгой зависимости от особенностей ее геологического строения, истории геологического развития, литологии и физико-географических процессов.

Ведущие морфологические типы рельефа здесь следующие:

1. Складчатые хребты, заложенные на основе предолигоценовых и миоценовых антиклинориев и синклинориев, осложненных разрывными нарушениями (Геджалинский, Иджеванский, Папакарский, Чатындагский, Елакский, Сомхетский, Схторутский, Мургузский, Памбакский, Цахкуняц—Арегуни— Севанский, Нубарашенский, Ераносский, Бозбурунский, Урцский, Кармирсахка, Айоцдзорский, Капутджухский, Хуступ—Чимянский, Сусандагский и некоторые другие), ориентированные согласно со складчатыми структурами. Относительная высота складчатых хребтов достигает почти 4000 м (г. Капутджух).

2. Остаточные синклинальные депрессии, приуроченные к синклинориям предолигоценового и миоплиоценового возрастов и осложненные разрывными нарушениями (Налбандская, Чичханская, Джаджурская, Иджеванская, Красносельская, Гамзачиманская, Шагапская синклинальные котловины).

3. Наложенные хребты, представляющие эрозионно-расчлененныее пологозалегающие миоплиоценовые вулканогенные толщи, наложенные на более древние складчатые структуры. Это Мокрые и Мумуханские горы, Гегамское нагорье, Варденисский хребет, Сисианский хребет, верхи хребта Цахкуняц и др., достигающие относительной высоты порядка 3000 м.

4. Неовулканические сооружения, созданные в результате плиоплейстоценовой вулканической деятельности и представляющие изолированные или кучевые вулканические аппараты, стратовулканы и моногенные экструзивные щиты (массивы г. г. Арарат, Арагац, Араи-лер, Голгат, Артени, Атис, Спитаксар, Ишханасар, многочисленные небольшие шлаково-лавовые конусы типа пюи и др.). Вершины отдельных сооружений этого типа достигают относительной высоты 3000—5000 м и более (Б. Арарат 5165 м, Арагац 4905 м, Ишхансар 3566 м).

5. Межгорные лавовые плато, образовавшиеся в результате плиоплейстоценовых лавовых излияний в районах древних низменностей, пенепленов и др. (Лорийское, Арпиличское, Октемберянское, Карсское, Егвардское, Канакерское, Маничарское и Ераблурское плато).

6. Наложенные котловины, возникшие вследствие новейших тектонических погружений (Ленинаканская, Араратская и Нахичеванская котловины, образовавшиеся в нижне-среднечетвертичное время).

7. Запрудные котловины, возникшие вследствие запруды древних речных долин продуктами вулканической деятельности плиоплейстоценового времени (котловина оз. Севан, котловины Сисианского, Егвардского, Эларского, Апаранского ископаемых озер и др.).

8. Эрозионные ущелья и горы, созданные на фоне складчатых и неовулканических сооружений. Из этих форм рельефа миоплиоценовые долины и ущелья совпадают с ядрами синклинориев, а плиоплейстоценовые—преимущественно с ядрами антиклинальных структур и с участками их поперечных поднятий. Глубина ущелий эрозионного происхождения достигает 1400—1500 м и во многих районах (ущелья р. р. Дебед, Ахурян, Касах, Раздан, Воротан) на днищах этих ущелий залегают долеритовые лавы верхнего плиоцена.

9. Аккумулятивные равнины, возникшие путем накопления аллю-

виальных, пролювиально-делювиальных, эоловых и флювиогляциальных отложений.

Общее поднятие оротектонического комплекса над уровнем моря и формирование ныне наблюдаемых ущелий рек, глубиною до 1400—1500 м началось с олигоцена и с перерывами продолжается до настоящего времени. Антикавказский пояс начал подниматься с конца эоцена, Севанский пояс—с середины миоцена (после накопления и складчатости Дилижанской сланценосной толщи),—а Араксинский пояс с конца понта (после отложения и складчатости молассово-соленосной толщи Кохбской мульды). Из суммарного общего поднятия в 1400—1500 м. на верхнеапшеронское и четвертичное время приходится порядка 200 м. Поднятие страны за все послеэоценовое время достигает 4000 м, за послесарматское время—2000 м.

Деформация комплекса Малого Кавказа продолжается довольно высокими темпами также в современную эпоху. Деформации эти носят дифференциальный характер и выражаются поднятием и погружением отдельных районов, сопровождаемыми разрывными нарушениями и происходящими под знаком общего поднятия страны. Многочисленные верхнеплиоценовые и четвертичные вулканы, минеральные источники, разрушительные землетрясения, резко выраженные аномалии силы тяжести, новейшие тектонические озерные котловины (Ленинаканская, Араратская, Нахичеванская), перехваты рек и др. свидетельствуют, очевидно, о происходящих в нашу эпоху тектонических деформациях.

По данным новейших геофизических исследований, мощность земной коры в области Армянского нагорья достигает 54 км (54 км в районе хр. Ала-даг в западной Армении, 53 км у сел. Амасия, 54 км у гор. Кировакан, 50 км у гор. Казах), причем мощность гранитоидного слоя вместе с осадочной покрышкой равняется 37 ± 2 км, а мощность промежуточного слоя, 15 ± 2 км. Ниже промежуточного слоя залегают оливиновые ультрабазальтовые массы, в которых скорости распространения продольных и поперечных волн равны соответственно 7,94 км /сек и 4,46 км/сек (данные Н. К. Карапетян). Сейсмические очаги страны располагаются в интервалах глубин 0—10 км, 23—37 км и 50—55 км и лишь один очаг (под Гегамским нагорьем) приходится на глубину 70—100 км. Очаги разрушительных землетрясений, приходящиеся почти исключительно к сильно деформированному в новейшее время Араксинскому оротектоническому поясу, располагаются в зонах разломов глубокого заложения.

Гравитационное поле Армянского нагорья характеризуется в целом отрицательными аномалиями силы тяжести (в редукции Буге), достигающими величины—140 миллигал (район сел. Фонтан) и лишь на крайнем юго-восточном продолжении Антикавказского оротектонического пояса появляются небольшие поля с положительными аномалиями силы тяжести, достигающими за пределами Армянской ССР величины +40 миллигал (Степанакертский район). В свете контракционно-изостатической теории деформации земной коры указанные большие отрицательные аномалии и все продолжающееся поднятие страны должны указывать на процесс восстановления изостатического равновесия коры и на продолжение дислокационной складчатости регионального комплекса Малого Кавказа.

ГЛАВА ПЕРВАЯ

СТРАТИГРАФИЯ ДОКЕМБРИЯ И ПАЛЕОЗОЯ

1. ЭОПАЛЕОЗОЙ

(верхний докембрий—нижний палеозой)

Древнейшие породы Армении представлены комплексом разнообразных сложно дислоцированных метаморфических сланцев, прослаиваемых местами карбонатными отложениями и прорванных интрузивными массами различного состава — от ультраосновных до кислых.

Выходы их закартированы в западной части Сомхетского хребта (Локский массив), на северном склоне Мургузского хребта (Ахумский массив), на Памбакском и Цахкуняцском хребтах (Арзаканский массив) и в Араратской котловине (Енгиджинский гравитационный максимум).

По степени измененности и тектоническим условиям залегания все эти выходы рассматриваются как брахиантиклинальные выпучивания метаморфического субстрата.

Среди пород метаморфического комплекса главенствующую роль играют хлорит-эпидотовые, амфиболовые, слюдисто-полевошпатово-кварцевые, гранатовые и графитовые сланцы. Подчиненное значение имеют филлиты, аспидные сланцы, гнейсы и прослаивающие толщу сланцев мраморы, доломиты и конгломераты.

Детальнее всего изучен разрез метаморфической толщи Памбакского и Цахкуняцского хребтов, которая известна в литературе под названием Арзаканской толщи и описана в работах Г. Абиха, Г. П. Агабабова, Н. Г. Казнаковой, П. П. Гамбаряна, О. Т. Карапетяна, В. Н. Котляра, К. Н. Паффенгольца, Г. П. Багдасаряна, Р. А. Аракеляна.

По наблюдениям автора, рассматриваемая толща может быть подразделена на три свиты.

1. Арзаканская свита—залегает в основании видимого разреза метаморфической толщи в районе сел. сел. Арзакан и Бжни в наиболее приподнятой части крупной брахиантиклинали. Сложена она мигматизированными биотит-мусковитовыми, кварцево-полевошпатовыми, мусковит-кварцево-полевошпатовыми, гранатовыми, серицитовыми и графитовыми сланцами, прослаиваемыми в верхах свиты доломитами и мраморами и пересеченными сильно измененными лампрофирами и аплитовыми дайками и кварцевыми жилами.

В разрезе свиты изредка встречаются пачки зеленых хлорит-эпидотовых и хлорит-биотитовых сланцев, желтовато-серых филлитов, ас-

пидных сланцев, а также невыдержанные пласты магнетит-гематитовых руд. Мощность свиты около 1300 м.

2. Мисханская свита — слагает значительные площади в среднем и нижнем течениях р. Мармарик, в окрестностях сел. Ниж. Ахта, в среднем течениях р. Далар и в верхнем течении р. Алавар. Представлена она хлорит-эпидотовыми, хлоритовыми, хлорит-роговообманковыми, эпидот-роговообманковыми и роговообманковыми зелеными сланцами с редкими линзами мраморов и прорывается небольшими метаморфизованными же ультраосновными (серпентины по В. Н. Котляру и Г. П. Багдасаряну) и габбровыми интрузиями, а также лейкократовыми гранитами и др. жильными породами. Мощность толщи около 1000 м.

3. Апаранская свита — слагает значительные площади на южном склоне западной части Памбакского хребта к северу от вулкана Голгат и к югу от Спитакского перевала, в районе сел. Апаран, в бассейне верхнего течения р. Далар и в бассейнах верхних левых истоков р. Мармарик к югу от массива г. Маймех. Представлена эта свита хлоритизированными и эпидотизированными, сильно измененными порфиритами, местами рассланцованными и содержащими ряд прослоев и линз белых и розовых мраморов, включающих иногда большое количество галек порфиритов и др. измененных пород.

В верховьях р. Далар, у развалин сел. Агверан она прорвана интрузией розовых микроклиновых гранитов и кварцевых диоритов, занимающих площадь около 25 км², а также мигматитовидными лейкократовыми гранитами (верхнее течение р. Мармарик, район сел. сел. Лусагюх, Касах и Алагез), причем наблюдается резкое усиление метаморфизма и кливажа порфиритов в контактовом ореоле лейкократовых гранитов. Мощность свиты около 700 м.

Описание сланцев северного склона Мургузского хребта приведено в работах Н. И. Морозова, С. В. Константова, В. Н. Котляра, И. Н. Ситковского, К. Н. Паффенгольца, А. Т. Асланяна, С. И. Аванесяна и П. П. Цамеряна.

Сланцы эти обнажаются в виде окон из-под юрских отложений в верхнем течении бассейна р. Ахум и в истоках правых притоков р. Агданагет, в ядре антиклинального поднятия близширотного простирания и имеют обнаженную мощность порядка 1500 м.

В главной массе сланцы эти являются кварцево-хлоритово-серицитовыми с примесью графита и прослаиваются на отдельных горизонтах более однородными кварцево-слюдяными сланцами, рассматриваемыми как продукт метаморфизма песчано-глинистых отложений.

Метаморфические сланцы в Араратской котловине были обнаружены в 1954 г. южнее гор. Ереван, в опорной скважине, пробуренной в южной части сел. Тазагюх.

Проведенные ранее гравиметрические съемки А. Т. Донабедова и Ш. С. Оганесяна выявили в этом районе резко выраженную полосу относительного максимума силы тяжести с осью, проходящей по линии сел. Тазагюх—сел. Енгиджа—г. Эчмиадзин, причем максимум этот интерпретировался указанными авторами и нами (1955) как выпучивание древнего фундамента.

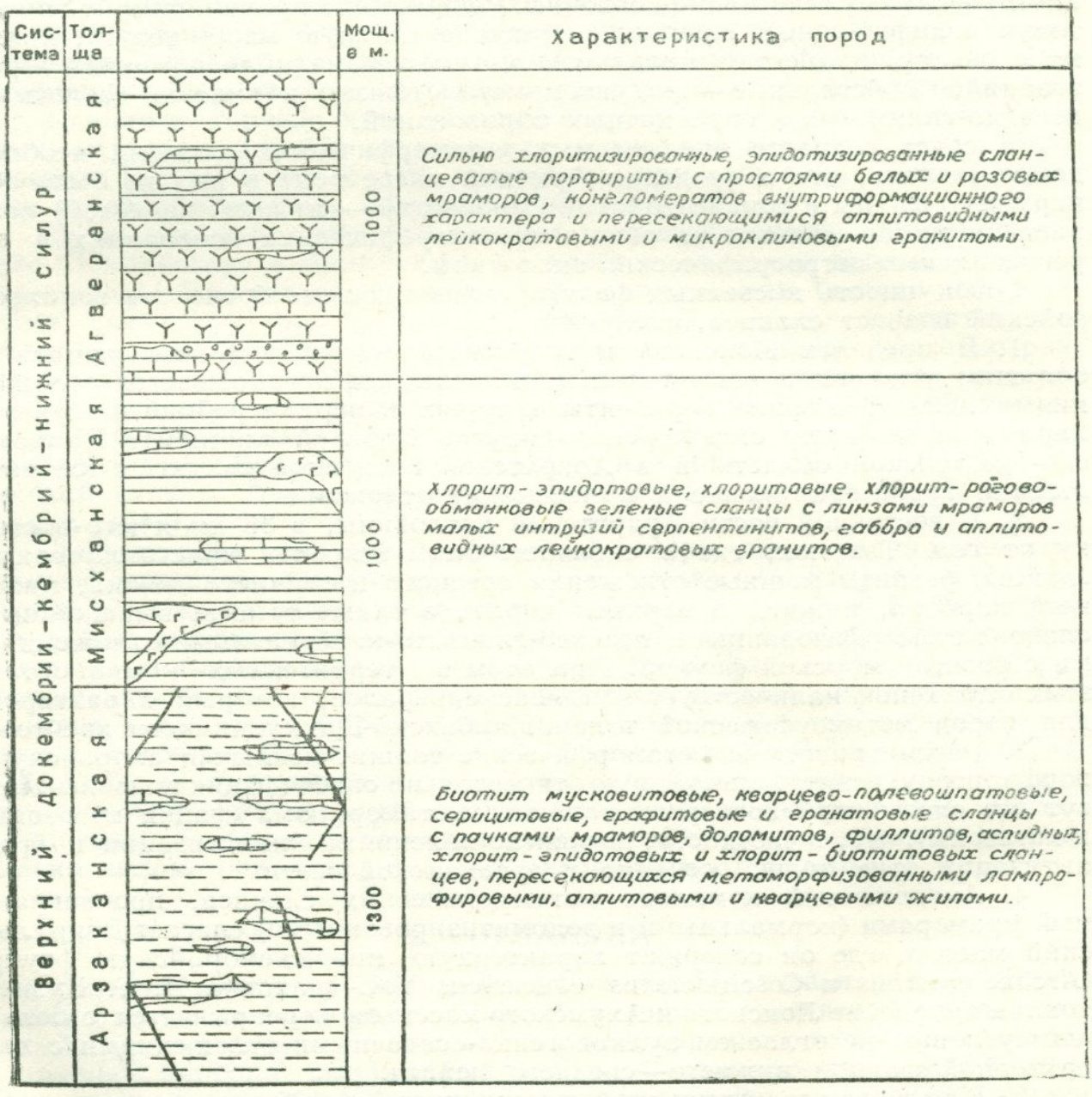
Указанная скважина, пересекая миоценовые, олигоценовые и верхнеэоценовые отложения, на глубине 517 м вошла в кристаллические сланцы и была приостановлена в них на глубине 682 м.

Микроскопическое исследование сланцев было проведено А. И. Месропяном. Сланцы кварцево-полевошпатово-слюдяные; иногда с включениями гранатов, обтекаемых волокнисто-флюидальной кварцево-слюдяной массой.

Сланцы Локского массива подробно описаны в работах К. Е. Устиева, В. Г. Грушевого, К. Е. Габуния и П. Д. Гамкрелидзе, В. Я. Эдиалшвили, Г. М. Заридзе и Н. Ф. Татришвили.

СВОДНАЯ
СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ КОЛОНКА
отложений эопалеозоя
Армянской ССР

м 200 0 200 400 м



Во всех упомянутых выше выходах сланцевые толщи обнаруживают признаки регионального метаморфизма—перекристаллизацию, плойчатость, кливаж, течение, новообразования минералов с малыми молекулярными объемами (гранаты), частичную мигматизацию и гранитизацию.

Примечательны в этом отношении залежи тонко гофрированных мраморов и доломитов в толще сланцев. Они хотя и встречаются в виде изолированных залежей, но в большинстве случаев сохраняют свою мощность постоянной, то есть не обнаруживают ясных признаков выклинивания. Отсюда делается очевидный вывод, что в неметаморфизованном состоянии пласты известняков и доломитов имели малую мощность при значительной выдержанности и во время реоморфизма, вследствие пластического течения, были разобщены и собраны в отдельные комки.

По мнению всех исследователей, описанные выше метаморфические комплексы являются результатом регионального метаморфизма геосинклинальных вулканогенно-осадочных формаций, причем хлорит-эпидотовые и амфиболовые сланцы, слагающие главную массу толщи, являются по преимуществу продуктом метаморфизма вулканогенных образований, а остальные—продуктом метаморфизма нормально-осадочных песчано-глинистых и карбонатных образований.

Касаясь возраста описываемых метаморфических сланцев, необходимо отметить, что в пределах Армении нигде пока в них не было обнаружено фауны и эопалеозойский (докембрий — нижний палеозой) возраст им приписывается на общих стратиграфических основаниях и по региональным петрографическим аналогиям.

Совокупность косвенных фактов, позволяющая обосновать эопалеозойский возраст сланцев, следующая.

1. В пределах Локского и Ахумского массивов толща сланцев с большим угловым и азимутальным несогласием перекрывается отложениями лейаса, нижние горизонты которых в первом районе включают характерную фауну синемюрского яруса. Кровлей сланцев в Памбакско-Мисханской области и в Араратской котловине являются соответственно турон-коньякские и приабонские отложения.

2. В восточной части Араратской котловины, в 35 км к юго-востоку от сел. Тазагюх, где в скважине были вскрыты кристаллические сланцы, развиты мощные отложения среднего и верхнего девона, нижнего карбона, нижней и верхней перми, а также триаса, выраженные слабо метаморфизованными песчано-глинисто-карбонатными отложениями с богатой морской фауной. При этом в терригенных компонентах этих отложений наличествует комплекс минералов, который характерен для пород метаморфической толщи Памбакско-Цаккуняцского хребтов.

3. Рассматриваемые метаморфические толщи, исключая апаранскую порфиритовую свиту, измененную относительно слабо (фация эпизоны), несут все следы глубокого регионального метаморфизма (фации мезозоны и катазоны), что, в частности, выражено явлениями мигматизации и гранитизации этих толщ, особенно в арзаканской свите.

4. Аналогичный комплекс метаморфических сланцев, прослаиваемый мраморами (нормальными и доломитизированными) слагает Дзирульский массив, где он содержит характерную нижнекембрийскую фауну (Archaeocyathus и Coscinociatus caucasicus Vol.—находка И. Г. Кузнецова) и наподобие Локского и Ахумского массивов перекрывается с большим угловым несогласием вулканогенно-осадочными отложениями с характерной фауной нижнего—среднего лейаса.

5. Юго-западнее Армянской республики, в 100 км к северо-западу от гор. Джульфа на Араксе, в районе гор. Маку в Иране обнажаются метаморфические сланцы, на эрозионной поверхности которых с большим угловым несогласием залегают нормально-осадочные отложения среднего девона с морской фауной (данные Г. Рибена, 1934). Кроме того, севернее Локского массива метаморфический комплекс Храмского массива, идентичный с локским комплексом, резко несогласно пе-

рекрывается флористически охарактеризованной вулканогенной толщей перми.

Таким образом, в настоящее время можно говорить об эопалеозойском (верхний протерозой—нижний палеозой) возрасте древнейших пород Армении, причем более вероятным можно считать кембрийско-нижнесилурийский их возраст, учитывая нижнекембрийский возраст аналогичных сланцев Дзирульского массива и незначительную метаморфизованность верхних горизонтов комплекса сланцев в Памбакско-Мисханской области.

Выходы метаморфических сланцев известны также в ряде других районов Армении — на Базумском и Зангезурском хребтах, в бассейне верхнего течения р. Ахурян, на северо-восточном побережьи оз. Севан, в бассейне среднего течения р. Воротан, в ущельи р. Аракс, между Зангезурским и Карадагским хребтами и др., однако, по данным последних лет, они имеют гораздо более молодой возраст—местами подчинены среднему—верхнему девону, местами юре и местами верхнему мелу. Необходимые данные о них будут приведены при описании соответствующих стратиграфических подразделений.

Среди перечисленных комплексов метаморфических сланцев комплекс Памбакского и Цахкуняцского хребтов содержит ценные полезные ископаемые. Из них заслуживают внимания залежи белых, пепельно-серых, розовато-белых и розовых мраморов, а также доломитов, которые все обладают промышленно-интересными запасами, частично разведывались и эксплуатируются. Мощность залежей мраморов и доломитов колеблется в пределах от нескольких метров до 130 м. Промышленно интересные их залежи располагаются в бассейне р. Далар, правого притока р. Раздан, где они приурочиваются к арзаканской и мисханской свитам. Детальное описание их дано в работах Г. П. Багдасаряна (1949).

Среди рудных ископаемых некоторый интерес представляют гематит-магнетитовые руды, обнаруженные в окрестностях сел. Атарбекян и Мармарик, а также на водоразделе между сел. сел. Арзакан и Бжни. Руды эти в виде маломощных, сингенетичных пластов и линз приурочиваются к верхнему доломитоносному горизонту арзаканской свиты, причем рудовмещающими являются либо хлорит-амфиболовые сланцы, либо железистые кварциты и буро-красно-коричневые карбонатизированные породы и доломиты. По описанию Р. А. Аракеляна, М. С. Абрамян (1953) и А. Г. Мидяна, руды имеют полосчатую, отчасти массивную и ноздреватую текстуру. Размеры рудных тел пока точно не установлены, однако достоверно, что эти тела по отдельным выходам прослеживаются на несколько километров, следуя за доломитоносным горизонтом.

2. ГОТЛАНДИЙ

Армения вместе со смежными районами Нахичеванской АССР является одной из классических областей развития среднего палеозоя, который представлен здесь в составе готландия, среднего и верхнего девона и нижнего карбона, выраженных в песчано-глинисто-карбонатной и частично в вулканогенной фациях и содержащих фауну открытого мелкого моря.

Отложения среднего палеозоя развиты на левом склоне бассейна среднего течения р. Аракс, в осевой полосе крупного Нахичеванского антиклинория, протягивающегося от массива г. Арарат на восток—юго-восток до Джульфинского ущелья и в осевой полосе Зангезурского антиклинория, который охватывает Зангезурский хребет на юге Армении и

смыкается на правом склоне ущелья р. Аракс с Карадагским хребтом в Иранском Азербайджане, сложенном в гребневой полосе вулканогенными отложениями девона. Кроме того, отложения среднего-верхнего палеозоя в виде крупного окна выступают из-под верхнемеловых и третичных отложений в юго-восточной части Гегамского хребта, в пределах бассейна оз. Севан (по р. Аргичи).

Существенно важные данные по палеозою Армении и смежных районов содержатся в трудах Г. Абиха, А. А. Стоянова, Ф. Фреха и Г. А. Артхабера, А. П. Карпинского, Д. В. Иванова, Л. К. Конюшевского, П. Боннэ, Н. Н. Яковлева, В. Ф. Захарова, М. И. Варенцова и А. Г. Лалиева, К. Н. Паффенгольца, П. Л. Безрукова, А. А. Габриеляна-С. С. Мкртчяна, М. А. Ржосницкой, О. Л. Эйнора и А. Д. Миклухо. Маклай, Р. А. Аракеляна и М. С. Абрамян, Ш. А. Азизбекова, К. А, Мкртчяна, П. Л. Епремяна. Исследованиями автора охвачены палеозойские отложения Урцского хребта и Зангезура.

На присутствие готландия и нижнего девона в Армении впервые было указано П. Боннэ (1923). По его сообщению, в центре Айоцдзора (Дараллагеза) в одном пункте выступают черные слюдистые сланцы с малорослой фауной в составе: Modiolopsis complanata Sow., Orthonota solenoides Sow., O. rigida Sow., Pterinea retroflexa Wahl., Ctenodonta edmondiformis Mc Coy, Cucullella lievinensis Zer., Pycnomphalus helicites Sow. (?) и Ortoceras gregarium Sow., которые в данной ассоциации, с преобладанием Modiolopsis, повторяются также в сланцах верхнего силура и нижнего девона Западной и Центральной Европы.

Геологические съемки и стратиграфические исследования, проведенные в Айоцдзоре после работ П. Боннэ, силурийских или нижнедевонских отложений не отметили и вопрос о наличии отложений этого возраста в Армении оставался открытым, а определения П. Боннэ ставились под сомнение.

В 1950 г. трестом «Азнефтеразведка» на стыке Араратской и Нахичеванской котловин была пробурена глубокая опорная скважина, которая была заложена в присводовой части брахиантиклинальной складки, сложенной в ядре фаунистически охарактеризованными отложениями эйфельского яруса. Ниже эйфельского яруса, сложенного известняками, скважина вскрыла толщу черных слюдистых филлитовидных графитоносных глинистах сланцев мощностью 1500 м и была приостановлена в них на глубине 1800 м. В образцах пород из керна скважины была отмечена плохой сохранности микрофауна.

Таким образом, если исключить возможность принадлежности рассматриваемых сланцев к нижнему палеозою, то в стратиграфическом разрезе района для них место остается лишь в интервале верхний силур—нижний девон. Ш. А. Азизбеков относит эти сланцы к нижнему девону (устное сообщение).

Представляется достаточно вероятным, что П. Боннэ в Айоцдзоре были встречены обнажения именно этих сланцев, которые в сложных тектонических условиях данной области могли выйти на дневную поверхность в зонах разрывных дислокаций. Предположение же о том, что указываемая П. Боннэ фауна может происходить из среднедевонских или более молодых отложений среднего-верхнего палеозоя представляется необоснованным, поскольку, с одной стороны, этот автор, как известно, знал палеозойскую фауну Армении довольно хорошо, а с другой стороны, до сего времени из среднедевонских и более молодых отложений при всей детальной их изученности никем не были найдены формы, сходные или близкие с теми, которые числятся в списке П. Боннэ.

П. Боннэ верхнесилурийские и нижнедевонские отложения провизорно выделял также в нескольких других пунктах Араксинского пояса, но впоследствии пришел к убеждению, что к этому возрасту относятся лишь упомянутые фаунистически охарактеризованные глинистые сланцы Айоцдзора, причем в последней своей работе (1923) он приходит к выводу, что эти породы относятся более точно к верхнему силуру (лудлоу) и отделяются от вышележащих среднедевонских отложений стратиграфическим перерывом.

Несмотря на спорность вопроса, с выводами П. Боннэ все же можно согласиться. Силурийские отложения в морской фации развиты в ряде пунктов Ирана, Анатолии и Большого Кавказа, причем отложения готландия в некоторых районах первых двух областей выражены в той же литофации, что и таковые из указанной опорной скважины (граптолитовые глинистые сланцы района гор. Эрегли и др.). Эти данные показывают, что силурийская трансгрессия охватила, по всей вероятности, всю Тавро-Кавказскую геосинклиналь и, следовательно, присутствие в Армении готландия является достаточно вероятным. По данным исследований Г. Рибена (1935) известно, что несколько южнее Араксинского пояса, на пространстве между гор. гор. Маку и Хой, комплекс средне-верхнедевонских известняково-сланцевых отложений находится в трансгрессивном залегании и располагается с большим угловым несогласием на толще метаморфических пород эопалеозоя. Следовательно, предположение о существовании перерыва между готландием и средним девоном в интересующем нас районе тоже является достаточно вероятным. Во всяком случае толща сланцев мощностью более 1500 м, расположенная под толщей известняков эйфельского яруса Араратской и Нахичеванской котловин, в первом приближении должна быть отнесена ко времени не древнее готландия и не моложе нижнего девона.

В монографии К. Н. Паффенгольца «Геология Армении» (1948) к силуру условно отнесена свита мраморизованных известняков, кварцитов, глинистых сланцев и хлорит-эпидот-амфиболовых сланцев северо-восточных склонов Мегринского хребта (шишкертская свита), которая располагается стратиграфически ниже фаунистически охарактеризованных верхнедевонских отложений и относится нами условно к среднему-верхнему девону.

В работе 1954 г. указанный автор ту же свиту относит к баррему, ошибочно сопоставляя известняки этой свиты с зоогенными неметаморфизованными известняками баррема соседней тектонической зоны (известняки вершины г. Хуступ в Кафанском районе).

3. ДЕВОН

А. СРЕДНИЙ ДЕВОН

Указанные выше силурийские отложения, вскрытые в глубокой скважине у Волчьих ворот, кверху сменяются отложениями среднего девона, которые развиты также в ряде других участков Араксинского пояса и обнажаются в ядрах брахиантиклинальных складок и в положительных перегибах обычных линейных складок.

Рассматриваемые отложения в главной своей массе представлены коралловыми мраморизованными битуминозными известняками, пере-

слаивающимися с сильно измененными мергелями и песчано-глинистыми сланцами. В толще пород снизу вверх по разрезу наблюдается увеличение примеси терригенного материала.

Как уже указывалось, эти отложения обнимают эйфельский и живетский ярусы.

Эйфельский ярус. Представлен почти исключительно коралловыми известняками темно-серого цвета, прослаиваемыми мергелями, известковистыми и глинистыми сланцами, а также песчанистыми сланцами, содержащими богатую брахиоподовую фауну. Известняки обычно тонко- и среднеслоистые, слабо доломитизированы, частично окремнелые, битуминозные и рассечены многочисленными прожилками кальцита. Мощность свиты — 350 м.

По данным М. И. Варенцова (1939), В. Ф. Захарова, Н. Н. Яковлева (1941), М. А. Ржосницкой (1948) и Р. А. Аракеляна (1952), из большого комплекса кораллово-брахиоподовой фауны, собранной в этих отложениях, для эйфельского яруса характерны: Sieberella calceola Frech, Atrypa aspera Schloth., Acrospirifer speciosus Bronn. и Calceola sandalina Lam., ассоциирующиеся постоянно с Streopheodonta cf. interstrialis Phill., Pholidostrophia irregularis Roem., Atrypa cf. akriculata Kays., Hexagonaria prova Stumm, Pseudozoophylum Halli Wdkd.

Живетский ярус. Отложения эйфельского яруса переходят в живетские совершенно согласно и постепенно, причем вверх по разрезу увеличивается содержание глинисто-мергельных осадков, которые в низах известковой толщи живетского яруса резко убывают в мощности и далее уступают место песчаным осадкам, присутствующим уже в виде примеси к известнякам.

Литологически живетские известняки практически неотличимы от эйфельских, они тоже органогенные, битуминозные, доломитизированы, пересечены большим числом тонких прожилков белого кальцита и содержат множество кораллов. Брахиоподы развиты преимущественно в песчано-глинистых и сильно песчанистых известковых прослоях, хотя нередко отмечается также совместное нахождение кораллов и брахиопод.

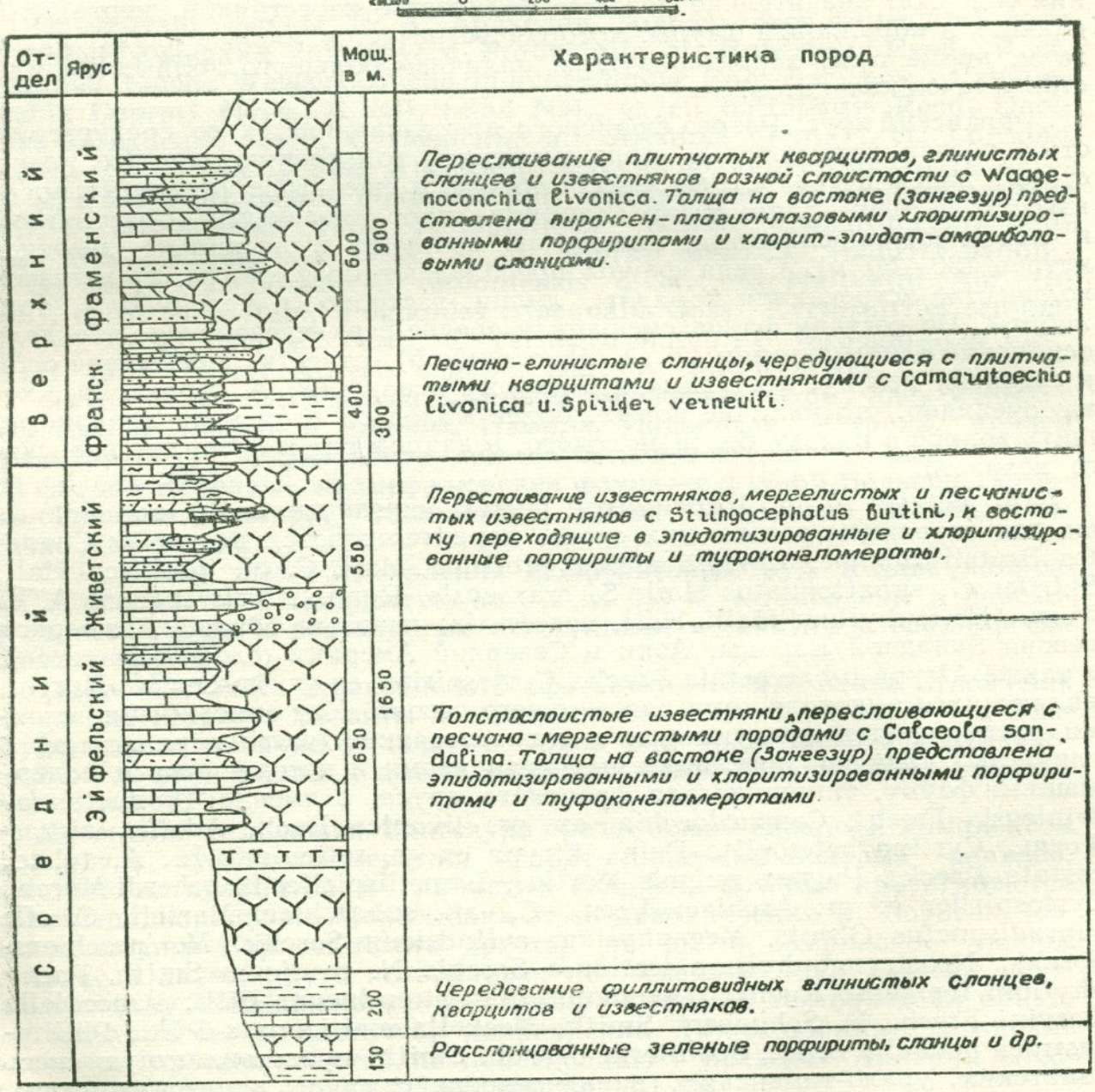
Распространены живетские отложения значительно шире эйфельских, ввиду небольшой глубины размыва образованных ими структур.

Мощность отложений живетского яруса 500 м. Характерными для этого яруса, по данным указанных выше авторов, являются: Iunnanella Schnuri Vern. var transversa Reed, Indospirifer ex gr. preudowilliamsi Rgon, Emanuella inflata Schnur, Spirifer modiotextus A. et V., Stringocephalus burtini Defr.

По данным более детальных исследований Р. А. Аракеляна, стрингоцефаловые слои живетского яруса по составу фауны удается подразделить на две пачки: **нижнестрингоцефаловые** с Aulacella eifelensis Schnur. (характерная форма), Tabulophyllum conicum Wag., Paneckiella jungschiensis Ioh., P. tungkanlingense Ioh., P. Darvini Frech., Grypophyllum schwelmense Wdkd., Zytophyllum divisum Wdkd., Stenophyllum diluvienum Wdkd., Schitophyllum buchelense Schlüt, Schluteria hexagona Goldf., Sch. quadrigemina Goldf., Aulocophyllum hemicrasatum Sloss, Heliophyllum Halli Hall, Tortophyllum cysticum Winch. и др. и **верхнестрингоцефаловые** с Sieberella bravirostris Phill., Camarotoechia cf. elliptica Schnur, Uncinulus Goldfussi Schnur var. nov., U. paralellepipedus Bron, U. implexus Sow., Atrypa desquamata Mans., Indospirifer ex gr. pseudowilliamsi Rgon., Cyrtina heteroclyta Daw. при наличии в обеих пачках большого числа Stringocephalus burtini.

В указанных комплексах фауны, особенно в нижнестрингоцефаловых, присутствуют характерные представители как западноевропейских, так и азиатских и североамериканских зоогеографических провинций.

СВОДНАЯ СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ КОЛОНКА ОТЛОЖЕНИЙ ДЕВОНА АРМЯНСКОЙ ССР



Б. ВЕРХНИЙ ДЕВОН

Отложения верхнего девона пластуются с отложениями среднего девона согласно и связаны с ними совершенно постепенными переходами, уставниливаемыми как литологически, так и фаунистически.

Верхний девон в составе обоих своих ярусов—франского и фаменского, представлен толщей перемежающихся желтовато-серых песчаников, буровато-серых песчано-глинистых и глинистых сланцев, кварцитов и реже песчанистых и нормальных известняков, имеющих общую мощность 600—700 м.

Породы толщи богаты брахиоподовой и коралловой фауной, приуроченной соответственно к песчаникам, песчанистым известнякам и к нормальным известнякам.

В отличие от отложений среднего девона рассматриваемые отложения содержат значительно меньшее количество известняков, мергельных сланцев и коралловой фауны, которая встречается лишь в низах разреза и, кроме того, характеризуются наличием большого количества пластов и пачек кварцитов.

Франский ярус. Разрез франского яруса начинается со среднезернистых песчаников, которые выше сменяются тонкозернистыми их разностями, далее песчанистыми известняками и еще выше песчанистыми и известковистыми глинистыми сланцами, прослаиваемыми известняками и мергельными сланцами, имеющими мощность в несколько десятков метров (30—50 м). Среди фауны преобладают брахиоподы, в меньшем количестве встречаются кораллы, лилии, гастроподы, пелециподы, трилобиты. По составу фауна смешанная средне-верхнедевонская, что дало основание одним авторам (М. А. Ржосницкой) отнести вмещающие слои к среднему девону, а другим—к верхнему девону (Р. А. Аракелян), хотя очевидно, что наличие новых, более молодых элементов должно решить вопрос в пользу более молодого, в данном случае верхнедевонского возраста.

По данным М. А. Ржосницкой (1946), указанные слои, выделенные ею под названием данзикских слоев, характеризуются наличием Chonetes Bretzii Schnur, Camarotoechia prolifica Hall, C. cf. prolifica Hall, Spirifer cf. subattenuatus Hall, S. araxsensis, Rgon., Atyris ezquera A. et Vern., Heliophyllum Halli Hall, известных, главным образом, из верхов девона Западной Европы, Азии и Северной Америки (слои гамильтон), а также Atrypa tubaecostata Paeck., Cyrtospirifer ex gr. verneuili Murch., являющихся руководящими для верхнего девона. Над описанными слоями располагается чередующаяся свита известняков (часто коралловых) и глинистых сланцев, прослаиваемых кварцитами и песчаниками и содержащими фауну, типичную для франского яруса, а именно: Productus ferojulensis Frech., Camarotoechia ex gr. livonica Buch, Adolfia zigzac Roem., Cyrtina heteroclita Defr., Atrypa ex gr. reticularis L., A. tubaecostata Paeck., Pugnex pugnus Martin., Lamellispirifer Boucherdi Murch., Cyrtospirifer ex gr. Archiaci Vern., C. aff. subarchiaci Martell, C. affe supradisunctus Obrut., Megaphyllum cylindricum Soschk., M. peschiens-Soschk., Neostryngophyllum icetiense Soschk., N. modicum Smith, Pachyphyllum ibergense Roem., Thamnophyllum stremineum Bill., Panecdiella Darvini Frech., P. Schücherti Smith, Meekella maltizonata Pük., Phillipsastraea pendelli E. H., Schluteria densum Smith, представляющую смесь азиатских, урало-тиманских, западноевропейских и канадских форм.

Р. А. Аракелян (1952) отложения франского яруса подразделяет на нижнефранский подъярус с Atrypa tubaecostata Paeck. var. ertichensis var. nov., Lamellispirifer Bouchardi Murch., Adolfia zigzac Roem., Cyrtina heteroclima Defr. и верхнефранский подъярус с Productus ferojulensis Frech, Cyrtospirifer aff. subarchiaci Martell, C. lonsdali Murch., C. aff. supradisunctus Obrut., причем в литологическом отношении верхнефаменские отложения отличаются от нижнефаменских преобладанием

глинистых сланцев, обычно черных, с редкими кварцитовыми прослоями, имеющими здесь ленточную текстуру.

Фаменский ярус представлен свитой черных глинистых слюдистых сланцев, известняков, слюдистых песчаников и кварцитов, включающих изредка прослои конкреционного фосфорита. В общей массе пород преобладают слюдистые кварциты белые, светло-серые и серо-бурые, которые встречаются в виде отдельных пачек и прослоев. Фауна приурочена, в основном, к песчаникам, песчанистым известнякам и известнякам.

По составу фауны Р. А. Аракелян подразделяет фаменский ярус на нижнефаменский подъярус с Productella cf. Robertsoni Reed., P. cf. herminae Frech, Waagenoconcha murchisoniana Kon. var. nov., Camarotoechia Deprati Mans., C. aff. relad Nal., C. cf. baitalensis Reed, Uncilunus karaghensis Reed, Cyrtospirifer aff. Archiaci Vern., C. cf. Lonsdali Murch., C. aff. sulcifer Nal. и верхнефаменский подъярус (мощность 250—300 м) с Streptorhynchus ctenistria var. senilis Mans., Plicatifera onustus Hall, P. aff. meisteri Nal., P. simplicior. Whidb., Camarotoechia betiensis Goss., C. cf. nux Goss., C. cf. Deprati Mans., C. inaurita Sandb., C. cf. fergaensis Goss., C. boloniensis d'Orb., C. Nalivkini Abr. (in coll.), C. turanica Rom., Pugnoides triaequalis Goss., Cyrtospirifer seminci Vig., C. ex gr. Archiaci Vern., C. Verneuili Murch., C. tarbagataicus Vas., C. aff. julli Detree, Athyris angelica Hall, A. sulcifera Nal.

Фауна фаменского яруса содержит множество форм, идентичных с таковыми из Западной Европы, Памира, Индокитая, Чатрала, причем нижнефаменская фауна обнаруживает большое сходство с одновозрастной фауной Арденн а верхнефа менская фауна—с фауной Бельгии, Северной Франции, Памира, Агфанистана, Китая, Индокитая, Индии и частично Казахстана.

Отмеченные выше проявления фосфоритовых руд в виде конкреций и пропластков мощностью от 0,1 до 0,3 м приурочены к переходу от песчаников к песчанистым известнякам и связаны с верхами фаменского яруса.

Северо-восточнее Араксинского оротектонического пояса отложения девонского возраста развиты в южной части Ахтинской зоны — в Зангезуре, где в отличие от первого пояса они представлены в вулканогенно-осадочной фации и имеют мощность вдвое больше, чем таковые первого пояса.

Девонские отложения Зангезура представлены сложным комплексом порфиритов, туфоконгломератов, хлорит-эпидот-амфиболовых сланцев, известняков, кварцитов и глинистых сланцев, которые протягиваются в близмеридиональном направлении от среднего течения р. Воротан (северные склоны Баргушатского хребта) на юг в мегринское ущелье р. Аракс и далее, круто поворачивая на северо-восток, слагают центральную зону Азербайджанского Карадага в Иране, тектонически ориентированную в северо-восточном направлении. Таким образом, девонские отложения прослеживаются по простиранию в пределах Армении и сопредельных частей Ирана более чем на 170 км.

В пределах Зангезура девонские отложения выступают в ядре крупного антиклинория, ориентированного в направлении север—юг—юго-восток—северо-восток (поворот в ущельи Аракса). С востока, как было показано С. С. Мкртчяном, путем регионально выдержанного взбросового нарушения с амплитудой порядка 1500 м, они граничат с вулканогенной толщей юры Кафанской тектонической зоны, а на западе и юго-западе замещаются крупными гранитоидными интрузиями Капутджухского и Мегринского хребтов, включающими местами очень крупные ксено-

литы вулканогенных, метаморфических и карбонатных пород. По простиранию, в северном направлении девонская толща на северном склоне Баргушатского хребта довольно круто погружается под нижнеюрские и эоценовые вулканогенные отложения.

Состав девонских отложений Зангезура довольно пестрый. В главной своей массе они состоят из эпидотизированных и хлоритизированных уралитовых порфиритов и из хлорит-эпидот-амфиболовых зеленых и фиолетовых сланцев, представляющих продукт метаморфизма вулканогенных пород. Подчиненное место занимают известняки, глинистые сланцы, внутриформационные туфоконгломераты и кварциты, встречающиеся в виде отдельных пачек, линз и прослоев в вулканогенной толще. Из последних две пачки пород, сложенные чередующимися мраморизованными узловатыми известняками, светло-серыми глинистыми сланцами, белыми кварцитами и хлорит-эпидот-амфиболовыми сланцами и падающие круто в запад—юго-западном направлении прослеживаются с гребневой зоны Баргушатского хребта на юг—юго-восток до восточных отрогов Мегринского хребта, где сливаются в одну пачку и далее выклиниваются, замещаясь метаморфизованными вулканогенными породами. Между этими пачками в виде клина, расширяющегося в север—северо-западном направлении залегает толща порфиритов, туфоконгломератов и фиолетовых сланцев.

Описание девонских отложений Зангезура дано в работах Д. В. Иванова, Л. К. Конюшевского, В. Г. Грушевого и А. Л. Додина, С. С. Мкртчяна, К. Н. Паффенгольца, А. Б. Каждана, С. А. Мовсесяна, А. И. Адамяна, И. Г. Магакьяна, Г. О. Пиджяна, Ж. М. Григоряна, П. Л. Епремяна, Г. М. Акопяна, Г. Т. Тер-Месропяна, Р. А. Аракеляна, автора и др.

Девонский возраст комплекса впервые был обоснован Д. В. Ивановым (1902) по сборам фауны, произведенным в правобережьи р. Аракс, у сел. Вино (Вартанабад), расположенного у истоков ручья, впадающего в Аракс против устья р. Вохчи. Фауна была собрана им из известняков, подчиненных порифиритовой толще и определялась Л. И. Лутугиным, отнесшим ее к верхнему девону.

Впоследствии указанные отложения были отнесены к палеозою также Л. К. Конюшевским (1911), но позднее В. Г. Грушевой и А. Л. Додин (1936) отнесли большую часть их к верхнему мелу. В 1939 г. С. С. Мкртчян открыл в известняках северо-восточных склонов Мегринского хребта характерную верхнедевонскую фауну, чем был прочно обоснован девонский возраст вмещающих слоев. Остатки фауны девонского облика (брахиопод и криноидей) были отмечены И. Г. Магакьяном и Г. О. Пиджяном в более северных районах—в бассейне р. Гехи, где широко развиты порфириты с прослоями известняков.

Разрезы вулканогенно-осадочной толщи детально были изучены автором в направлении сел. Шишкерт—г. Багацсар (Байбоган) и по левобережью р. Вохчи, в створе развалин крепости Давид-бек.

В первом разрезе снизу вверх последовательно залегают:

а) свита чередующихся рассланцованных зеленых и фиолетовых порфиритов, хлорит-эпидот-амфиболовых сланцев и светло-серых известняков, взброшенная к востоку на толщу диабазовых порфиритов нижней юры Хуступ-Чимянского хребта. Мощность150 м.

б) свита чередующихся филлитовидных глинистых сланцев, кварцитов, светло-серых и темно-серых известняков. Мощность 200 м.

в) толща уралитовых эпидотизированных и хлоритизированных порфиритов и туфоконгломератов, включающих прослои и линзы рифоген-

ных известняков. Галька конгломератов состоит из порфиритов, цемент—из известняков. Мощность 800 м.

г) свита чередующихся филлитовидных глинистых сланцев и светло-серых и темно-серых известняков с Spirifer verneuili Murch. (сборы С. С. Мкртчяна). Мощность 300 м.

д) толща пироксен-плагиоклазовых хлоритизированных и эпидотизированных порфиритов, превращенных в низах толщи в хлорит-эпидот-амфиболовые фиолетовые и зеленые сланцы. Эта толща слагает верхнюю часть массива г. Багацсар (на картах Байбуган). Мощность 500 м.

Сланцево-порфиритовая толща (в), как отмечалось, в юго-восточном направлении выклинивается, вследствие чего свиты (б) и (г) сливаются и превращаются в одну единую свиту (в разрезе г. Кягар-ехуш). Эта же сланцево-порфиритовая толща в противоположном направлении резко увеличивается в мощности, достигая на южных склонах Баргушатского хребта 1300—1700 м. В этом направлении резко увеличивается также мощность порфиритовой толщи г. Багацсар (д), которая достигает в бассейне р. Гехи 800—1000м. Здесь в порфиритовой толще залегают довольно крупные прослои и линзы мраморизованных известняков, местами скарнированных. По наблюдениям Ж. М. Григоряна (1955—1956), в районах сел. Гехи и Аджебадж в известняках часто встречаются гальки крупнозернистых гранитоидных пород.

Из указанного разреза свита (г), по данным фауны, относится к верхнему девону. Залегающая на ней толща сланцев и порфиритов имеет, по всей вероятности, тоже верхнедевонский возраст. Нижние три свиты могут быть отнесены условно к среднему девону, хотя не исключена возможность принадлежности их также к верхнему девону.

В работах К. Н. Паффенгольца и С. С. Мкртчяна порфиритовая толща г. Багацсар и бассейна р. Гехи отнесена провизорно к нижнему эоцену, а свита известняков, кварцитов и метаморфических сланцев (свиты (а) и (б) к баррему. Эту свиту К. Н. Паффенгольц раньше относил к силуру-девону. В работах И. Г. Магакьяна и Г. О. Пиджяна аргументируется девонский возраст порфиритов и известняков бассейна р. Гехи, являющихся возрастными эквивалентами порфиритовой толщи г. Багацсар.

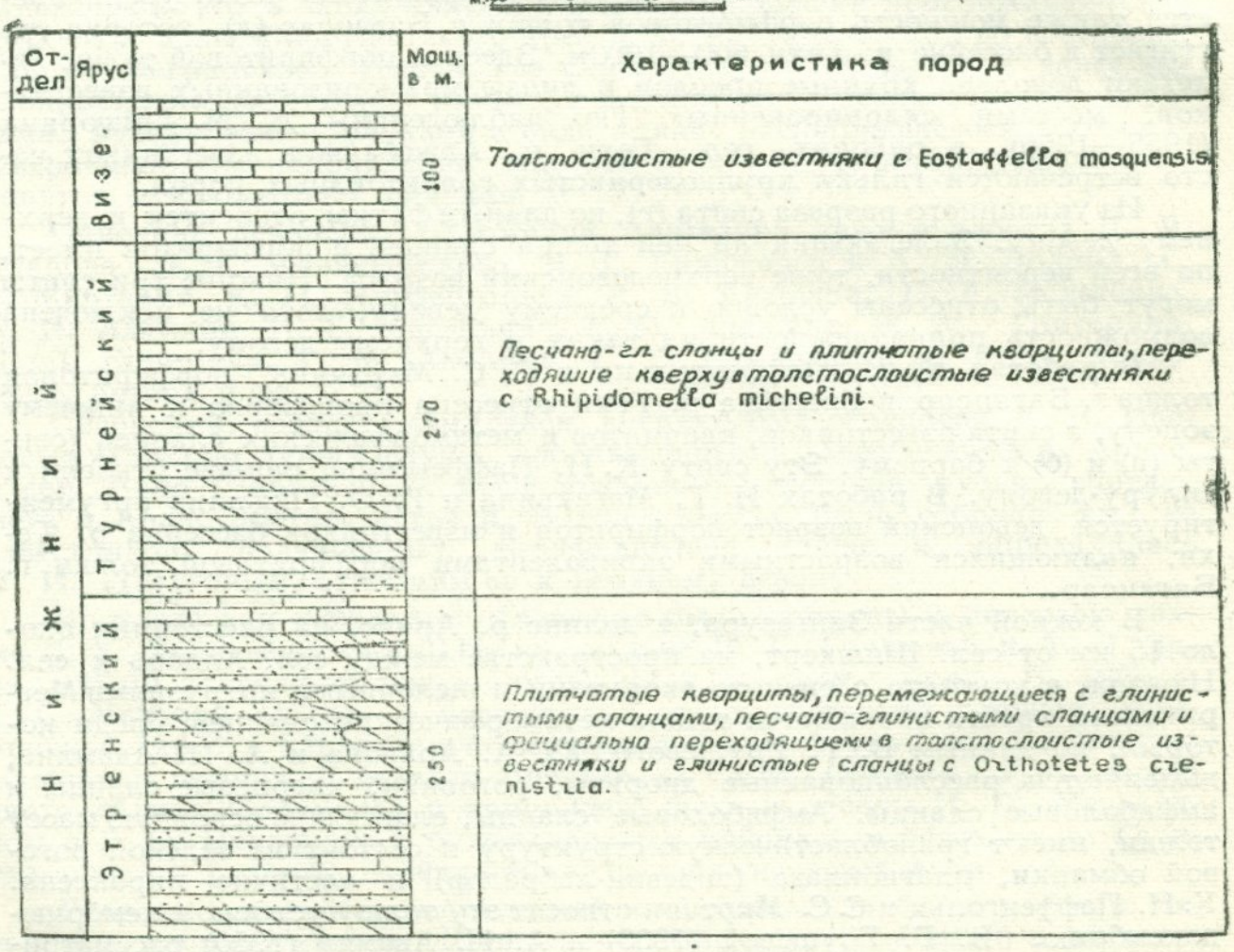
В южной части Зангезура, в долине р. Аракс, на расстоянии около 15 км от сел. Шишкерт, на пространстве между сел. Алдара и сел. Нювади, в контакте с сиенито-диоритами и щелочными интрузиями Мегринского хребта обнажается толща метаморфических сланцев, среди которых, по данным В. Г. Грушевого, Ю. А. Арапова и А. И. Адамяна, выделяются рассланцованные диориты, роговики, кварцевые сланцы и амфиболовые сланцы. Амфиболовые сланцы, слагающие основную массу толщи, имеют гранобластическую структуру и состоят из зеленой роговой обманки, плагиоклаза (андезин-лабрадор) и частично пироксена. К. Н. Паффенгольц и С. С. Мкртчян относят эту толщу условно к кембрию-докембрию. В. Г. Грушевой (1933) и А. И. Адамян (1950) рассматривают указанные сланцы как. контактово-метаморфические образования, возникшие в результате взаимодействия описанной выше вулканогенной толщи девона и прорывающих эту толщу кислых и щелочных интрузий. Мы склоняемся к точке зрения последних авторов, учитывая, что такие амфиболовые сланцы широко развиты также в девонских отложениях соседних районов и по минералогическому составу очень близки к девонским порфиритам, а тектонические условия района исключают возможность выхода древнего субстрата в ущелье р. Аракс, ввиду погружения в этом направлении осей складчатых структур, сложенных средним палеозоем и мезозоем.

4. КАРБОН

Отложения карбона обнажаются исключительно в пределах Нахичеванского антиклинория и согласно сменяют отложения франского яруса

В составе карбона выделяются этренский, турнейский и визейский ярусы, выраженные в песчано-глинисто-карбонатной фации с морской фауной и имеющие мощность в пределах от 250 до 450 м.

СВОДНАЯ СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ КОЛОНКА отложений карбона Армянской ССР

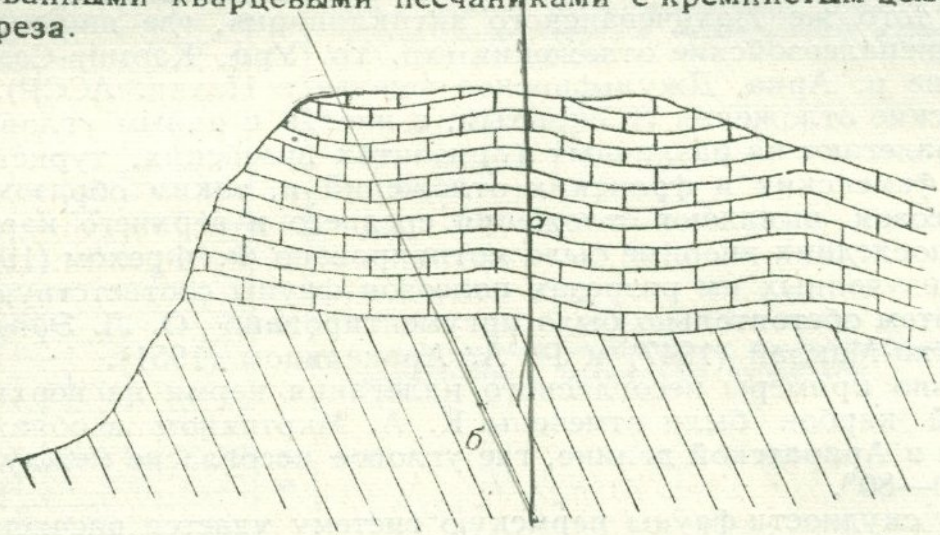


Отдел	Ярус	Мощ. в м.	Характеристика пород
Нижний	Визе.	100	*Толстослоистые известняки с* Eostaffella mosquensis
	Турнейский	270	*Песчано-гл. сланцы и плитчатые кварциты, переходящие кверху в толстослоистые известняки с* Rhipidomella michelini.
	Этренский	250	*Плитчатые кварциты, перемежающиеся с глинистыми сланцами, песчано-глинистыми сланцами и фациально переходящими в толстослоистые известняки и глинистые сланцы с* Orthotetes crenistria.

Этренский ярус выделен впервые Р. А. Аракеляном и М. С. Абрамян (1948 г.) в западной части Урцского хребта и представлен свитой темно-серого и черного цветов слюдистых и песчанистых глинистых сланцев, прослаиваемых местами кварцитами (бассейн р. Аргичи) и песчанистыми известняками с богатой коралловой и брахиоподовой фауной (западные отроги хр. Урц), сходной с этренской фауной Бельгии, Северной Франции и частично Средней Азии.

По данным указанных авторов наиболее характерными представителями фауны, обосновывающими этренский возраст, являются: Orthotetes crenistria var. Kelli Mc Coy, Rhipidomella interlineata Sow., Waagenoconcha bela Abr., Plicatifera praelonga Sow., P. niger Goss., Camaroteochia pleurodon Phill., C. araratica Abr., Lamelispirifer posterus H. et C., Spirifer ex gr. tornacensis Kon., S. canaliferus Valens., Cyrtospirifer aff. semisbugensis Nal., C. julii Detrée, Athyris angelica Hall, A. Gurdoni Reed, A. puchiana (d'Vern) Reed, A. lamellosa L'Ev., Syringopora reticulata Goldf., S. distans Fisch., S. aff. gigantea Thom., S. gracilis Kays., Micheliana temisepta Phill., Tetrapora septentrionalis Gorsky, Caninia cornucopia Mich,. Endophyllum caninoides Gorsky, Phacops sp.

Турнейский ярус представлен свитой чередующихся слюдистых песчаников, известняков, песчанистых известняков, кварцитов, глинистых и углистых битуминозных сланцев, нередко песчанистых. Последние занимают в разрезе подчиненное место и претерпевают по простиранию значительные фациальные изменения, замещаясь известняками (западные отроги хр. Урц) и кварцитами (бассейн р. Аргичи, окрестности сел. Амагу, Гнишик) и песчаниками. Известняки обычно коралловые и преобладают в верхах свиты, а кварциты, являющиеся по существу метаморфизованными кварцевыми песчаниками с кремнистым цементом —в низах разреза.



Угловое несогласие до 70° между свитой нижнепермских известняков (а) и опрокинутой свитой верхнедевонских и нижнекарбоновых известняков, кварцитов и сланцев (б) в разрезе г. Сорибаба, Вединский район (по данным К.А. Мкртчяна)

Р.А. Аракелян подразделяет турнейские отложения на нижнетурнейские слои с Rhipidomella Michelini L'Ev., R. aff. interlineata Sow., Orthotetes aff. crenistria Phill., Productus armeniaca Frech, P. ex gr. niger Goss., Spirifer tornacensis Kon., S. cf. platinotus Weller, Athyris Roissi L'Ev., A. lamellosa L'Ev., Caninia ex gr. cylindrica Scouler, Pseudouralia gigantea Iii, Cyathaxonia kronu Machensi и верхнетурнейские слои с Syringopora cf. remulosa Goldf., S. conferta Kays., Caninia cf. Jakovlevi Gorsky, Humboldtia rossica Stuck., Corwenia chihsiawis Ioh,. Clysophyllum modevense Salée, Michelinia sp., Pseudouralina sp., Productus burlingtonensis Hall, Productus deruptus Rom., Spirifer touranensis Kon.

Мощность турнейских отложений колеблется в пределах от 100 до 250 м, причем максимальные мощности намечаются в районах сел. Кадр-

лу, хр. Урц и г. Геран-каласи, а минимальные мощности—в районах сел. Данзик, Амагу, Гнишик.

Визейский ярус является непосредственным продолжением турнейского яруса и связан с ним постепенными переходами. Выражен свитой мергелевидных известняков с богатой коралловой и брахиоподовой фауной, имеющих наибольшее распространение в западных отрогах хр. Урц, где мощность их достигает 80 м.

На востоке, в бассейне р. Арпа они имеют крайне ограниченное развитие или отсутствуют вовсе. Визейский возраст пород обосновывается наличием Syringopora conferta Kays., S. paralella Fisch. и фораминиферами: Eostaffella ex gr. prisca Kays., E. aff. mosquensis Wiss., Quasiendothyris sp., Textularia, характерных для визейского яруса Подмосковного бассейна (окские слои).

5. ПЕРМЬ

Отложения верхнего палеозоя представлены в Армении лишь одной пермской системой в составе обоих ее отделов и распространены в пределах того же Нахичеванского антиклинория, где широко обнажаются среднепалеозойские отложения (хр. хр. Урц, Кармир-Сахка, среднее течение р. Арпа, Джульфинское ущелье в Нахич. АССР).

Пермские отложения со скрытым, а иногда с явным угловым несогласием залегают на различных горизонтах визейских, турнейских, этренских, фаменских и франских отложений и, таким образом, из разреза палеозоя выпадают отложения среднего и верхнего карбона. Отсутствие последних впервые было мотивировано Ф. Фрехом (1900) отсутствием в изученных им разрезах палеозоя фауны соответствующих возрастов, затем обстоятельно было аргументировано О. Л. Эйнером и А. Д. Миклухо-Маклай (1947) и Р. А. Аракеляном (1951).

Недавно примеры несогласного налегания перми на верхний девон и нижний карбон были отмечены К. А. Мкртчяном в обнажениях г. Сари-баба в Араратской долине, где угловое несогласие между ними достигает 70—80°.

Ввиду скудности фауны пермскую систему удается расчленить лишь на отделы—на нижнюю пермь и верхнюю пермь.

А. НИЖНЯЯ ПЕРМЬ

К нижней перми относится свита толсто-и среднеслоистых, реже тонкослоистых серых битуминозных известняков, содержащих кремнистые стяжения и конкреции. В основании свиты повсеместно наблюдаются маломощные (до 1,5 м) слои красновато-оранжевых плотных глин с примесью мелких угловатых обломков известняков.

По наблюдениям Р. А. Аракеляна и автора, в западных отрогах Урцского хребта нижнепермские отложения с указанными латеритами в основании залегают на турнейских (г. Асни и г. Сари-баба), нижнефранских и верхнестрингоцефаловых (сел. Садарак, г. Боз-агыл) отложениях, а в среднем течении р. Арпа, в районе сел. сел. Амагу и Гнишик—на визейских известняках. В остальных районах отмечено несогласное их залегание на нижнекарбоновых и верхнедевонских отложениях.

Нижнепермские известняки содержат коралловую, брахиоподовую и фораминиферовую фауну, а также остатки водорослей в массовых скоплениях.

По данным указанного выше автора, нижние части разреза характеризуются наличием Fusulinella (Staffella) sphaerica Ab., Waagenophyllum indicum Wentz., Belerophon sp., Eoverbeckina, Pisolina, Globuvalvulina, Tuberitina, Endothyra, средние части — Syringopora, Tetrapora elegans Iabe et Hayasaka, Corwenia chihiansis Scoul., Waagenophyllum aff. wengschengense Iabe, Staffella sphaerica Ab. ,Globuvalvulina, Nodosaria, Endothyra, Tuberitina, Agathamina, Eoverbeckina, верхние части— Pseudofusulina sp., Wentzelella aff. indica Mans., Stylidophyllum aff. voltzi Iabe

СВОДНАЯ
СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ КОЛОНКА
Пермских отложений
Армянской ССР

м 75 0 75 150 м

Отдел		Мощ. в м.	Характеристика пород
Верхний		150	*Битуминозные толстослоистые известняки, переходящие кверху в мергелистые известняки с Productus abichi*
Нижний		600	*Битуминозные мшанковые, толстослоистые известняки с Staffella sphaerica*

et Hayasaka, S. kueichouense Huang, Productus (Marginifera) spinocostatus Ab., Bellerophon, Agathamina, Codonofusiella, Nodosaria, Nankinella, Geinitzia, Tuberitina.

Мощность свиты колеблется в пределах от 300 до 600 м, причем увеличение ее происходит в направлении от бассейна р. Арпа к бассейну р. Веди и к юго-западным отрогам хр. Урц.

Из указанной фауны для нижней перми характерны: Staffella sphaerica Ab., Waagenophyllum indicum Waag. et Wentz., Productus spinocostatus Ab., Hyperamina, Endothyra, Staffella. Нижнепермские отложения в последнее время установлены Р. А. Аракеляном также в бассейне р. Аргичи в Ереванской тектонической зоне, где они залегают трансгрессивно (но без базальных конгломератов) на фаунистически охарактеризованных девонских отложениях.

Б. ВЕРХНЯЯ ПЕРМЬ

Отложения нижней перми постепенно переходят в отложения верхней перми, которые представлены свитой, сложенной в низах тонко-и среднеслоистыми серыми битуминозными мшанковыми известняками, а в верхах—чередованием углистых песчанистых известняков, мергелей и мергелистых известняков красно-бурого цвета. Мощность свиты колеблется в пределах от 70 м (в бассейне р. Арпа) до 150 м (в бассейне р. Веди и на юго-западных отрогах хребта Урц).

По данным Р. А. Аракеляна в известняках нижней половины разреза обнаружены: Septapora ex gr. Weberi Nik., Polypora aff. birmica Kays., P. cf. orbicrubrata Kays., Septapora aff. subquadrans Ulr., Alubiosiphonella, Productus sexcostatus, Linoproductus kiangsiensis, Agathamina, Nodosaria, Geinitzina, Nankinella, Codonofusiella, Meliolidea, Polydexodina, а в верхней части разреза—Neophricodothyris aff. indica, Tschernischewia typica Stoy., Agathamina, Geinitzina, Textularia, Codonofusiella, Permodiscus, Metzee, Meliolidae, датирующих в целом верхнюю пермь и соответствующих аммонитовой фауне верхней перми Джульфинского ущелья, описанной П. Боннэ (1912). Мощность верхней перми, так же, как и нижней перми, увеличивается в направлении от бассейна р. Арпа к бассейну р. Веди. В этом же направлении наблюдается увеличение в разрезе количества песчано-глинистых осадков.

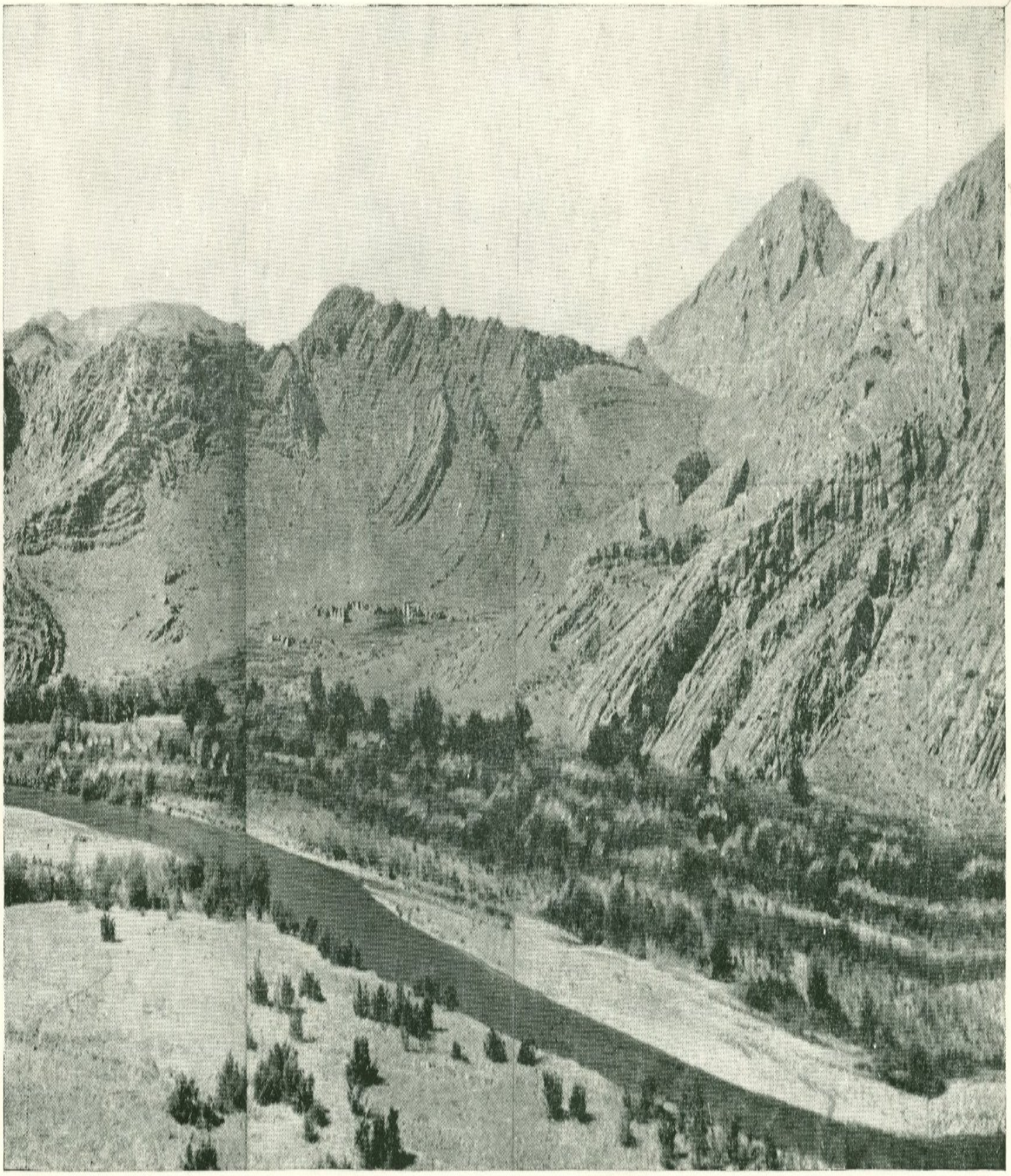
Развитие пермских отложений на территории Армении предполагается также в северных и северо-восточных ее районах — в Севанском и Антикавказском поясах.

В базальных конгломератах нижней юры, залегающих в этих поясах на размытой поверхности метаморфических комплексов эопалеозоя (Локский, Ахумский и Асрикчайский массивы) и древних гранитов, повсеместно и в огромном количестве встречаются гальки порфиритов и кератофиров, которые, очевидно, были заимствованы из соответствующего состава вулканогенных толщ доюрского—послеэопалеозойского возрастов, причем толщи эти, по всей вероятности, имели значительную мощность и довольно большое площадное развитие.

По данным исследований грузинских геологов подобные вулканогенные образования в поясе Антикавказа развиты в бассейне среднего течения р. Храм, где они представлены кератофирами, залегающими на размытой поверхности метаморфического комплекса эопалеозоя и гранитов палеозоя, и трансгрессивно перекрываются фаунистически охарактеризованными отложениями нижнего-среднего лейаса.

В 1956 г. в туфогенных образованиях, подчиненных кератофировой толще, была открыта ископаемая флора, которая по данным П. Д. Гамкрелидзе и М. М. Рубинштейна включает Neuropteris gigantea St., Mixoneura obligua Br., Calamites undulatus St., Lepidodendron adygense Zal., Pecopteris feminaeformis Schl., P. lepidorhachis Br. и др., сходные с пермской флорой Большого Кавказа.

Представляется вероятным, что доюрские вулканогенные толщи, которые питали обломочным материалом нижнеюрский бассейн Антикав-



Девонские и пермокарбоновые отложения в бассейне нижнего течения р. Арпа

каза, являлись возрастными и фациальными эквивалентами пермской вулканогенной толщи Храмского массива.

Из полезных ископаемых, связанных с средне-верхнепалеозойскими отложениями, промышленный интерес представляют кварциты в верхнедевонских и нижнекарбоновых отложениях, мраморизованные известняки и мраморы в отложениях среднего девона, пиробитуминозные сланцы в отложениях перми и частично фосфориты, залегающие в отложениях фаменского яруса.

Из эпигенетических полезных ископаемых, приуроченных к рассматриваемым отложениям, основной интерес представляют медно-молибденовые руды, в контакте позднеэоценовых гранитоидных интрузий и вулканогенно-осадочных пород девона в Зангезуре и свинцово-цинковые гидротермальные пластообразные жилы в верхнем девоне Айоцдзорского хребта.

Докембрийские и палеозойские отложения ввиду сильной их метаморфизованности обладают крайне низкой водоносностью. Относительно водообильны горизонты трещиноватых известняков и зоны разрывных нарушений.

ГЛАВА ВТОРАЯ

СТРАТИГРАФИЯ МЕЗОЗОЯ

1. ТРИАС

Отложения триаса развиты в пределах Армении исключительно в Приараксинской области—в бассейнах р. р. Веди, Арпа, Джагри и Нахичевань, где они в своем распространении следуют повсеместно за верхнепермскими отложениями, с которыми они пластуются согласно и образуют единые брахиаксиальные складки, разорванные многочисленными сбросами, взбросами и надвигами, преимущественно северо-западного простирания.

Основные сведения по геологии триасовых отложений Приараксинской области Закавказья приведены в работах Г. Абиха, А. А. Стоянова, П. Боннэ, Н. Н. Яковлева, К. Н. Паффенгольца, Ш. А. Азизбекова, О. Я. Туманской, Р. А. Аракеляна, П. Л. Епремяна, Г. А. Пилояна и А. Н. Назаряна, исследования которых доказывают присутствие здесь всех трех отделов триаса.

А.] НИЖНИЙ ТРИАС

Представлен свитой пепельно-серых, зеленовато-серых и частично красных (в основании свиты) плитчатых и плойчатых известняков комковатой структуры, залегающих без видимых признаков несогласия на верхнепермских отложениях. В пределах Армении они закартированы в окрестностях сел. сел. Дагнас, Советашен, Джерманис и на пространстве от сел. Хачик до сел. Гюлистан, в осевой зоне Айоцдзорского хребта (междуречье р. р. Арпа, Джагри, Нахичевань). Далее, погружаясь по простиранию под меловые и третичные отложения, они вновь выступают в районе гор. Джульфа, где достигают максимально мощности 300 м. Здесь они подробно были описаны А. А. Стояновым, П. Боннэ и К. Н. Паффенгольцем. Из нижних горизонтов свиты, выступающих в верховьях р. Джагри, П. Боннэ указывает: Xenodiscus radians Stoy., X. Mojsisovicsi Stoy., Paratirolites Kittli Stoy., Stephanites Waageni Stoy., Paratirolites cf. Dieneri Stoy., а из верхних горизонтов—Meekoceratidae и Pseudomonotis.

В Джульфинском разрезе горизонта среди представителей последнего рода им были констатированы также многочисленные Pseudomonotis clarai Bronn, близкие к гималайским Pseudomonotis himalayica Bittn. и Ps. decidena Bittn.

Из сборов фауны К. Н. Паффенгольца, произведенных в слоях с Pseudomonotis clarai Айоцдзора, А. Д. Кипарисова указывает Claraia stacheli Bittn., Cl. aff. aurita Hauer, Cl. exeleema Spath. и др., которые в согласии с данными П. Боннэ и А. А. Стоянова доказывают нижнетриасовый (верфенский) возраст свиты.

Интересно отметить, что в джульфинском разрезе красные известняки низов указанной свиты, содержащих нижнетриасовые Xenodiscus, включают в низах также Goniatites abichianus из нижележащих пермских слоев, что считается одним из признаков постепенного перехода в Армении пермских отложений в триасовые.

Фауна нижнего триаса принадлежит к фаунистическому комплексу теплого открытого мелкого моря и обнаруживает большое сходство, с одной стороны, с фауной Восточной Гренландии и Южных Альп, а с другой стороны, с фауной Гималаев.

СВОДНАЯ
СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ КОЛОНКА
Триасовых отложений
Армянской ССР

км 250 0 250 500 км

Отдел	Ярус		Мощ. в м	Характеристика пород
Верхний	Норийский		500	Аргиллиты и слюдистые песчаники с прослоями углей с Indopecten glabra.
Средний			1000	Известняки и кавернозные доломиты.
Нижний	Верфен		500	Глинистые известняки с Pseudomonotis clarai

Б. СРЕДНИЙ ТРИАС

Представлен свитой плитчатых серых и розовых доломитов и доломитизированных известняков, залегающей согласно на свите нижнетриасовых известняков и имеющей мощность до 700 м.

В направлении с востока на запад и с юга на север мощность свиты так же, как и нижележащей свиты нижнего триаса, резко уменьшается и уже к западу от р. Арпа нижнетриасовые отложения перекрываются непосредственно меловыми и отчасти третичными отложениями. В породах этой свиты фауны не обнаружено и возраст ее определяется условно, на общих стратиграфических основаниях.

Учитывая, что явление доломитизации эпигенетическое и что доломитизации, как правило, подвергаются относительно чистые (чаще ор-

ганогенные) известняки, можно предположить, что отложения среднего триаса в исходном состоянии представляли собой нормальные известняки, отлагавшиеся в мелководном теплом водоеме. Отметим, что доломиты триаса в южном направлении с некоторыми перерывами протягиваются до района оз. Урмия, где они, по данным Г. Бобека, занимают большие площади и достигают мощности около 2000 м.

В. ВЕРХНИЙ ТРИАС

Отложения верхнего триаса констатированы на небольшой площади в верховьях р. Веди—в окрестностях сел. Джерманис на юго-западном склоне Гегамского нагорья, где они выступают в ядре брахиантиклинальной складки северо-западного простирания. Указанные отложения представлены свитой кварцево-полевошпатово-слюдистых песчаников и слюдистых аргиллитов серовато-желтого цвета с прослоями каменных углей. Свита имеет мощность 600 м и подстилается в ядре антиклинали пермскими известняками желтовато-белого цвета. Перекрывающими являются конгломераты нижнего турона и отчасти андезитовые и трахилипаритовые лавы и туфобрекчии миоплиоцена. Угольные пласты мощностью в несколько дециметров (реже 1—2м) залегают обычно на аргиллитах и перекрываются песчаниками, причем в большинстве случаев пласты сильно дислоцированы малоамплитудными разрывными нарушениями, сильно затрудняющими разведку угольных пластов и особенно корреляцию пластов в смежных разрезах.

В пластах аргиллитов А. Н. Назаряном (1940) была собрана довольно богатая фауна, среди которой В. Н. Робинсон установил: Indopecten glabra Dougl., Myophoria Verbeeki Krumb., M. caucasica Rob., Palaeocardita buruca Krumb., Prolaria armenica Rob., Pecten aff. chignetti var. glabra Krumb., Protocardita aff. contuga Heal, Epiceratites sp., Lima sp., Pinna sp., Cassianella sp., характеризующие по аналогии с подобной же фауной Северного Кавказа, Восточного Ирана и Малайского архипелага норийский ярус верхнего триаса.

Кроме фауны, описываемые отложения включают также богатую разнообразную флору, приуроченную к угольным пластам. А. Н. Криштофович и В. Д. Принада, обработавшие сборы флоры А. Н. Назаряна, указывают: Clathropteris platyphilla Goepp., Dictyophyllum Remauryi Zeill., Laccopteris Daintrei Schenk, L. djoulfaensis Krischt. et Prin., Taeniopteris cf. jourdyi Zeill., Hyrcanopteris sevanensis Krischt. et Prin., Otozamites abtusus Brongn., Nilssonia acuminata Geopp., N. polymorpha Schenk, которые принадлежат к классическому комплексу рэт-лейасовой флоры.

Осадки, фауна и флора угленосных отложений Джерманиса указывают, очевидно, на мелководный, прибрежный характер бассейна и существование теплого, влажного климата. Анализ всего геологического материала по Закавказью показывает, что указанный бассейн образовался на фоне общей инверсии пермотриасовой (точнее, среднепалеозойско-среднетриасовой) геосинклинали в виде наложенного интрагеосинклинального прогиба. Точно так же рисуются угленосные бассейны батского, олигоценового и верхнемиоценового ярусов в Закавказье.

Необходимо отметить, что верхнетриасовые отложения с указанной фауной были обнаружены в одном пункте также в верховьях р. Тертер в Азербайджанской ССР, у сел. Алякчи, к востоку от бассейна оз. Севан, в зоне крупных надвиговых нарушений. Данные о них имеются в работах Г. А. Кечека и А. Н. Соловкина.

2. ЮРА

Юрские отложения занимают на территории Армении значительные площади в бассейнах средних течений р. р. Дебед, Агстев, Ахум, Тавуш, Хндзоркут, Воротан, Вохчи, Хачин, а также в верховьях правых притоков р. Храм и в бассейнах р. р. Джагри и Веди. Главной областью их развития являются северо-восточные склоны Малого Кавказа, где они представлены мощным прерывистым комплексом вулканогенно-осадочных отложений, залегающим на толще метаморфических сланцев эопалеозоя. Второй областью их развития является бассейн среднего течения р. Аракс, где они, в отличие от первой области, выражены почти исключительно в нормально-осадочной фации.

Основные сведения по юре Малого Кавказа приведены в работах Г. Абиха, К. Редлиха, Цулукидзе, Халатова и Архипова, П. Боннэ, К. Е. Габуния и П. Д. Гамкрелидзе, А. И. Джанелидзе, И. Р. Кахадзе, В. Г. Грушевого, В. Ф. Пчелинцева, О. С. Степаняна, В. П. Ренгартена, К. Н. Паффенгольца, Ш. А. Азизбекова, Э. Ш. Шихалибейли, Р. Н. Абдуллаева, Г. Я. Крымгольца, К. А. Мкртчяна, А. А. Атабекяна, Т. А. Гасанова, А. Н. Соловкина, П. Л. Епремяна, В. И. Зесашвили и А. Т. Асланяна.

Юрские отложения Армении подробно были изучены в течение нескольких лет автором данной работы. Результаты этих исследований изложены в ряде работ, опубликованных в 1948—1952 гг.

А. НИЖНЯЯ ЮРА

К нижней юре относятся два фациально смыкающихся комплекса пород—существенно нормально-осадочный и существенно вулканогенный.

Первый комплекс пород закартирован в верховьях правых притоков р. Храм в районе Локского кристаллического массива (на границе Армянской ССР и Грузинской ССР) и в верховьях р. р. Ахум и Хндзоркут. Представлены породы этого комплекса конгломератами, белыми аркозовыми и кварцевыми слюдистыми песчаниками, желтовато-серыми алевролитами и слюдистыми глинистыми и аспидными сланцами, слюдистыми туфосланцами и частично известняками. В конгломератах, залегающих в основании толщи, встречается большое количество галек кварцевых порфиров, кварцевых порфиритов, порфиритов, альбитофиров, жильного кварца, реже гранитов и кристаллических сланцев.

В первом районе описываемая терригенная толща резко несогласно перекрывает толщу метаморфических сланцев эопалеозоя и размещенную в этой толще интрузию микроклиновых гранитов и, как показали исследования автора, проведенные в 1954 г., содержат в средней своей части внутриформационный покров эпидотизированных порфиритов и согласно чередуются выше пачками зеленовато-серых вулканогенных граувакков (восточнее и юго-восточнее сел. Лок и севернее водораздельной линии г. Лок — г. Осиновая). Перекрывающей является свита глинистых сланцев и алевролитов верхнего байоса с грубыми базальными конгломератами в основании.

На северном склоне Мургузского хребта, по наблюдениям К. Н. Паффенгольца, С. И. Аванесяна и Г. М. Акопяна, терригенной толще нижней юры, залегающей непосредственно на метаморфических сланцах эопалеозоя, подчинены измененные порфириты и туфобрекчии (в верховьях р. Ахум), которые, по данным штолен, многократно переслаиваются с аспидными сланцами (рудные участки Согюти и Каракидзор). Вверх по разрезу, в южном направлении преобладают порфириты, включающие прослои черных аспидных сланцев.

Нижнеюрский возраст терригенной толщи района Локского массива обстоятельно обоснован исследованиями грузинских геологов. А. И. Джанелидзе (1946) определены из этой толщи Microderoceras cf. birchi Sow., Tropidoceras masseanum d'Orb., Oxynoticeras cf. Haueri Fuc., Coeloceras fibulatum., Amaltheus sp., Vermiceras sp. ind., Hildoceras sp. nov., Aegoceras sp., Atracites, Belemnites sp., И. Р. Кахадзе—Mytiloides amygaloides Goldf., Posidonia Bronni Goldf.; Г. Я. Крымгольцем—Grammoceras fluitasus Dum., Litoceras cf. costosum Quenst; Г. Т. Пчелинцевой—Mytiloides dubuis Sow.; В. И. Зесашвили — Hammatoceras subinsigne Opp., Phylloceras ex gr. heterophyllum Sow., Phylloceras cf. partschi Stur., Lytoceras ex gr. audux Mgh., Microderoceras Steinmanni Hug., Grammoceras ex gr. fallaciosum Sow. и большое число лейасовых пелеципод. В ранних определениях П. Д. Гамкрелидзе значатся Arietites spinoides d'Orb., Ar. aff. Conybeari Sow., Aegoceras cf. bispinatum Geyer, Schlotheimia sp. и др. Из этого списка Arietites (Vermiceras) датируют синемюрский ярус, Amaltheus, Aegoceras, Microderoceras и Oxynoticeras — плинсбахский и домерский ярусы, Hildoceras, Coeloceras fibulatum., Grammoceras fallaciosum — тоарский ярус, Grammoceras fluitasus, Lioceras costosum, Hammatoceras subinsigne и Mytiloides — нижний аален.

Вся эта фауна происходит из отложений мощностью около 300 м, слагающих средний и верхний горизонты разреза.

В нижнем базальном горизонте разреза мощностью около 150 м фауны не обнаружено. Всеми исследователями этот горизонт относится с некоторой условностью к геттангскому ярусу. В пределах Турции из этого нижнего горизонта Р. Фюроном упоминается Phylloceras partschi.

Нижнеюрский возраст песчано-сланцевой толщи северных склонов Мургузского хребта, обоснованный впервые К. Н. Паффенгольцем и позднее Л. Н. Леонтьевым и В. Е. Хаиным, был доказан недавно Т. А. Гасановым (1954) находкой в верхах толщи глинистых сланцев верховьев р. Ахинджа Grammoceras cf. fallaciosum Sow., датирующего тоарский возраст вмещающих слоев.

Вулканогенный комплекс нижней юры имеет значительно большее распространение. Слагает он большие площади в Алавердском и Шагалинском рудных районах, в верховьях левых притоков р. Агстев, в Кафанском и Дастакертском рудных районах, на хребте Капутджух на границе между Арменией и Нах. АССР, в Неграмском ущельи (в районе гор. Нахичевань), причем петрографический состав комплекса отличается во всех районах довольно большим постоянством. Нижний, вскрытый эрозией член разреза представлен зеленоватыми эпидотизированными плагиоклазовыми и плагиоклаз-пироксеновыми порфиритами с редкими прослоями и пачками туфогенов и туфоконгломератов, среди которых выделяются дацитовый, андезитовый и диабазовый порфириты и реже альбитофиры. Это так называемые «нижние порфириты» Алавердского, Кафанского и Шагалинского рудных районов, слагающие склоны ущелья р. Дебед от ст. Санаин до ст. Айрум, нижнюю часть Хуступ-Чимянского хребта, центральную часть Кафанского рудного поля, бассейны р. р. Шикахох и Цав, районы месторождений Сисимадан и Анкадзор. На уровне этой толщи порфиритов располагается также толща эпидотизированных плагиоклаз-пироксеновых порфиритов центральной и западной частей Баргушатского хребта (рудовмещающие порфириты Дастакертского месторождения), которая через западные отроги этого хребта прослеживается к массиву г. Капутджух и далее погружается под туфогенную толщу среднего эоцена района гор. Ордубад. На южном склоне Баргушатского хребта толща порфиритов с грубыми конгломератами в основании налегает на вулканогенно-осадочную толщу верхне-

го девона. В гальке конгломератов отмечены порфириты, ороговикованные полосчатые туфосланцы, мраморизованные известняки, сиенито-диориты и монцониты (в бассейне р. Гехи). В остальных районах подошва порфиритов нигде не вскрыта эрозией.

В Неграмском ущелье, по наблюдениям П. Боннэ, К. Н. Паффенгольца и Ш. А. Азизбекова подобные порфириты мощностью 600 м перекрывают толщу доломитов и известняков среднего триаса, описанную выше, и трансгрессивно перекрываются верхнеааленскими микроконгломератами и песчаниками.

В профиле, составленном по направлению от Неграмского ущелья к г. Капутджух через Ордубадскую мульду, указанные две толщи порфиритов вполне увязываются между собой, слагая крылья мульды.

В пользу одновозрастности порфиритов Капутджух-Баргушатской толщи с таковыми нижних порфиритов Кафанского и Алавердского районов говорит также их химизм.

В Кафанском рудном районе толща порфиритов находится с более древними девонскими отложениями в тектоническом контакте и перекрывается трансгрессивно толщей верхнего байоса и оксфорда. В Алавердском районе толща порфиритов, погружаясь под комплекс средне-верхнеюрских отложений южных склонов Сомхетского хребта, вновь выступает на северном его склоне, откуда прослеживается непрерывно до окрестностей сел. Лок, где, как уже указывалось, вклинивается в разрез песчано-глинистых отложений достоверного лейаса, налегая на нижний аркозовый горизонт геттанга-синемюра. Эта толща нижних порфиритов обнажается на северном склоне водораздельного хребта, на котором расположены вершины Лок и Осиновая, сложенные эоценом.

В районе ст. Шагали нижнеюрские порфириты, по данным К. А. Мкртчяна, выступают в виде горста, ограничиваясь от сопредельных эоценовых отложений разрывами большой амплитуды.

Подошва их здесь также не вскрыта. О переслаивании порфиритов с глинистыми сланцами лейаса на северном склоне Мургузского хребта говорилось выше.

Мощность толщи порфиритов переменная и достигает максимума (1500 м) в Алавердском и Кафанском рудных районах.

Над описанной выше толщей порфиритов согласно, без каких-либо признаков перерыва, залегает толща эпидотизированных порфиритовых туфобрекчий, которая известна в литературе по геологии Алавердского рудного района под названием «туфобрекчий нижних порфиритов». Такие туфобрекчии развиты в пределах Алавердского, Шагалинского и Кафанского рудных районов, где они достигают мощности 400 м.

В районе Алавердского месторождения в направлении с востока на запад толща туфобрекчий фациально переходит в толщу грубообломочных агломератовых туфов, которые по микропетрографическим признакам идентичны с туфобрекчиями. В толще агломератовых туфов В. Г. Грушевым и нами был отмечен ряд небольших потоков плагиоклазовых-пироксеновых и плагиоклаз-пироксеновых порфиритов. В толще туфобрекчий района Шамлугского месторождения М. П. Бархатова указывает на наличие кварцевых и бескварцевых кератофиров (альбитофиров), их туфов и туфобрекчий, а также пластовых тел диабазовых пород.

В Шагалинском рудном районе над туфобрекчиями залегают светло-серые известняки (рудовмещающие известняки района Сисимаданского месторождения) мощностью до 300 м, прослеженные по простиранию в широтном направлении на 8 км. К. А. Мкртчяном в 1954 г. в этих известняках, в 7 км к юго-востоку от ст. Памбак, на вершине г. Цакери-глух был обнаружен нижнеюрский аммонит Wahneroceras cf. me-

gastoma Wahn. (определение А. А. Атабекяна). Над туфопорфиритовой толщей тем же автором в 1957 г. был обнаружен комплекс среднеэоценовых нуммулитов. Предыдущими исследователями известняки были отнесены условно к эоцену.

Выше указанной туфопорфиритовой толщи располагается залежь кварцевых порфиров мощностью до 150 м, которая, возможно, имеет силловый характер.

В комплексе кератофировых пород, детально изученных в районе Шамлугского медного месторождения, наиболее ранними являются, по наблюдениям И. Г. Кузнецова, вулканические брекчии андезито-дацитового состава. За ними следуют полосчатые кварцевые кератофиры (липариты, по В. Г. Грушевому), частично столбчатые, переходящие выше последовательно в туфобрекчии и туфосланцы.

В Кафанском рудном районе такие кератофиры развиты лишь в бассейне р. Халадж (в окрестностях сел. сел. Охтар, Чобанлы, Норашен и др.), где они тоже обнаруживают столбчатую отдельность. Л. К. Конюшевский описал эти породы под названием альбитофиров.

Породы, близкие по своему петрографическому составу к указанным кератофирам и находящиеся вместе с ними на едином стратиграфическом уровне, известны также в междуречьи средних течений р. р. Дебед и Агстев. Ими сложены верхние части массивов г. г. Арча-глух, Гальванер, Чатындаг, Болор-конд, Шиш-тапа. Нами (1949) они описаны под названием криптокварцевых порфиров. В остальных районах развития нижней юры кератофировые породы не отмечены; распространение их носит локальный характер.

Кератофировые эффузивные породы обычно интенсивно изменены постмагматическими процессами. В пределах Алавердского рудного района они являются основными рудовмещающими породами.

Разрез нижне-среднелейасового вулканического комплекса завершается свитой зеленовато-серых полосчатых плотных туфопесчаников и туфосланцев с редкими прослоями порфиритов. Эта свита имеет тоже ограниченное развитие и встречена лишь на участке Алавердского месторождения в южных обрывах Шахтахтского массива, между сел. Верхняя Ахтала и Ахтальским месторождением и в междуречьи р. р. Аксибара и Карахан, северо-западнее вершины Кечал-даг, где она перекрывается трансгрессивно толщей глинистых сланцев верхнего аалена с базальными конгломератами в основании. В средних частях рассматриваемой свиты максимальной мощностью 250 м у Алавердского месторождения (в южных обрывах Шахтахтского массива) нами были обнаружены Aegoceras Henley Sow., Arieticeras sp. ind., Rachophyllites sp. ind., непреложно обосновывающие среднелейасовый (верхнеплинсбахский) возраст свиты.

В Алавердском рудном районе и в бассейнах левых притоков р. Агстев (р. р. Аксибара и Карахан) свита туфопесчаников и туфосланцев среднего лейаса залегает непосредственно на туфах и туфобрекчиях «нижних порфиритов», относимых к нижнему лейасу.

Последним членом нижнеюрского комплекса является свита конгломератов, туфопесчаников и фиолетовых пелитоморфных плотных туфов Алавердского рудного района, где эта свита мощностью до 50 м трансгрессивно перекрывает свиту туфопесчаников и туфосланцев среднего лейаса и более древние отложения. В отложениях этой свиты, обнажающихся в окрестностях Алавердских рудников, северо-западнее г. Дарк и в верхней части южных обрывов Шахтахтского массива, под покровом авгитовых порфиритов средней юры нами были найдены Dactylioceras commune Sow. и Recten sp.

В том же районе, в восточной окраине сел. Алаверди, в базальном слое верхнего байоса были обнаружены окатанные переотложенные аммониты Phylloceras argelliezi Reynes и Lytoceras dorcadis Mgh., которые все в комплексе и в отдельности датируют верхний лейас (средний тоар).

Отметим, что базальные конгломераты тоара в южных обрывах Шахтахтского массива перекрывают плоскую линзообразную залежь интрузивных (субвулканических) диоритовых порфиритов. Подводящий канал последних прорывает подстилающую эту залежь свиту туфопесчаников и туфосланцев среднего лейаса.

Таким образом, вулканогенный комплекс нижней юры Армении представлен в главной массе порфиритами, туфобрекчиями, частично кератофирами (нижний лейас) и туфогенами (средний лейас) общей мощностью до 2400 м. Возраст их прочно обосновывается наличием Wahneroceras, Aegoceras, Arieticeras, Rachophyllites и Dactylioceras.

Фауна нижнего и среднего лейаса Армении принадлежит к комплексу мелководной морской фауны средиземноморского типа с элементами фауны среднеевропейского и бореального морей, причем наличие известняков, а также сама фауна и флора хвощей указывают на теплое море и на теплый сухой климат. Фауна тоара и нижнего аалена (Phylloceras, Lytoceras, Mytiloidas и др.) указывает на существование относительно глубокого моря (батиальная зона).

Б. СРЕДНЯЯ ЮРА

Среднеюрские отложения развиты широко вдоль северо-восточных склонов Малого Кавказа, где выражены в главной массе в вулканогенной фации и частично в бассейне среднего Аракса, где они представлены исключительно нормально-осадочными отложениями. В составе средней юры выделяются три литолого-стратиграфических комплекса: верхнеааленский—среднебайосский, верхнебайосский и батский*.

Верхний аален—средний байос представлен на северо-восточных склонах Малого Кавказа вулканогенно-осадочной толщей мощностью до 1500 м, которая протягивается от Алавердского рудного района на юго-восток, в бассейн р. Агстев, далее в бассейны р. р. Ахум, Тавуш и прослеживается к гор. Кировабад. Строение толщи сложное. Состоит она из авгитовых, плагиоклазовых и пироксен-плагиоклазовых порфиритов, туфобрекчий, туфов, туфопесчаников, туфосланцев, частично из конгломератов, песчаников и глинистых сланцев, которые обнаруживают многочисленные взаимные фациальные переходы. Породы нормально-осадочной фации — конгломераты, песчаники и глинистые сланцы— приурочены к низам вулканогенно-осадочной толщи и развиты преимущественно в бассейнах левых притоков р. Агстев и в бассейне среднего течения р. Дебед в Алавердском рудном районе (участок сел. Верх. Ахтала). Характерными представителями вулканогенной фации рассматриваемого комплекса являются так называемые «верхние авгитовые (миндалевидные) порфириты» Алавердского рудного района, порфириты массивов г. г. Чал-даш, Соух-булах, Марал-даг, Айранлу, Кара-кетук в бассейнах левых притоков р. Агстев, нижние туфогены среднего течения бассейна р. Агстев и верхнего течения бассейна р. Тали-гет, залегающие под покровом столбчатых кварцевых порфиров верхнего байоса, мощные авгитовые порфириты и туфогены в бассейнах р. р. Ахум и Тавуш, подстилающие те же кварцевые порфиры верхнего байоса.

---

* Вслед за Г. Я. Крымгольцем верхнюю половину аалевского яруса мы относим к средней юре.

В глинистых сланцах окрестностей сел. Верх. Ахтала были обнаружены: Aequipecten ex gr. fibrosus Sow., Chlamus ex gr. subtextoria Redl., Entolium cf. spatulatum Roem., Mytiloides cf. Quenstedti Pčel., Pharomytilus cf. Sowerbyi d'Orb., Posidonia Buchi Roem и редкие обугленные остатки хвощей. В верховьях одного из левых притоков р. Агстев — р. Чайгошан, в тех же глинистых сланцах было найдено несколько экземпляров Ludwigia concavum Sow.

Эта фауна датирует точно верхи ааленского яруса. Отметим, что в основании ааленских отложений залегают в ряде случаев средне-мелкогалечные конгломераты, а сами эти отложения перекрывают различные горизонты нижней юры вплоть до нижнелейасовых порфиритов. Интересен факт наличия в базальных конгломератах верховьев р. Чайгошан многочисленных галек белого жильного кварца, сцементированных очень плотным пелитоморфным туфовым материалом.

В вышележащей туфо-порфиритовой толще в пределах Армянской ССР фауны не найдено и верхний возрастной предел толщи определяется трансгрессивным налеганием на нее верхнебайосских отложений.

Необходимо отметить, что на северо-восточных склонах Малого Кавказа во многих случаях песчано-глинистые отложения верхнего аалена выпадают из разреза рассматриваемой вулканогенной толщи (район Алавердских рудников, бассейны р. р. Ахум и Тавуш) и порфириты непосредственно налегают на доааленские отложения. Таковы, в частности, «верхние» авгитовые порфириты района Алавердских рудников, где они залегают на тоарских и среднелейасовых отложениях. Является это признаком фациальных переходов между лавами и песчано-глинистыми отложениями или признаком трансгрессивности верхней существенно-вулканогенной части комплекса, пока не выяснено.

В бассейне среднего Аракса отложения верхнего аалена—среднего байоса развиты в Джульфинском и Неграмском ущельях и кое-где в верховьях бассейна р. Нахичевань-чай и ее притоков. Наилучшим является разрез в Неграмском ущельи. По данным П. Боннэ (1922), здесь над толщей нижнеюрских порфиритов залегают трансгрессивно ааленские песчаники мощностью до 5 м с Ostrea, Pholadomya и др. Кверху они постепенно переходят в песчанистые известняки мощностью 10 м с Sonninia Sowearbyi Müll., Pecten silenus d'Orb., P. textorius Schl., P. pumilis Lam., Pholadomya reticulata Ag., Belemnites sp. и др., датирующие нижний байос.

Еще выше залегают мергели и глинистые сланцы (аргиллиты) мощностью 40—50 м с Phylloceras circe Heb., Ph. disputabile Zitt., Ph. mediterraneum Meum., Ph. velaini Mün.—Chalm., Posidonia Buchi Roem (emend Pčel.). Этот горизонт сменяется выше горизонтом известняков верхнего байоса с Oppelia subradiata, Parkinsonia parkinsoni и относится к средней зоне байоса.

Верхний байос. К этому возрасту относится обширный покров кварцевых плагиопорфиров северо-восточных склонов Малого Кавказа и находящиеся на их уровне туфогены, песчаники и песчанистые известняки, а также небольшие соподчиненные потоки порфиритов, дацитов и пачки туфоконгломератов, туфопесчаников, туфосланцев, розовых известняков и базальных конгломератов.

Толща кварцевых плагиопорфиров протягивается от бассейна среднего течения р. Хндзоркут в Шамшадинском районе в ущелье среднего течения р. Агстев и, скрываясь под толщей верхнеюрских отложений Иджеванского хребта, вновь выходит на поверхность в бассейне верхнего течения р. Тали-гет (район Армутлинского медного месторождения). Далее на северо-запад кварцевые плагиопорфиры встречены у

истоков р. Шнохи-джур (южнее г. Кара-кетук), а туфы кварцевых плагиопорфиров (сильно известковистые, фиолетового цвета с небольшими пропластками кварцевых плагиопорфиров) в окрестностях сел. Алаверди. В указанном направлении от р. Хндзоркут к р. Дебед происходит постепенное уменьшение мощностей — от 900 м в окрестностях сел. Кирги до 9 м в окрестностях сел. Алаверди.

В бассейне верхнего течения р. Тали-гет, на участке Армутлинского месторождения, над покровом кварцевых плагиопорфиров залегает маломощная (до 30 м) пачка кварцпорфировых туфобрекчий, туфоконгломератов и туфопесчаников. Здесь же, в западной части месторождения, обнажаются в отпрепарированном виде корни излияний афанитовых порфиритов, секущие покров кварцевых плагиопорфиров и их туфоконгломераты. Порфириты, подобные этим афанитовым порфиритам, встречены также над покровами кварцевых плагиопорфиров на правом склоне ущелья р. Агстев, несколько южнее параллели сел. Верх. Агдан, где они перекрываются верхнеюрскими известняками.

Туфообломочные отложения центральной части Армутлинского месторождения сменяются выше покровом дацитов светло-серого цвета, имеющих порфировую структуру и столбчатую отдельность. Мощность покрова 80 м.

Далее кварцевые плагиопорфиры развиты в районе Кафанского месторождения, где они в неясном залегании выступают в свите туфогенных песчаников и туфосланцев и имеют мощность до 300 м. Залегает эта свита трансгрессивно на рудовмещающих порфиритах нижнего лейаса (с грубозернистыми песчаниками в основании) и перекрывается вместе с с кварцевыми порфиритами обломочно-вулканогенной толщей верхнего оксфорда-кимериджа. Возможно залежь кварцевых порфиров имеет субвулканический характер.

В пределах Алавердского рудного района верхний байос представлен туфо-осадочными и нормально-осадочными отложениями, испытывающими большие фациальные и мощностные изменения.

В окрестностях сел. Алаверди верхний байос представлен свитой отложений мощностью 10 м, состоящих снизу вверх из зеленовато-серых брекчий (с угловато-окатанными обломками флюидальных туфобрекчий), темно-фиолетовых известковистых туфов, кварцевых порфиров и фиолетовых песчанистых туфов с богатой аммонитовой фауной. Пачка эта залегает на различных горизонтах порфиритов и туфобрекчий нижнего лейаса, туфогенов среднего лейаса и авгитовых порфиритов аалена—среднего байоса

В окрестностях сел. Шамлуг и Верхн. Ахтала верхний байос представлен свитой конгломератов, известковистых песчаников и брахиоподовых известняков, имеющих мощность 25 м и залегающих трансгрессивно на кератофирах, туфобрекчиях и порфиритах нижнего лейаса.

Северо-западнее Алавердского рудного района верхний байос обнажается вдоль северных склонов водораздельной цепи г. г. Лок, Осиновая, Аракел, Лалвар, в истоках правых притоков р. Храми. Здесь верхний байос представлен свитой зеленовато-серых слюдистых глинистых сланцев и алевролитов, прослаиваемых грубозернистыми туфопесчаниками и фиолетовыми туфами кварцевых порфиров и имеющей в своем основании грубый базальный конгломерат с красным латеритовым цементом. Подстилающими здесь являются песчано-глинистые и туфогенные отложения лейаса периферии Локского массива, а перекрывающими—эоценовые и частично батские отложения. Мощность свиты 25—30 м. Красноцветные базальные конгломераты, переходящие выше

в розовые известняки, отмечены также в основании толщи кварцевых плагиопорфиров водораздела р. р. Агданагет и Ахум.

Наиболее характерными составляющими верхнебайосского комплекса являются, таким образом, кварцевые плагиопорфиры и их туфы, которые почти непрерывно прослеживаются вдоль северо-восточных склонов всего Малого Кавказа и приобретают важное стратиграфическое значение при возрастном расчленении юрских отложений как маркирующий горизонт. Вместе с этим они во многих местах вмещают залежи промышленных сульфидных руд.

Кварцевые плагиопорфиры, так называемые Ш. А. Азизбековым (1943), представляют собой зеленовато-серые или фиолетово-серые плотные массивные породы с глыбовой или столбчатой отдельностью и крупными выделениями серого кварца, местами бипирамидального с поперечниками бипирамид до 2 см. В толще кварцевых плагиопорфиров наблюдается до восьми покровов—ярусов, представляющих продукты отдельных фаз излияний.

Микропетрографическими исследованиями Ш. А. Азизбекова (1943) в толще кварцевых плагиопорфиров установлено наличие до девяти разновидностей: микро-гранитовая, микрогранит-фельзитовая, фельзитовая, микрофельзитовая, сферолитовая, микрогранофировая, микролитовая, фельзит-микролитовая, гологиалиновая. По комплексу же минералогических и структурных признаков среди этих пород выделяются шесть типов: кварц-плагиоклаз-роговообманковый (с ортоклазом или без ортоклаза), кварц-плагиоклазовый, кварц-плагиоклаз-биотитовый, монофировый (с кварцевыми или плагиоклазовыми вкрапленниками), афировый и оливиновый. Последний тип был установлен нами в образцах кварцевых плагиопорфиров из верховьев р. Шнохи-джур.

В определении возраста кварцевых плагиопорфиров имел место ряд разногласий. В настоящее время твердо обоснован фаунистическими и стратиграфическими данными верхнебайосский их возраст.

1. В туфосланцах и туфопесчаниках, подстилающих кварцевые плагиопорфиры Кафанского месторождения, нами были обнаружены Phylloceras mediterraneum Neum., Lytoceras sp., Perisphinctes sp., датирующие время от среднего байоса до среднего келловея включительно.

2. В окрестностях сел. Човдар, у зимовки Даш-алты Г. А. Баркалая и К. Г. Кереселидзе в фиолетовых известковистых туфах кварцпорфирового состава, залегающих в основании покровов кварцевых плагиопорфиров, были обнаружены Lytoceras aff. fasciculatum Sim., Phylloceras disputabile Zitt., Ph. mediterraneum Neum. (определения Г. Я. Крымгольца), датирующие верхний байос—нижний бат. Из этого же участка известны по сборам указанных авторов Lytoceras adeloides Kud., L. eudesianum d'Orb., L. polyhelictum Bockh., L. pygmaeum d'Orb., Phylloceras mediterraneum Neum., Ph. kudernatschi Hauer, Ph. disputabile Zitt., Perisphinctes martinsi d'Orb., Pecten demisus Goldf., Posidonia Buchi Roem, Posidonia opalina Quenst., Montlivaultia radians From. et Terq., Myoconcha rathieri d'Orb. (определения В. В. Богачева) и Perisphinctes Defrancei d'Orb. (определения Г. Я. Крымгольца), датирующих бесспорно верхний байос — низы бата и происходящих из туфогенов, которые подстилают толщу кварцевых плагиопорфиров.

3. В известковых фиолетовых туфах кварцевых порфиров окрестностей сел. Алаверди нами были обнаружены Garantia garanti Sow., Parkinsonia Parkinsoni Sow., P. Orbygniana Wetz, P. subarietes Wetz., Perisphinctes martinsi d'Orb., Stephanoceras umblicum Quenst., St. cf. linguiferum d'Orb., Lytoceras adelae d'Orb. var. crimae Strem., L. cornucopiae Joung et Bird, L. aff. fasciculatum Sim., L. tripartitum Rasp., Phyl-

loceras disputabile Zitt., Ph. mediterraneum Neum., Ph. zigoni d'Orb., Ph. kudernatschi Hauer, Perisphinctes Defrancii d'Orb., Pleurotomaria palaemon d'Orb. и др., характеризующие верхний байос (зоны Stephanoceras humphresienum и Parkinsonia Parkinsoni=Garantia garanti).

4. Севернее Алавердского рудного района из вулканогенной толщи района сел. Ах-керпи, которой подчинены покровы кварцевых порфиров, И. Р. Кахадзе были определены Lytoceras cf. polyhelictum Böckh., Phylloceras heterophilloides Opp., Ph. cf. kudernatschi Hauer, Oppelia, cf. subradiata Sow., Posidonia Buchi Roem, которые характеризуют верхний байос (сборная зона Oppelia subradiata).

Следовательно, среди всех указанных комплексов нет форм, являющихся руководящими для нижней юры, даже для нижнего байоса, почему следует отклонить ранее высказанные предположения о лейасовом — нижне-байосском возрасте толщи кварцевых плагиопорфиров Малого Кавказа.

Из других данных, доказывающих присутствие байоса в Антикавказской зоне Армении, важны следующие:

1. В горизонте слюдистых зеленовато-серых алевролитов (глинистых сланцев), прослаиваемых туфами и подстилаемых грубыми базальными конгломератами, на северном склоне Сомхетского хребта, непосредственно севернее водораздельной линии г. г. Лок — Осиновая — Аракел—Лалвар, нами были собраны Parkinsonia Parkinsoni Sow. (несколько экземпляров), Pholadomya sp. (массовые скопления) и Posidonia Buchi Roem (массовые скопления), доказывающие верхнебайосский возраст слоев.

2. Из конгломератовидных брахиоподовых песчанистых известняков и туфогенных песчаников Шамлугского медного месторождения К. Редлих (1895) описал: Perisphinctes sp. ex gr. martinsi d'Orb., Astarte excavata Sow., Lima Conrathi sp. n., Pecten demissus Phill., Pholadomya tschamlugensis sp. n., Pleurotomaria palaemon d'Orb., Rhynchonella dypterix sp. n., Rh. quadriplicata Ziet., Rh. stutinensis Opp., Rh. Wrighti Dav. var. declivus n., Terebratula bentleyi Morris., T. bentleyi Morris var. laeviuscula Uhl., T. orientalis sp. n., Waldheimia Waltoni Dav.

Вероятно, из этих же известняков происходят описанные М. Неймаром и В. Улигом формы Rhynchonella cf. spinosa Schloth. u Rh. Wrighti Dav. (сборы Г. Абиха), определенные Г. Я. Крымгольцем, Oxytoma Münsteri Bron. u Terebratula bentleyi, а также Perisphinctes martinsi d'Orb., определенный И. Р. Кахадзе из сборов О. С. Степаняна.

Автором настоящей работы из тех же известняков были определены Terebratula maxillata Sow., T. perovalis Sow., Waldheimia carinata Lam., Entolium demissus Goldf., Phylloceras disputabile Zitt. (необычайно больших размеров), Lytoceras sp., Nerinea sp., Dictyothyris sp., характеризующие верхнебайосские зоны с Stephanoceras humphresianum и Parkinsonia Parkinsoni.

3. Из района сел. Верх. Ахтала, в привершинных частях г. г. Каракая и Бабелучан К. Редлихом были описаны: Astarte depressa Goldf., A. detrita Goldf., A pulla Römer, Arca intusplicata Terq. et Iourdy, Avicula achtalensis sp. n., A. Münsteri Bron., Cucullaea concinna Phill., C. cf. elongata Sow., Lima educta Whidb., L. römeri Brauns, Macrotomya confusa — lamellosa sp. n., Modiola caucasica sp. n., M. cuneata Sow., Opis similis Desl., Pecten cf. clathratus Römer, P. cf. fibrosus Sow., P. cf. lens Sow., Pholadomya asiatica sp. n., Ph. asiatica var. incarinata Redl., Ph. crassa Ag., Ph. ovalum Ag., Ph. pennata sp. n., Ph. cf. spatiosa Whidb., Ph. tschamlugensis sp. n., Pinna cuneata Bron., P. mitis Phill., Pleuromya jurassi d'Orb., Pl. rheana Schlippe, Trigonia formosa Lyc., Rhynchonella quadriplicata Ziet., Waldheimia impressa Buch. var.,

W. mandelslohi Opp., W. meriani Opp., W. provincialis Desl., Lima plana sp. n., Pecten ombiguus Goldf., P. demissus Goldf., P. cf. fibrosus Sow., P. solidus Römer, Lytoceras polyhelictum Böckh.

Из этого списка 28 форм характеризуют верхнебайосские зоны с Stephanoceras humphresianum и Parkinsonia Parkinsoni и шесть видов корнбраш-келловей.

4. Из окрестностей сел. Алаверди, из пород свиты фиолетовых известковистых туфов, кварцевых порфиров и туфопесчаников В. Ф. Пчелинцевым (1927) описаны: Dicroloma alaverdyensis sp. n., Isoarca capulaeformis sp. n., Neritopsis cf. bajosensis d'Orb., Pernomytilus latus sp. n., Pleurotomaria palaemon d'Orb., а И. Е. Худяевым и П. К. Чихачевым — Garantia garanti Sow., Parkinsonia cf. doneziana Boriss., P. cf. Parkinsoni Sow., Perisphinctes martinsi d'Orb., Stephanoceras cf. linguiferum d'Orb., Cosmoceras cf. Michalskii Boriss. (сборы В. Г. Грушевого).

Далее, Г. Я. Крымгольцем из тех же отложений (сборы П. М. Бархатовой и В. В. Белоусова) были определены Garantia cf. garanti Sow., Lytoceras aff. fasciculatum Sim., L. polyhelictum Böckh., Perisphinctes Defrancii d'Orb., Posidonia Buchi Roem, Phylloceras heterophilloides Opp., Witchellia cf. tesoniana d'Orb. Кроме того, из туфогенов вершины г. Дарк нами была определена Parkinsonia doneziana Boriss. Вся эта фауна датирует в полном соответствии с приведенной выше остальной фауной верхнебайосское время, а именно зоны со Stephanocera humphresianum и Parkinsonia Parkinsoni или более объемистую зону Oppelia subradiata.

В Приараксинском комплексе Малого Кавказа верхнебайосские отложения развиты в тех же районах, что и среднебайосские и связаны с ними согласными и постепенными переходами.

В Нахичеванской АССР, по данным П. Боннэ, К. Н. Паффенгольца и Ш. А. Азизбекова, верхний байос представлен свитой серых известняков мощностью 10 м с Oppelia subradiata Sow., Lissoceras cf. oolithicum d'Orb., Lytoceras pygmaeum d'Orb., Parkinsonia ferruginea Opp., P. Parkinsoni Sow., P. Schloenbachi Shlippe, Perisphinctes martinsi d'Orb, Phylloceras Deslongchampsi Bras., Ph. disputabile Zitt., Ph. mediterraneum Neum., Ph. velaini Mun-Ch., Ph. viator d'Orb., Stephanoceras humphresianum Sow., St. linguiferum d'Orb., Stigoceras truellei d'Orb., характеризующими обе зоны верхнего байоса.

В пределах Приараксинской части Армянской ССР верхнебайосские отложения развиты на небольшой площади в верховьях левых притоков р. Джагри, в окрестностях сел. Хндзоркут, где они выступают в тектоническом контакте с карбонатными отложениями нижнего —среднего триаса и представлены зеленовато-серыми глубоководными аргиллитами (глинистыми сланцами) с многочисленными Oppelia subradiata Sow., Phylloceras mediterraneum Neum., Posidonia Buchi Roem, Pholadomya sp. (сборы Р. А. Аракеляна, определения А. Т. Асланяна). Байосская фауна из этих отложений была указана ранее П. Л. Епремяном, а присутствие самой юры предполагалось еще раньше П. Боннэ и К. Н. Паффенгольцем.

Батский ярус. Отложения батского яруса выражены в пределах Армянской ССР мелководными песчано-глинистыми отложениями с обильной примесью прибрежного растительного «мусора». Обнажаются они в Алавердском рудном районе, на северном склоне Сомхетского хребта и в верховьях р. Джагри, где они согласно следуют за верхнебайосскими отложениями. Во всех остальных районах они либо не отлагались, либо были размыты перед келловейской, верхнеоксфордской и более поздними трансгрессиями. Лучше всего батские отложения были

изучены в районе Алавердского месторождения. Здесь у сел. Алаверди описанная выше свита фиолетовых известковистых туфов и туфопесчаников с глубоководной аммонитовой фауной сменяется кверху светло-серыми аркозовыми песчаниками, за которыми следуют намывные среднезернистые зеленовато-серые туфопесчаники, содержащие зеленовато-серые обломочные конглобрекчии с угловато-окатанными гальками туфов и порфиритов. Выше следует пачка сердне-и тонкозернистых желтовато-серых намывных туфопесчаников, обнаруживающих в верхах пачки косую слоистость. Общая мощность свиты 100 м. Песчаники изобилуют растительными остатками в виде обломков стволов деревьев и отпечатков листьев вечнозеленых деревьев.

В. Д. Принада, осмотрев остатки флоры из коллекций В. Г. Грушевого и нашей, заключил, что флора эта наземная и была погребена в прибрежных условиях.

Выходы рассматриваемых песчаников в районе Алавердского месторождения были нами закартированы также в окрестностях г. г. Дарк и Шах-тахт, где они имеют мощность уже несколько десятков метров.

Батский возраст свиты песчаников был обоснован впервые В. Ф. Пчелинцевым по сборам фауны, произведенным В. Г. Грушевым. Им описаны: Alectryona marshi Sow., Anisocardita tenera Sow., Ctenostreon pectiniforme Schloth, Gervillia acuta Sow., Lima Conrathi Redl., L. scabrella Terq. et Iourdy, Pecten (Chlamys)meriani Goepp., Aequipecten sp. ex gr. fibrosus Sow., Pinna Buchi Koch und Dunker, Cucullaea clathrata Leck., Lucina bellona d,Orb., Macrodon minchinhamptonensis Roll, Natica zetes d'Orb., относимые к зонам с Oppelia fusca u Oppelia aspidoides. Точно такой же комплекс фауны из тех же песчаников был собран нами. Фауна эта была определена Г. Т. Пчелинцевой.

Батские отложения в 1954 г. нами были установлены также над верхнебайосскими паркинсониевыми слоями непосредственно севернее водораздельной линии г. г. Лок—Осиновая, в верховьях правых притоков р. Храми. Представлены они маломощной (до 30 м) свитой темно-серых слюдистых углистых алевролитов и грубозернистых намывных туфов, перекрытой вулканогенными нуммулитовыми отложениями эоцена. Отдельные прослои углистых сланцев переполнены мелкими пресноводно-солоноватоводными гастроподами и пелециподами с очень тонкой раковиной. Фауна эта обнаруживает большое сходство с пресноводно-солоноватоводной фауной, описанной И. Р. Кахадзе из угленосной свиты батского яруса северно-восточных районов Грузии.

Последним районом развития батских отложений в Армянской ССР являются верховья левых притоков р. Джагри в окрестностях сел. Хндзоркут. Здесь описанные ранее зеленовато-серые алевролиты с глубоководной аммонитовой фауной верхнего байоса сменяются кверху желтовато-серыми средне-и мелкозернистыми песчаниками с редкими растительными остатками и богатой фауной типа батской фауны Алавердского района.

Среди этой фауны нами были отмечены: Aequipecten sp. ex gr. fibrosus Sow., Alectryona marshi Sow., Lima Conrathi Redl., L. cf. subrigidula Schlippe, Plesiocyprina sp., Cucullaea sp., Lucina sp. и др. Мощность свиты достигает 40—50 м.

Несколько южнее, в среднем течении бассейна р. Джагри (в окрестностях сел. Азнабюрт), а также в Джульфинском ущелье, по данным П. Боннэ (1922), отложения батского яруса представлены в известняковой фации. Из свиты серых известняков мощностью 25 м П. Боннэ указывает: Oppelia fusca Quenst., O. aspidoides Opp., Lytoceras tripartitum Rasp., L. adeloides Kud., Lissoceras psilodiscus Schloenb., Cado-

mites rectelobatus Hau., Parkinsonia Parkinsoni Sow., P. neuffensis Opp., Phylloceras disputabile Zitt., Strigoceras truillei d'Orb. и Perisphinctes martinsi d'Orb. и таким образом устанавливает наличие обеих зон бата—Oppelia fusca и Oppelia aspidoides.

Вся эта фауна, за исключением последних двух форм, наличествует в комплексе верхнебайосской фауны северо-восточных склонов Малого Кавказа, а Parkinsonia parkinsoni до сего времени никем не была описана вне отложений верхнего байоса; батская же фауна во всех других районах Закавказья является существенно сублиторальной или даже пресноводной. Исходя из этого, возникает необходимость ревизии палеонтологических определений П. Боннэ в части батской фауны, особенно представителей Oppelia и Parkinsonia.

Вся приведенная выше среднеюрская фауна принадлежит к среднеевропейскому типу, причем верхнеааленская и нижнебайосская фауна является мелководной, средневерхнебайосская фауна с многочисленными Phylloceras и Lytoceras — глубоководной (верхнеабиссальной), а батская фауна, приуроченная к регрессивной серии осадков,—мелководной сублиторальной. Несколько иной облик имеет среднеюрская фауна Нахичеванской АССР, где наряду с многочисленными среднеевропейскими глубоководными формами присутствует заметно большое количество средиземноморских (альпийских) форм, что, по всей вероятности, должно быть объяснено существованием на месте центрального вулканического нагорья Армении мощного барьера, препятствовавшего свободному обмену фауны Антикавказского и Приараксинского бассейнов.

Определения флоры из нижне-среднеюрских отложений Малого Кавказа отсутствуют почти полностью. В литературе указывается лишь на присутствие ближе неопределимых остатков хвощей, папоротников и хвой. Из туфогенных отложений, подстилающих в окрестностях сел. Човдар верхнебайосскую толщу кварцевых плагиопорфиров и их туфов, известны находки Taeniopteris densinervis Feistin, Ptilophyllum (Williamsonia) pecten Phyllips, Podozamites sp. n. (определения А. Н. Криштофовича и В. Д. Принада), Cladophlebis ex gr. denticulata Mass., Widdringtonites aff. alpinus Heer, Brachyphyllum sp. n., Gingko transcaucasica sp. n. (определения В. В. Богачева), которые в комплексе отвечают известной лейасовой флоре Западной Европы, хотя по данным фауны, обнаруженной из тех же слоев Lytoceras adeloides Kud., L. eudesianum d'Orb., L. polyhelictum Böckh., L. pygmaeum d'Orb., Phylloceras mediterraneum Neum., Ph. kudernatschi Hauer, Ph. disputabile Zitt., Perisphinctes martinsi d'Orb., Perisphinctes Defrancii d'Orb.,—(определения В. В. Богачева, частично исправленные Г. Я. Крымгольцем) истинный возраст флоры определяется как средний байос — нижний бат. Таков же возраст так называемой лейасовой флоры Ткибульского угольного бассейна в Грузии, где отложения с этой флорой, по данным А. И. Джанелидзе и И. Р. Кахадзе, располагаются над паркинсониевой зоной верхнего байоса и охарактеризованы батской фауной. Очевидно, «лейасовая» флора Закавказья в своем развитии значительно отстала от аналогичной флоры Западной Европы. В то же время примечателен тот факт, что указанная ранее флора из верхнетриасовых угленосных отложений верховьев р. Веди имеет рэт-лейасовый облик.

Некоторый анахронизм наблюдается также в распределении средневерхнебайосской аммонитовой фауны. Ряд представителей родов Phylloceras и Lytoceras, встречающихся в наших разрезах совместно с Parkinsonia Parkinsoni, Garantia garanti, Oppelia subradiata, Stephanoceras humphresianum, являющихся исключительно верхнебайосскими формами, встречается в странах Средней Европы в батских (преимущественно в нижне-

СВОДНАЯ
СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ КОЛОНКА
Юрских отложений
Армянской ССР

м 750 0 250 500 м

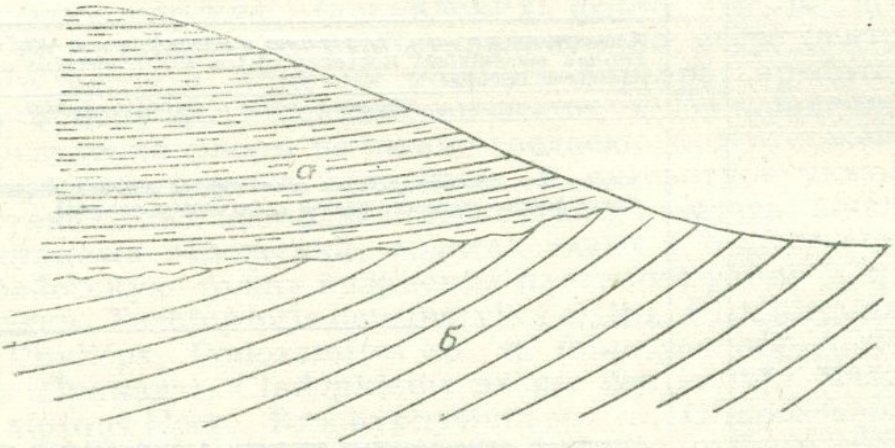
Отдел	Ярус	Мощ. в м.	Характеристика пород
Малый	Титон	200	Светлосерые афанитовые известняки с Diceras speciosum
	Оксфорд – кимеридж	1800	Разнообразные порфириты, туфобрекчии, туфы, туфогены, доломитовые и рифовые известняки, осадочные песчаники с Sowerbyceras tortisulcatum. Ochetoceras canaliculatum. Ptygmatis pseudobruntrutana и др.
	Келл.	300	Глинистые сланцы, песчаники и порфириты с Waldheimia mandelslohi, Macrocephalites macrocephalus и Reineckia anceps.
Доггер	бат.	100	Известняки, туфы и туфопесчаники с Oppelia fusca.
	Верхний байос	900	Кварцевые плагиопорфиры и их туфы в низах толщи, туфосланцы, туфопесчаники с Garantia garanti
	Верхн. аален – ср. байос	1200	Авгитовые, плагиоклазовые, пироксен-плагиоклазовые порфириты, туфобрекчии, туфы, песчаники и глинистые сланцы с Ludwigia concavum, Sonninia sowerbyi и Stephanoceras humphriesianum.
Лейас	Ааален.	100	Вулканогенно-осадочная толща с Hammatoceras subinsigne.
	Тоар.	50	Конгломераты, туфопесчаники и туфы с Dactylioceras commune
	Шар мут	250	Туфопесчаники и туфосланцы с Aegoceras henleyi.
	Нижний	550	Кератофиры и их брекчии, эпидотизированные туфобрекчии и др
		1500	Эпидотизированные порфириты и их туфы
	Н	100	Песчано-глинисто-сланцевая толща с Vermiceras

батских) отложениях. В одной из наших предыдущих работ было высказано предположение о том, что указанные представители Lytoceras и Phylloceras мигрировали в среднюю Европу через Закавказье из более восточных областей и, будучи глубоководными формами, сохранили на западе свои видовые признаки также в несколько более позднее батское время.

В отличие от нижней юры с ее сухим и жарким климатом, в средней юре климат был теплым и влажным и способствовал расцвету прибрежной и наземной флоры. Море было теплым, с нормальной соленостью вплоть до начала батского века, когда началась общая регрессия моря и образовывались опресненные полузамкнутые бассейны.

В. ВЕРХНЯЯ ЮРА

Верхнеюрские отложения следуют в своем распространении за нижне-среднеюрскими отложениями и выражены мощным комплексом вулканогенно-осадочных отложений, включающих фауну открытого мелкого моря. В составе этого комплекса выделяются отложения келловея верхнего оксфорда — киммериджа и титона.



Угловое несогласие до 10-15° между свитой глинистых сланцев келловея (а) и свитой туфогенных песчаников бата (б) на южном склоне г. Лалвар (Алавердский район)

Келловейский ярус. Представлен свитой пиритоносных глинистых сланцев и песчаников, к которой местами причленяются порфириты и туфогены. Отложения эти обнажаются в Алавердском рудном районе, на левом склоне бассейна среднего течения р. Дебед, в междуречном пространстве средних течений р. р. Дебед и Агстев и в бассейне верхнего течения р. Хндзоркут.

В первом районе на восточных склонах массива г. Лалвар, в окрестностях сел. сел. Шамлуг и В. Ахтала, над батскими песчаниками залегают в восходящей последовательности известковистые желтовато-серые мелкозернистые песчаники, частью аркозовые, зеленовато-серые пиритоносные глинистые сланцы и грубозернистые серые туфогены мощностью до 50 м. В аркозовых песчаниках низов свиты на восточном подножьи г. Лалвар обнаружена Waldheimia mandelslohi Opp., характеризующая корнбрашский подъярус — переходные слои-от батского яруса к келловейскому ярусу. Выше, в низах пачки глинистых сланцев

мощностью 10 м встречены Macrocephalites macrocephalus Schloth. и Macrocephalites tumidus Rein., а в верхних слоях—Kepplerites Paffenholzi sp. n. (nom. mscr.), Posidonia Buchi Roem, Aequipecten fibrosodichotomus Kas., Ceratomya calloviensis Kas., Coelastarte incerta Pčel., Pholadomya cf. exaltata Ag., Lima rigidula Phill., Camptonectes sp., Lima sp., Pinna sp., Pleuromya sp., Trigonia (Lyrodon) sp., Belemnites sp., одиночные кораллы и др.*., характеризующие всемирно известные зоны с Macrocephalites macrocephalus (нижний келловей) и Reineckia anceps (верхний келловей).

Несколько форм келловейской фауны из указанной выше песчаной свиты окрестностей сел. Шамлуг отметили М. Неймайр и В. Улиг (1892) в сборах Г. Абиха. Это будут Perisphinctes sp. n. aff. funatus Opp., Belemnites sp. ex gr. canaliculati, Terebratula cf. dorsoplicata Suess, Waldheimia pala Buch.

Песчаники эти, по наблюдению И. Г. Кузнецова и автора, залегают здесь на различных горизонтах батских и байосских отложений.

В списках фауны, обработанной К. Редлихом (1895), на келловей же указывают: Astarte pulla Röm., Pecten cf. clathratus Röm., P. cf. fibrosus Sow., P. rypheus d'Orb., P. solidus Röm., Waldheimia impressa Buch. var. gravida Redl. и Waldheimia Mandelslohi Opp., происходящие из окрестностей сел. Верх. Ахтала, из верхов разреза массивов г. г. Бабелучан и Кара-кая. Песчаники перекрывают здесь плагиоклазовые порфириты байоса.

В междуречьи р. р. Агстев и Дебед толща келловейских отложений является фациально более сложной и мощной и трансгрессивно залегает на различных горизонтах среднеюрских отложений.

Лучшими являются разрезы келловея на обоих склонах Иджеванского хребта, в верховьях р. Тали-гет и в бассейне правого притока р. Аксибара. Во всех этих разрезах наблюдается многократное чередование коричневато-серых и зеленовато-серых пиритоносных глинистых сланцев, переполненных Posidonia Buchi Roem, граувакковых песчаников и нормальных известковистых песчаников с редкими пропластками черных известняков. В окрестностях Армутлинского месторождения, в верховьях р. Тали-гет, в основании толщи, под горизонтом глинистых сланцев залегает горизонт фиолетовых порфиритов и их туфобрекчий, подстилающийся непосредственно описанным выше покровом столбчатых дацитов байоса. Кроме того, в бассейне р. Аксибара в основании толщи встречаются базальные туфоконгломераты, галька которых состоит из порфиритов и отчасти кварцевых порфиров. Мощность толщи на склонах Иджеванского хребта составляет 200 м, в бассейне р. Аксибара—300 м, в верховьях р. Тали-гет—280 м. Перекрывающими являются всюду вулканогенно-осадочные отложения верхнего оксфорда-кимериджа. Возраст толщи обосновывается находкой богатой аммонитовой фауны в составе: Macrocephalites macrocephalus Schloth., Perisphinctes radschensis Djan., P. tsessiensis Djan., P. orionoides Djan., P. cf. triplicatus Quenst., Quenstedticeras Henrici (?) Douv. и др., происходящих из района Армутлинского месторождения, а также пелециподами Ceratomya calloviensis Kas., Coelastarte incerta Pčel., Pholadomya exaltata Ag. и др., которые все, как и в Алавердском рудном районе, характеризуют нижний и верхний келловей**.

---

* Пелециподы определены Г. Т. Пчелинцевой.

** Как в предыдущих работах по юре Армении, так и в настоящей работе мы принимаем двухчленное деление келловея в составе зон с Macrocephalites macrocephalus (нижний келловей) и Reineckia anceps (верхний келловей).

По данным А. А. Атабекяна (1954), келловейские отложения известны также на правом склоне ущелья среднего течения р. Агстев, где они обнажаются вдоль сбросового нарушения из-под свиты туфогенов, доломитов и известняков оксфорда-кимериджа, образующих эффектные обрывы в верхней части склона ущелья. Представлены они в нижней части свиты туфобрекчиями и туфоконгломератами с редкими прослоями порфиритов, а в верхней части граувакковыми и нормальными песчаниками, содержащими Anisocardia laubei Roll., Ceratomya calloviensis Kas., Heligmus polytypus Deslong., Lima subrigidula Schl., Clamys ambiguus Goldf., Aequipecten fibrosodichotomus Kas., Limatula cf. helvetica Kas. и др. (определения Г. Т. Пчелинцевой). Эта фауна идентична указанной выше фауне склонов г. Лалвар и района Армутлинского месторождения и характеризует келловейский ярус в составе обеих его зон. Мощность свиты 330 м. Лучшие обнажения в этом районе описаны в окрестностях сел. Ревазлу и Црвиз.

Восточнее ущелья р. Агстев келловейские отложения в пределах Армянской ССР известны лишь в верхнем течении бассейна р. Хндзоркут, в окрестностях сел. Чоратан и Айгедзор, где они залегают резко трансгрессивно на кварцевых плагиопорфирах верхнего байоса и трансгрессивно срезываются вулканогенно-осадочной толщей верхнего оксфорда-кимериджа.

В восточном направлении келловейские отложения рассматриваемого района непрерывно продолжаются в верховьях р. р. Илхи-чай, Карабулах-чай и Бала-кюракчай в Азербайджанской ССР.

В окрестностях сел. Чоратан и Айгедзор разрез описываемых отложений начинается мелкообломочными розовыми конгломератами, галька которых образовалась из порфировых выделений кварца нижележащих кварцевых плагиопорфиров. Конгломераты мощностью 30 м постепенно переходят кверху в мелкозернистые песчаники, сменяющиеся выше глинистыми сланцами и алевролитами, включающими граувакковые и нормальные песчаники. Мощность горизонта около 100 м. В глинистых сланцах встречаются обуглившиеся растительные остатки, большое количество Posidonia Buchi Roem. и реже литоцерасы.

За пределами Армянской ССР, на склонах г. Кяпаз, по данным Ш. А. Азизбекова и В. Е. Хаина, в этих отложениях встречаются Macrocephalites subcompressus Waag. (определение А. И. Джанелидзе) и большое число других келловейских форм.

Необходимо указать, что западнее, на значительном пространстве междуречья р. р. Тавуш, Ахум и Агстев келловейские отложения выпадают из разреза юрских отложений и оксфорд-кимериджские отложения ложатся непосредственно на покровы кварцевых плагиопорфиров верхнего байоса (район сел. Агдан).

Касаясь вопросов литологии келловейских отложений, следует отметить, что в них, наряду с нормально-осадочными песчано-глинистыми породами, существенное участие принимают также разнообразные граувакки. Природа последних недостаточно выяснена, ибо остается неопределенным — являются они намывными туфопесчаниками, образовавшимися за счет размыва более древних туфогенных толщ, или возникли в результате вулканической деятельности келловейского времени.

Келловейские отложения на юго-западе Малого Кавказа известны в мергельной фации в Нахичеванской АССР. По данным П. Боннэ (1922), они согласно сменяют здесь среднеюрские отложения Неграмского ущелья и включают Macrocephalites sp., Perisphinctes orion Opp., Phylloceras flabellatum Neum., Sphaeroceras bulla и др.

По данным Ш. А. Азизбекова, они развиты также в районе сел. Азнабюрт, где перекрывают порфириты нижней юры.

Вся указанная выше келловейская фауна относится к среднеевропейскому типу и характеризует открытое теплое море, обнаруживая большое сходство с келловейской фауной Большого Кавказа, Грузии, Азербайджана, а также всей Малой Азии. В последней келловейская фауна с Macrocephalites macrocephalus и Reineckia anceps известна в частности из района оз. Урмия.

Интересно отметить, что в Алавердском рудном районе фауна обеих указанных зон сосредоточена в пласте глинистых сланцев мощностью всего 1,5—2 м. Учитывая пелагический характер фаций, можно предположить, по-видимому, существование в этой области морского течения, обуславливающего сокращение мощностей осадков и соответственное совмещение зон. Такую же картину, как уже указывалось, дают верхнебайосские отложения этого района, которые в пласте фиолетовых известковистых туффитов кварцевых порфиров мощностью 2—3 м сосредотачивают всю фауну зон с Stephanoceras humphresianum и Parkinsonia Parkinsoni.

Верхний оксфорд-кимеридж. К этому интервалу времени относится мощный, сложно построенный вулканогенно-осадочный комплекс, прослеживаемый по всей системе Антикавказского и Севанского поясов и имеющий мощность до 2000 м.

В составе комплекса в резко меняющихся фациальных соотношениях принимают участие разнообразные порфириты, туфобрекчии, туфы, туфогены, детритусовые, глинистые и рифовые известняки, доломиты, и реже, нормально осадочные песчаники.

В пределах Армянской ССР указанный комплекс широко обнажается в бассейнах р. р. Дебед (Алавердский рудный район), Кохб, Агстев, Ахум, Тавуш, Хндзоркут, Воротан и Вохчи (Кафанский рудный район) и в Присеванской тектонической зоне, достигая наибольшей мощности в бассейнах р. р. Тавуш и Вохчи.

В Алавердском рудном районе породы указанного комплекса представлены снизу вверх темно-серыми вулканическими брекчиями с прослоями песчаников, сланцеватыми лилово-зелеными перлитовыми и пизолитовыми кварцсодержащими туфами и серыми авгитовыми порфиритами, имеющими общую мощность до 400 м. Залегает эта толща на различных горизонтах келловейских, батских и более древних отложений и трансгрессивно перекрывается нуммулитовыми вулканогенно-осадочными отложениями среднего эоцена, имеющими местами базальные конгломераты. В составе толщи основное место занимают агвитовые порфириты мощностью около 250 м, которые в литературе по Алавердскому медному месторождению описаны под названием «верхних авгитовых порфиритов», так названных для отличия от «нижних авгитовых порфиритов» аалена — среднего байоса.

В бассейнах р. р. Кохб, Барана и крайних левых притоков р. Агстев (р. Аксибара и ее притоков) комплекс оксфорд-кимериджских отложений представлен толщей авгитовых и плагиоклазовых порфиритов, туфобрекчий, туфогенов и частично кварцевых порфиритов (между сел. Кохб и Керпилу), содержащей линзы и прослои рифогенных и кристаллически-зернистых брахиоподовых белых и розовых известняков, туфопесчаников и туфосланцев. Здесь эта толща мощностью до 600 м залегает на келловейских отложениях и уходит к северу и северо-востоку под альб-сеноманские отложения полосы сел. Аршалуйс—Калача—Носмберян—Джуджеван—Кошкотан—Геташен. В этом плохо обнаженном районе граница оксфорда и келловея хорошо отбивается

лишь в массиве г. Гег-даг, где под толщей оксфорда залегают глинистые сланцы с макроцефалитами (определение Г. Я. Крымгольца по сборам М. В. Гзовского).

К юго-востоку вулканогенные отложения прослеживаются в верховьях р. Тали-гет, где подстилают карбонатную свиту заведомо кимериджского возраста и вновь выходят на южном и юго-восточном склонах Иджеванского хребта со стороны ущелья среднего течения р. Агстев. В отличие от отложений описанных выше двух районов, здесь преобладают туфы и песчаники.

В средней части склонов юго-западной части Иджеванского хребта оксфордская толща представлена в нижней половине разреза сланцеватыми слюдистыми, перлитовыми и витрофировыми туфами зеленовато-серого цвета, включающими прослои и небольшие линзы почковидных зеленых известняков с Sowerbyceras tortisulcatum d'Orb. и Hibolites sp. (северо-западный склон г. Ах-кая), а в верхней половине граувакковыми и частично нормальными песчаниками с редкими прослоями сланцеватых глин. Свита песчаников согласно переходит кверху в чередующуюся свиту светло-серых псевдоолитовых коралловых известняков и розовато-белых доломитов, включающих редкие прослои фиолетовых туфопесчаников. Она отчетливо прослеживается от верховьев р. Марцигет по частному водоразделу р. Агстев и ее притока р. Тали-гет на восток и северо-восток и далее прослеживается через р. Агри до среднего течения р. Аксибара, слагая верхнюю часть Иджеванского хребта. Мощность свиты закономерно увеличивается в направлении с северо-востока на юго-запад от 400 м в междуречьи р. р. Агри и Аксибара до 200 м в крайней юго-западной части хребта—между сел. Джархеч и месторождением Армутлы, причем на севере и северо-востоке, севернее р. Тали-гет свита сложена почти исключительно доломитами, а на юге—коралловыми известняками. Этот порядок изменения мощностей обусловлен явлениями фациального характера.

В направлении с северо-востока на юго-запад нижние члены карбонатной толщи последовательно замещаются песчаниками и в пространстве между сел. Куйбышев и месторождением Армутлы место нижней половины доломитовой свиты занимают песчаники мощностью до 200 м, включающие прослои мелкообломочных конгломератов, большое количество растительных остатков и обильную мелководную фауну Gervilia, Nerinea, Pinna, Pleuromya, Perisphinctes и одиночные кораллы. Из других фациально-литологических особенностей карбонатной свиты следует отметить: преобладание на юге и юго-западе коралловых известняков, наличие глинистых известняков литографского типа в центральной части занятой ими площади (в окрестностях гор. Иджеван), окварцованность доломитов и доломитизированных известняков на севере и северо-востоке (месторождение кварцитов в окрестностях сел. Лусадзор и Ниж. Агдан), наличие прослоев туфопесчаников (в бассейнах р. р. Агри и Спитак-джур).

В средней части карбонатной свиты встречается обильная фауна гастропод, среди которой в окрестностях сел. Тала были отмечены по нашим сборам верхнелузитанские Ptygmatis pseudobruntrutana Zeuschn., Pseudonerinea jailensis Pčel. и Pseudonerinea pupoidea Pčel. (определение В. Ф. Пчелинцева). Среди наших более ранних определений из этого горизонта указывались также Eustoma aff. germaini Etall., Nerinea cf. eugeniensis Pčel., N. cf. sculpta Etall., датирующие секванский подъярус кимериджа.

Из нижних слоев карбонатной толщи на склоне антиклинальной вершины Ах-кая были собраны Terebratula aff. andelotensis Haas, T. cf.

etalloni Roll., T. cf. rauraca Roll., кораллы и морские лилии, характеризующие ороракский подъярус кимериджа, а из верхов свиты в окрестностях гор. Иджеван был обнаружен Peltoceras sp. К этому же участку относится указание Ф. Фреха и Г. Артгабера (1900) о находке верхнеюрских аптихов.

Восточнее, в пространстве между долинами р. р. Агстев и Хндзоркут карбонатная толща левобережья р. Агстев, расщепляясь, смыкается с мощной вулканогенной толщей, прослаиваемой доломитами и коралловыми известняками. Последняя слагает большие площади в средних течениях бассейнов р. р. Ахум и Тавуш, а также в верхнем течении бассейна р. Хндзоркут и расчленяется на две свиты. Нижняя из них составлена из коралловых известняков и доломитов с прослоями и линзами туфов и туфобрекчий и имеет в основании базальный конгломерат, залегающий на кварцевых порфирах байоса и песчано-глинистых отложениях келловея. Прослеживается она узкой полосой по линии сел. Чоратан— Верх. Кармирагбюр— Берд-Навур— Ицакар— Верх. Агдан и имеет мощность до 300 м. В известняках южных окрестностей сел. Берд встречены гексакораллы, пектиниды, Perisphinctes (сборы автора).

Верхняя свита, залегающая на нижней согласно, сложена многократно чередующимися между собой фиолетовыми туфами, туфобрекчиями, туфоконгломератами, туфопесчаниками, туфосланцами и плагиоклаз-пироксеновыми порфиритами, включающими ряд прослоев, линз и гнезд коралловых известняков и доломитов. На этой свите расположены сел. Берд, Норашен, Мовсес. Мощность свиты составляет 1000 м в направлении сел. Чоратан— Алибеглы и 1800 м в направлении сел. Навур, Нижн. Кармирагбюр, то есть увеличивается от р. Агстев и р. Хндзоркут к долинам р. р. Ахум и Тавуш. Образуя второстепенные антиклинальные и синклинальные пологие складки, свита моноклинально погружается на север, в сторону долины р. Куры.

Литологический состав второй свиты довольно пестрый. Среди порфиритов выделяются плагиоклазовые, пироксеновые и плагиоклаз-пироксеновые разности при афанитовой, брекчиевидной и такситовой текстуре пород. Полевые шпаты в них часто эпидотизированы и соссюритизированы. Среди туфов выделяются кристаллокластические, литокластические и витрокластические разности. Известняки слагаются главным образом из гексакораллов и состоят в основной массе из светло-серо-бурых микрозернистых частиц кальцита, местами доломитизированы и окремнены. Доломиты зернисты, имеют мозаичную структуру, высокий рельеф (под микроскопом) и обнаруживают сдвойникование в крупных ромбовидных кристаллах. Во многих шлифах доломитов наблюдаются отчетливо выраженные реликты шестилучевых кораллов, доказывающие, очевидно, эпигенетический характер явлений доломитизации.

Мощность отдельных прослоев и линз доломитов и коралловых известняков колеблется в пределах от нескольких дециметров до 25—30 м.

Восточнее долины р. Агстев доломиты и известняки имеют наибольшее распространение на плоском водоразделе ее с р. Ахум—от р. Схторут на юге до окрестностей сел. Узунтала и Паравакар на севере. По всем данным геологической съемки и фауны, как это было показано А. А. Атабекяном и автором, они являются эквивалентом описанных выше кимериджских доломитов и известняков противоположного левого склона долины р. Агстев, отделенных от первых полосой верхнемеловых вулканогенно-осадочных отложений, слагающих в долине этой реки узкий синклинорий, ограниченный по крыльям сбросовыми нарушениями.

В туфогенах, подстилающих эту свиту, в истоках р. Хозмарак А. А. Атабекяном были собраны Perisphinctes plicatilis Sow., Aspidoceras (Enaspidoceras) baleanum d'Orb., Sphaeroceras sp.. Hibolites sp. (определения Г. Я. Крымгольца), Modiola cf. hannoverana Strucm., Spondylopecten ex gr. moreanus Buv., Lima sp. (определения Г. Т. Пчелинцевой), датирующие верхний оксфорд.

Описываемый вулканогенно-осадочный комплекс в восточном направлении непрерывно прослеживается в бассейны р. р. Шамхор и Кошкар, где к нему приурочено месторождение алунитов (в окрестностях сел. Заглик). Здесь в известняках г. Шару-кар, идентичных известнякам окрестностей сел. Берд и прослаиваемых туфогенами, Б. Я. Меренковым и П. А. Литвиненко были отмечены колониальные кораллы, среди которых М. Е. Мирчинк были установлены Blastochaetetes capilliformis Dietrich, Calamophyllia furcata Koby, Montivaultia compressoides Koby, Heliocoenia variabilis Koby, H. costulata Koby, обосновывающие кимериджский возраст известняков.

Необходимо указать, что южнее линии сел. Верх. Агдан, Навур, Берд описанные выше песчано-глинисто-граувакковые отложения склонов Иджеванского хребта, включающие фауну зоны Cardioceras cordatum (Sowerbyceras tortisulcatum) выпадают из разреза вулканогенно-осадочного комплекса и горизонт коралловых известняков и доломитов с прослоями вулканогенно-обломочных пород налегает непосредственно на келловейские и байосские отложения.

Южнее описанной выше Алавердской тектонической зоны нижнеюрские отложения широкое развитие имеют на Базумском и Севанском хребтах, входящих в состав Присеванской тектонической зоны.

На Базумском хребте юрские отложения прослеживаются от восточных окрестностей сел. Гукасян (в бассейне р. Ахурян) на западе до окрестностей сел. Пушкино (бассейн р. Гяргяр) на востоке, на протяжении около 70 км, охватывая массив г. Сип, западную часть собственно Базумского хребта и северную полосу центральной его части, к северу от р. р. Желтая и Черная.

Толща юрских отложений сложена здесь двумя выдержанными мощными свитами и по линии сел. Гукасян—сел. Башгюх—сел. Дзорашен—г. Гогаран—коч. Сугаришен—г. Тодор надвинута в южном направлении на вулканогенную толщу среднего эоцена и частью карбонатную толщу сенона.

Нижняя «черная» свита представлена метаморфизованной вулканогенно-осадочной толщей, состоящей из многократно чередующихся сильно измененных диабазовых порфиритов, кварцевых порфиров, хлорит-эпидот-амфиболовых сланцев, филлитовидных плойчатых глинистых и черных аспидных сланцев, розовых и белых плитчатых известняков общей мощностью до 1000 м.

Преобладающими породами толщи являются плойчатые черные и коричневые слюдистые глинистые сланцы и сильно измененные хлоритизированные и эпидотизированные вулканогенные породы, которые многократно переслаиваются между собой, причем в западной половине хребта, в пределах бассейнов р. р. Ахурян и Чичхан преобладают вулканогенные, а в восточной половине— осадочные фации. Известняки встречаются в вулканогенно-осадочной толще в виде отдельных прослоев и пачек, а также линз, подчиненных непосредственно зелено-каменным вулканическим породам. Довольно мощная пачка белых плойчатых известняков встречена в плойчатых черных глинистых сланцах левого склона ущелья р. Желтой, выше рудной зоны Чибухлинского колчеданного месторождения, где она прослежена по простиранию примерно на 2 км.

Вторая «белая» свита, залегающая согласно на «черной» свите, представлена плойчатыми рассланцованными глинистыми окремненными известняками, включающими редкие прослои известковистых песчаников. Этими известняками сложены г. Сип, хр. Карахач, г. Гогаран, верхи северных склонов бассейнов р. р. Желтая и Черная. Мощность свиты в центральной части хребта составляет 800 м.

Обе свиты—«черная» и «белая», дислоцированы совместно под одними и теми же углами, падают в северные румбы и метаморфизованы в одинаковой степени. В ряде мест обе они прорваны интрузиями ультраосновных пород турон-коньякского возраста и малыми интрузиями гранодиорит-порфирового, габбро-порфиритового и габбро-базальтового составов.

На севере хребта указанные отложения посредством крупного разрыва граничат с турон-коньякскими (бассейн верхнего течения р. Ахурян) и эоценовыми (бассейн р. Дзорагет) вулканогенно-осадочными отложениями. В этих же районах местами к ним прислоняются молодые миоплиоценовые лавы, маскирующие зону разрыва. Последний вместе с упомянутым выше южным разрывом придает юрской толще Базумского хребта характер горстообразного поднятия.

Восточнее Базумского хребта на простирании описываемой толщи располагается отмеченная выше нижнеюрская вулканогенно-осадочная толща Шагалинского рудного района.

В западном направлении, в долине р. Ахурян юрские отложения по простиранию скрываются под молодыми лавовыми покровами и уже на правом склоне долины реки обнажаются фаунистически охарактеризованные отложения верхнего мела, прорванные ультраосновными породами.

В восточном направлении, в районе Пушкинского перевала они скрываются под вулканогенными отложениями эоцена.

Юрский возраст описываемых отложений аргументирован недавно. Черная свита, сложенная метаморфическими сланцами, И. В. Баркановым и К. Н. Паффенгольцем относилась условно к кембрию-докембрию, а верхняя белая свита — к сенону.

В 1953 г., при совместных маршрутах с К. А. Мкртчяном и С. А. Сулейманяном, в верховьях одного из правых притоков р. Гяргяр, северо-западнее г. Тодор, в прослое плитчатого розового известняка, залегающего в свите плойчатых слюдистых глинистых сланцев, был обнаружен один экземпляр Belemnites sp. довольно хорошей сохранности. Этим был обоснован мезозойский возраст черной свиты. Впоследствие П. Л. Епремян обнаружил в верхах той же толщи белемниты и аммониты плохой сохранности.

Верхняя белая свита связана с нижней совершенно постепенными и согласованными переходами, метаморфизована в такой же мере, что и нижняя, дислоцирована вместе с нею в одинаковый мере и содержит остатки пектинид, криноидей и планктонную микрофауну.

В 1956 г. П. Л. Епремян на склонах г. Чахчах, в восточной части Базумского хребта обнаружил сланцеватые алевролиты с средне-верхнеальбской фауной (Kossmatella Agassizi Pict., K. cf. chabaudi Fal. и др. — определение М. С. Эристави), расположенные в ядре сильно сжатой синклинальной складки над свитой белых плойчатых известняков. Подобная же фауна подзнее была собрана нами совместно с А. Т. Вегуни и Э. Х. Гуляном. Важно отметить, что альбские отложения с названными аммонитами залегают непосредственно на верхнеюрских известняках и в более восточных районах, в частности на Иджеванском хребте, севернее сел. Джархеч.

В пределах Севанского хребта, на северо-восточном побережьи оз. Севан, по данным В. П. Ренгартена, к верхней юре относится мощная (до 1000 м) толща сильно измененных вулканогенных пород диабазового состава (с линзами известняков и пачками метаморфизованных глинистых сланцев), подстилающая непосредственно трансгрессивную осадочную толщу сенона полосы Шоржа-Зод и относившаяся предыдущими исследователями к турону. Подобные же метаморфизованные диабазовые породы в виде окна обнажаются из-под сенонских мергелей в окрестностях сел. Цовагюх в ядре Дзкнагетской брахиантиклинали.

По данным В. П. Ренгартена, названная вулканогенная толща включает комплекс радиолярий, характерный для верхней юры, причем по приведенным выше данным, эта толща является петрографическим и стратиграфическим аналогом нижней метаморфизованной вулканогенно-осадочной толщи Базумского хребта. По аналогии с Алавердской и Кафанской тектоническим зонам и разрезом западной части Иджеванского хребта базумскую и шахдагскую толщи метаморфизованных вулканогенно-осадочных пород правильнее было бы отнести к оксфорду-лузитану, а свиту плойчатых глинисто-кремнистых известняков Базумского хребта—к кимериджу. Мнение о верхнеюрском возрасте этих известняков было высказано впервые В. П. Ренгартеном.

По данным В. П. Ренгартена, к верхней же юре относится толща спилитов (в низах разреза) и кератофировых туфов (обнаженная мощность около 300 м) в нижнем течении бассейна р. Веди, где она обнажается из-под трансгрессивной толщи сенона Южно-бозбурунской антиклинали (на участке от сел. Верхн. Даргалу до сел. Веди) и включает верхнеюрские радиолярии. Подстилающими для этой толщи должны являться осадочные отложения перми, широко обнажающиеся несколько южнее—на Урцском хребте.

Указанные спилиты могли сопоставляться с порфиритами соседнего района сел. Азнаберт и Неграмского ущелья, однако они, по литературным данным, древнее соответственно келловея и верхнего аалена и моложе среднего триаса.

Последним крупным районом распространения оксфорд-кимериджских отложений в Армении являются бассейны средних течений р. р. Вохчи и Воротан в пределах Кафанского и Горисского районов. Указанный возраст отложений впервые был обоснован Цулукидзе, Халатовым и Архиповым в работе 1869 г. и подтвердился в дальнейшем Л. К. Конюшевским в 1911 г., В. П. Ренгартеном в 1939 г. и автором в 1947 г.

В последнее время к этой точке зрения примкнули также все остальные исследователи Зангезура (К. Н. Паффенгольц, С. С. Мкртчян, С. С. Ванюшин и др.), относившие указанные отложения к средней юре.

В рассматриваемом районе оксфорд-кимериджские отложения представлены мощным комплексом авгитовых и плагиоклазовых порфиритов, туфобрекчий, туфоконгломератов и туфогенов, включающих на различных горизонтах прослои и линзы розовых и белых кристаллически-зернистых и коралловых известняков, граувакков, реже долеритов, и имеющих в основании прерывистый горизонт базальных туфоконгломератов и нормальных конгломератов. Максимальная мощность толщи 1700 м.

В бассейне р. Вохчи оксфорд-кимериджская толща прослеживается широкой полосой от истоков левого ее притока—р. Халадж на юг—юго-восток и через район Кафанского месторождения переходит на правобережье среднего течения р. Вохчи, где слагает большие площади в окрестностях сел. Бех, Вачаган, Багабурдж, Кюрут и Чакатен, перекрывая нижнеюрскую вулканогенную толщу склонов Хуступ-Чимянского хребта.

Севернее р. Халадж (Эджанан) эта вулканогенная толща уходит под свиту титонских известняков района сел. Тандзавер и Малдаш и далее выходит из-под нее на левом склоне ущелья р. Кашуни к северу от сел. Агвани и Тандзавер, откуда протягивается в ущелье р. Воротан, где перекрывается нижненеокомской вулканогенной толщей и местами также акчагыльской вулканогенной толщей.

Наиболее полный разрез толщи фиксирован по линии сел. Каварт, Норашеник, Верх. Хотанан, Тортни. В этом разрезе в низах толщи залегает базальный конгломерат мощностью от 2—3 до 50 м, состоящий из галек подстилающих нижне-среднеюрских андезитовых и кварцевых порфиритов, кварцевых порфиров, альбитофиров, магматических кварцитов и цементирующего туфового вещества. Выше залегает свита мощностью до 250 м оливково-зеленого цвета туфогенов с прослоями известковистых микроконгломератов, коралловых известняков, туфоконгломератов и реже темно-серых долеритов. Цулукидзе, Архипов и Халатов (1870) указывают из этой свиты Mytilus ampulus Quenst., Scyphia verrucosa Goldf., S. milleporata Goldf. et Münst., Siphonya radiata Quenst., S. cf. milleporata Goldf., Spongites concellatus Goldf., S. clathratus Quenst., Pentacrinus astralis Quenst. и др., происходящих из окрестностей сел. Каварт.

Л. К. Конюшевский (1911) из известняков того же горизонта, обнажающихся в окрестностях сел. Тортни, отмечает Terebratula semisela Etall. et Douv., T. Zieteni Lor., T. gregaria Suess, Rhynchonella caucasica, Rh. cf. plicatissima, Encrinus sp., Harpoceras sp. и несколько других ближе неопределимых брахиопод.

За второй туфоосадочной свитой следует свита мощностью до 900 м лилового цвета грубых туфобрекчий и туфоконгломератов с внутриформационными потоками авгитовых и плагиоклазовых порфиритов и редкими прослоями и линзами светло-серых и розовых коралловых известняков. Юго-восточнее сел. Верх. Хотанан и в массиве г. Севкар, где имеются более или менее обособленные крупные скопления пирокластического, весьма рыхлого материала с большим количеством прихотливо залегающих внутриформационных потоков порфиритов и линз коралловых известняков, предполагается существование центров извержений и излияний вулканических продуктов. Из известняков описываемой свиты в окрестностях сел. Кюрут автором был обнаружен Ochetoceras canaliculatum Münst., характеризующий кимериджскую зону Peltoceras transversarium.

Необходимо отметить, что мощность толщи испытывает резкое уменьшение в направлении с восток—северо-востока на запад—юго-запад к гребню Хуступ-Чимянского хребта. Подобное же уменьшение мощностей наблюдается в отношении титона и неокома. Кроме того, в долине р. Халадж, в приустьевой части ее притока—р. Хотанан установлено значительное угловое несогласие (до 20 °) между нижнеюрской свитой кератофиров (столбчатых альбитофиров и туфопесчаников) и базальными горизонтами оксфорда-кимериджа.

Обращаясь к возрастной характеристике описанного выше вулканогенно-осадочного комплекса Малого Кавказа, следует отметить, что он охватывает весь верхний оксфорд, датированный Sowerbyceras tortisulcatum (зона с Cardioceras cordatum) и кимериджский ярус в составе всех его подъярусов (рорака, секвана, лузитана и кимериджа в узком определении), причем в низах разреза достаточное место остается также для более низких горизонтов оксфорда, подтверждением чего может служить наличие Peltoceras atleta Opp. (определение М. Неймайра и В. Улига) в вулканогенной толще Дашкесанского района, подстилаю-

щейся чередующейся свитой доломитов, коралловых известняков и туфогенов с лузитанской Ptygmatis bruntrutana Thurm. (определение В. Ф. Пчелинцева). Из тех же вулканогенных отложений Г. Абихом указывается также Ochetoceras canaliculatum Münst., являющийся одним из типичных представителей зоны с Peltoceras transversarium.

Таким образом, вслед за двумя зонами келловея с Macrocephalites macrocephalus и Reineckia anceps на территории Армении и смежных с ней районов последовательно появляются зоны Peltoceras atleta, Cardioceras cordatum и Peltoceras transversarium.

Все эти зоны указываются также А. И. Джанелидзе и И. Р. Кахадзе для территории Грузии (Верхняя Рача).

Интересно отметить, что фауна верхнего оксфорда-кимериджа, приведенная выше, идентична фауне кораллового яруса (лузитан-кимеридж) Западной Европы, где известняки этого возраста являются существенно коралловыми и по простиранию меняют свое стратиграфическое положение от верхов оксфорда до верхов кимериджа. Как уже указывалось, коралловыми являются также известняки, прослаивающие вулканогенно-осадочную толщу верхнего оксфорда-кимериджа Малого Кавказа.

Фауна оксфорд-кимериджских отложений принадлежит к среднеевропейскому типу и характеризует открытое теплое мелкое море типа современных тропических и субтропических мелководных морей. Развитию коралловых построек в этом море благоприятствовало образование вулканических островков.

Титонский ярус. В пределах Армянской ССР титонские отложения ограничиваются в своем развитии восточным Зангезуром—бассейнами средних течений р. р. Тавуш, Вохчи и Воротан и представлены свитой однородных белых известняков, имеющей в основании конгломерат.

Выходы фаунистически охарактеризованных титонских известняков занимают относительно большие площади на восточных отрогах Баргушатского хребта в междуречьи р. р. Халадж и Кашуни (в окрестностях сел. Тандзавер, Малдаш, Шабадин), где они залегают на различных горизонтах вулканогенной толщи оксфорда-кимериджа и отличаются пологой складчатостью.

Небольшие останцы известняков, относимых условно к титону по аналогии с известняками окрестностей сел. Малдаш (свита г. Тапасар), отмечены также на правом склоне среднего течения р. Вохчи непосредственно у сел. Бех и в 3—4 км к запад—юго-западу от него, а также на междуречьи р. р. Вохчи и Халадж в верхней части массива г. Чимян, где они залегают с базальными туфоконгломератами в основании на нижнеюрских отложениях.

В основании свиты известняков почти повсеместно выделяются красноцветные базальные конгломераты и намывные туфоконгломераты, галька которых состоит из разнообразных порфиритов и отчасти интрузивных пород. Галька и валуны последних в большом количестве встречены нами в базальном намывном туфоконгломерате черных известняков с Patella у сел. Бех и, согласно микропетрографическим исследованиям А. И. Адамяна, представлены монцонитами и сиенито-диоритами, идентичными с монцонитами и сиенито-диоритами, слагающими центральную часть Мегринского хребта и район Каджаранского рудника.

Выше конгломератов располагается свита известняков, которые в своих низах содержат примесь песчаного материала. Среди известняков преобладающими являются светло-серые средне-и толстослоистые псевдоолитовые и частично коралловые известняки, местами окремненные и доломитизированные. Замечен фациальный переход этих известняков в желтоватые мергелистые известняки в направлении от верховьев р. Ха-

ладж к верховьям р. Кашуни в направлении с запад—юго-запада на восток—северо-восток. Максимальная мощность свиты 200 м.

Возраст свиты, согласно палеонтологическим данным В. Ф. Пчелинцева, обработавшего коллекцию фауны В. Г. Грушевого и А. Л. Додина (1936) и В. П. Ренгартена (1949), определяется наличием Phaneroptyxis renevieri Lor., Ph. staczysii Zeuschn., Nerinea cf. silesianea Zitt., Diceras speciosum Münst., Matheronia salevensis Favre, Pterocardium vimminense Roll., которые характеризуют нижний и верхний титон. Титонский ярус характеризует также Terebratula inconstans Sow., обнаруженный нами в известняках, слагающих карниз к север—северо-востоку от сел. Шабадин.

Наиболее древними отложениями, перекрывающими титонские известняки бассейнов р. р. Вохчи и Воротан, являются вулканогенные отложения, перекрывающиеся неокомскими известняками массивов г. г. Кяки, Кяпаз, Агбулаг, Петрос-хач, полосы сел. сел. Давид-бек, Агарак, хр. Сусан-даг и др.

В бассейне р. Ахум, по В. П. Ренгартену, к титону относится маломощная свита белых коралловых известняков с Trichites, обнажающаяся к северо-западу от сел. Берд, где она залегает на вулканогенной толще оксфорда-кимериджа и перекрывается вулканогенной толщей неокома (артаминской свитой В. П. Ренгартена).

Известняки титона являются отложениями открытого теплого мелкого моря, глубиною порядка 50 м. Фауна среднеевропейского типа.

3. МЕЛ

А. НИЖНИЙ МЕЛ

Распространение нижнемеловых отложений на территории Армении ограничивается бассейнами р. р. Дзорагет, Агстев, Тавуш, Вохчи и Воротан в зоне Антикавказа и р. Арпа в Приараксинской зоне. По стратиграфическим и палеонтологическим данным установлено наличие в их составе валанжина, готерива, баррема, апта и альба, причем относительно полный их разрез имеется в восточном Зангезуре — в бассейнах р. р. Вохчи и Воротан. Наиболее полные и ценные палеонтологические данные по нижнему мелу Армении принадлежат В. П. Ренгартену, М. С. Эристави, В. Л. Егояну, В. Т. Акопяну (по Зангезуру) и А. А. Атабекяну (по бассейну р. Агстев).

Нижний валанжин Впервые на наличие в Армении нижнего неокома указал В. П. Ренгартен (1941) при изучении им разреза юрских и нижнемеловых отложений водораздельного участка р. р. Халадж (левый приток. р. Вохчи) и Кашуни (правый приток р. Воротан). В районе г. Тапасар им были отмечены туфобрекчии и туфогены, которые перекрывают трансгрессивно верхнетитонские известняки и перекрываются неокомскими известняками. Отложения эти он отнес к нижнему неокому.

В 1947 г. при изучении юрских отложений Зангезура нам пришлось убедиться, что к нижнему неокому относятся не только отмеченные В. П. Ренгартеном породы, но и значительная часть пород мощного вулканогенного комплекса бассейнов р. р. Халадж, Вохчи, Кашуни, относившегося ранее к средней юре.

По данным наших исследований, вулканогенная толща неокома протягивается от массива г. Тапасар на восток к сел. Верх. Хотанан, далее к г. Агджикаин, сел. сел. Арцваник, Хдранц, Агарак и Сеидляр и ухо-

дит к юго-востоку в территорию Азербайджана, в северном же направлении прослеживается через среднее и нижнее течение р. р. Кашуни и Воротан в Горисской район, причем почти повсеместно перекрывается толщей заведомо неокомских известняков, падая полого на север—северо-восток и восток. В главной своей массе она составлена из фиолетового цвета порфиритовых туфобрекчий, порфиритов с необычайно крупными порфировыми выделениями соссюритизированных основных плагиоклазов, столбчатых авгитовых порфиритов (в верхах толщи), частично из туфопесчаников, светло-серых и розоватых зернистых известняков и базальных туфоконгломератов. Мощность толщи увеличивается в направлении с юго-востока на северо-запад против течения р. Вохчи и левых ее притоков и с юго-запада на северо-восток—от р. Вохчи к р. Воротан, достигая максимума в бассейне р. Кашуни—600 м. В направлении с северо-запада на юго-восток она последовательно налегает на все более древние горизонты юры: верхнего титона на северо-западе, верхов кимериджа в районе сел. Арцваник, низов оксфорда-кимериджа на междуречьи р. р. Вохчи и Пирчеван. Конгломераты в основании толщи, отмеченные на г. Тапасар, на южном склоне Агджикаин, в окрестностях сел. сел. Арцваник и Сеидляр содержат в гальке, наряду с более древними авгитовыми порфиритами, также гальку известняков, микроскопически идентичных титонским известнякам г. Тапасар, а также красноземы типа латеритов (в цементе). В пространстве между р. р. Кашуни и Воротан в вулканогенной толще размещен ряд мелких интрузий темно-серых шаровых габбро и габбро-анортозитов. Из этих отложений В. Т. Акопяном в 1957 г. в верховьях р. Севакар был обнаружен нижневаланжинский Triptyxis belbekensis Pčel. Непосредственно восточнее Горисского района, куда прослеживается описываемая толща, в окрестностях сел. Гейял, по данным А. Г. Халилова (1955), над кимериджской вулканогенной толщей с Nerinea sequana Thurm. u Nerinea ursicinensis Thurm. (определения Т. Двали), соответствующей лузитан-кимериджской толще Зангезура, Шамшадина и Иджевана, залегает новая вулканогенная толща с нижненеокомскими Astarte cf. laevis Phill., Cyprina bernensis Leym. и Harpagodes desori Pict. et Camp. (определения М. С. Эристави). М. С. Эристави и В. Л. Егоян (1955), изучившие нижнемеловые отложения Зангезура, выделенную нами вулканогенную толщу нижнего неокома тоже сопоставляют с фаунистически охарактеризованной вулканогенной толщей нижнего неокома окрестностей гор. Кубатлы.

Как уже указывалось, В. П. Ренгартен к нижнему неокому относит также вулканогенную (туфопорфиритовую) толщу, заключенную между титонскими известняками района сел. Берд и сеноманскими известняками окрестностей сел. Чинчин в бассейне среднего течения р. Тавуш. Мощность толщи порядка 300—400 м.

Верхний валанжин, готерив и баррем. Отложения этого возраста, выделенные впервые А. Н. Соловкиным, распространены в восточном Зангезуре примерно на тех же площадях, что и нижневаланжинские отложения — в бассейнах р. р. Воротан, Кашуни, Халадж, Вохчи. Кроме того, ими же сложены верхняя часть массива г. Хуступ и узкая, северо-западного простирания полоса у пограничного с Ираном поста Бартаз в долине р. Аракс, между юго-восточным окончанием Зангезурских гор и Иранским Карадагом. Всюду они образуют характерные моноклинальные, второстепенные антиклинальные или останцевые синклинальные структуры, образуя эффектные карнизы и эскарпы над более рыхлыми вулканогенными отложениями юры и нижнего неокома. Они хорошо выделяются также своей светло-серой, пепельно-серой и реже

розовато-белой окраской и компактностью сложения на больших пространствах.

На территории Армении главным полем развития указанных отложений является пространство между сел. сел. Давид-бек и Агарак, откуда они через хр. Сусун-даг прослеживаются по ущелью р. Вохчи на юго-восток до р. Аракс и далее, круто поворачивая на восток, получают широкое развитие на северо-западных склонах Иранского Карадага. Точно так же синклинальная свита района поста Бартаз, имея на левом склоне долины Аракса северо-западное простирание, круто поворачивает на северо-восток на противоположном склоне долины.

Рассматриваемые отложения представлены средне-и толстослоистыми белыми, розовато-белыми сероватого оттенка полукристаллическими органогенными известняками, переполненными на отдельных участках остатками брахиопод, гастропод, рудистов, аммонитов, мшанок и др. и включающими в верхних горизонтах свиты бесформенные стяжения кремния молочно-серого цвета. В основании свиты известняков залегают местами маломощные линзы и пропластки конгломератов, галька которых состоит исключительно из порфиритов и плотных туфогенов при намывном известковистом туфовом цементе. Фауна, происходящая из свиты известняков, изучена В. П. Ренгартеном (1941), М. С. Эристави и В.Л. Егояном (1955), Т.А. Мордвилко и В.Т. Акопяном (1957). По детальным исследованиям последнего автора, толща известняков имеет мощность 360 м. и охватывает верхний валанжин, готерив, нижний баррем и верхний баррем.

К верхнему валанжину—готериву относится нижняя половина свиты мощностью 180—200 м, включающая Diozoptyxis mareni d'Orb., Nerinea Renngarteni Pčel. (валанжинские формы), Trigonia longa Agas., Cyprina bernensis Leym. var lata Mordv. (готеривские формы—определения Т. А. Мордвилко). К нижнему баррему относится пачка известняков мощностью около 100 м, залегающая согласно на готеривской пачке и содержащая Holcodiscus perezi d'Orb., Astieria elegans Kar. и Pulchelia nicklesi Hyatt (определения Т. А. Мордвилко). Вероятно к этой же пачке относятся указываемые М. С. Эристави и В. Л. Егояном белемнит Duvalia cf. gagrica Schue и рудисты из группы древних хамид.

Значительно более богатая фауна была изучена из верхних слоев толщи, относящихся к верхнему баррему. Из толщи известняков В. П. Ренгартен указывает Requienia griphoides Math., Pachytraga kafanensis Renng., Agriopleura marticensis d'Orb., Monopleura urgonensis Math., M. sulcata Math. и др., датирующие верхний баррем (рудистовая фация ургона).

Подробные списки фауны приводятся также М. С. Эристави и В. Л. Егояном. Из разреза окрестностей сел .Давид-бек они указывают в низах свиты: Duvalia cf. gagrica Schw., Rhynchonella aff. lata d'Orb. var. minor Iac. et Fal., Rh. multiformis Roem., Terebratula cf. biplicata Sow. и др. неопределимые формы из средних и верхних горизонтов свиты. Богатая барремская фауна ими встречена также в брекчиевидных известняках окрестностей сел. Арцваник, в верхах свиты (по В. П. Ренгартену). Это будут: Phylloceras Milaschewitchi Kar., Ph. cf. infundibulum d'Orb., Barremites difficilis d'Orb., B. cf. subdifficilis Kar., B. aff. psilotatus Uhl., B. tenuicinctus Sar. et Schon., B. charieri d'Orb., Puzosia Neumayri Haug, P. pontica Kar., Rhynchonella malbossi Pict., Terebratula acuta Quenst., T. mutoniana d'Orb., Duvalia sp. ind., Lytoceras sp. ind., указывающие в комплексе на верхний баррем (по В. П. Ренгартену). Небольшое количество барремских форм (Barremites, Puzosia и др.) в определениях В. П. Ренгартена приводится также

П. Л. Епремяном (1950) из участка между сел. сел. Татев и Малдаш, из известняков г. Петрос-хач. Из ранних определений фауны большой интерес представляют приведенные в работе А. Н. Соловкина барремские аммониты Desmoceras ligatum d'Orb. и Desmoceras cassidoides Neum. et Uhl.

Неокомский возраст известняков вершины г. Хуступ к юго-западу от гор. Кафан определяется, по данным В. П. Ренгартена (1941), присутствием в них Exogyra subsinuata Leym., Arctostrea rectangularis Roem., Orbitolina sp., а также общими стратиграфическими данными. На простирании хуступских известняков находятся упомянутые выше известняки поста Бартах на р. Аракс, где неокомский их возраст был обоснован Ж. Валентином и подзнее Г. Рибеном (1934).

В последних работах К. Н. Паффенгольца (1953) описанные свиты вулканогенных отложений и известняков с фауной неокома отнесены ошибочно к верхней юре.

Фауна неокома характерна для открытого мелкого моря и идентична с таковой из Западной Европы, Балкан, Большого Кавказа, Западного Закавказья и из других областей Среднеземноморского орогена, причем, по мнению М. С. Эристави и В. Л. Егояна, аммонитовые и брахиоподовые фации по сравнению с рудистовой фацией отмечают относительно более глубоководные условия осадконакопления в барремском бассейне.

Первичные мощности отложений неокома в обнаженных своих частях ощутимых изменений не испытывают. В южных Приараксинских частях района неокомские известняки залегают на различных горизонтах юрских отложений, чем подчеркивается трансгрессивный их характер и геоантиклинальные тенденции развития Зангезурско-Карадагской дуги, сложенной в ядре палеозойскими и юрскими отложениями.

Аптский ярус. Отложения аптского возраста следуют в своем распространении за барремскими отложениями бассейна р. Воротан и выражены в главной своей массе различными песчаниками, туфогенами, мергелями и частично песчанистыми известняками и конгломератами, имеющими общую мощность около 330 м.

В. П. Ренгартен (1941) подразделяет эту толщу на две трансгрессивные свиты с базальными конгломератами—нижнеаптскую (130 м), представленную светло-серыми мергелями и прослаивающими их туфогенными песчаниками с Deshayesites Weissi Neum. et Uhl., Costidiscus resticostatus d'Orb. и верхнеаптскую (200 м), представленную туфогенными песчаниками с прослоями детритусовых известняков и фауной Phylloceras aptiense Sayn, Ph. pseudoernesti Coll., Salfeldia Guettardi Rasp., Lytoceras Liebigi Opp. mut. aptiensis Fall., Tetragonites depressus Rasp. var. Jacobi Fall., Desmoceras akuschaense Anth., Puzosia falcistriata Anth., Colombiceras Tobieri Iac. var. discoidalis Sinz., C. subtobieri Kasan., Acanthoplites subpeltoceroides Sinz., Cheloniceras martini d'Orb. var. caucasica Anth. и др.

М. С. Эристави и В. Л. Егоян из своих сборов фауны из окрестностей сел. сел. Давид-бек, Шараплы, Могес и Татев указывают для нижней свиты также Cheloniceras Albrechti—austriaea Hoh., Ch. seminodosom Sinz., Deshayesites Weissi Neum. et Uhl., Colchidites longus Rouch., а для верхней свиты—Acanthoplites (Colombiceras) gargasensis d'Orb, являющиеся руководящими соответственно для нижнего и верхнего апта.

Указанные авторы разрез нижнего мела от баррема до верхнего апта включительно считают непрерывным, рассматривая указываемые В. П. Ренгартеном конгломераты как внутриформационные образования.

В северной Армении верхнеаптские отложения указываются из окрестностей сел. Верхн. Агдан в среднем течении бассейна р. Агстев. Отсюда В. Л. Егоян (1957) описывает Parahoplites melchioris Anth. var. lata var. nov. и Diadochoceras (?) armeniacum sp. nov. (из слоев туфогенных песчаников, перекрывающих оксфорд-кимериджские известняки).

Фауна апта, представленная гладкими, тонко орнаментированными и развернутыми аммонитами, двустворчатыми, морскими ежами и многочисленными плеченогими, характеризует, по мнению М. С. Эристави и В. Л. Егояна, неритовую зону и в комплексе гомотаксична аптской фауне Западной Европы, Большого Кавказа и остальных районов Закавказья. Осадки апта накапливались в бассейне значительно более глубоководном, чем барремский бассейн.

Альбский ярус. В описанных выше бассейнах р. р. Вохчи и Воротан альбские отложения не отмечены, хотя в смежных районах Нагорного Карабаха и Курдистана они пользуются значительным распространением. Вероятно в этих бассейнах они были размыты перед последующими трансгрессиями сеномана и турона, которые трансгрессивно срезывают нижнемеловые отложения на площадях, расположенных непосредственно восточнее Зангезура.

Альбские отложения распространены в армянской части зоны Антикавказа, в бассейне р. Агстев, где они под различными возрастными определениями были описаны К. Н. Паффенгольцем, В. П. Ренгартеном, А. Т. Асланяном, А. А. Атабекяном, В. Л. Егояном и М. С. Эристави. За последние годы они были изучены детально А. А. Атабекяном, палеонтологические выводы которого позднее, в 1954 г., были подтверждены В. Л. Егояном и М. С. Эристави. В бассейне р. Агстев альбские отложения распространены на Иджеванском хребте (водораздел между р. р. Агарцин, Хачбулах и Спитак-джур), в бассейне верхнего течения р. Спитак-джур, в районе сел. сел. Верхн. Агдан, Геташен, Айрум, Котигюх.

В Иджеванском хребте, на его склоне, обращенном к сел. Джархеч (Куйбышев), альбские отложения с конгломератами в основании залегают над кимериджскими коралловыми известняками и доломитами, перекрываясь трансгрессивно верхнетуронскими отложениями. Представлены они глауконитовыми и известковистыми серыми и желтовато-серыми песчаниками и частично мергелями общей мощностью 70 м. Из нижней половины свиты А. А. Атабекян приводит Exogyra corpulenta Atab., E. corpulenta Atab. var. Bobkovae Atab., E. djamadjarica Muzaf., Hamites sp. ind., Alectryonia sp. ind., Turrillites hugardianus d'Orb., Rhynchonella sp. ind., Puzosia sharpei Spath, P. dalidagensis Atab., Stoliczkaia rhamnonta (Seeley), St. raricostata Atab., Scaphites cf. simplex Iukes-Browm, Hysteroceras aff. varicosum Sow., Pervinqueria armenica Atab., Neohibolites sp. ind., Aucellina gryphaeoides Sow., Toxaster sp.

Согласно этой фауне верхняя половина разреза относится к верхнему альбу, а нижняя половина, вероятно, к среднему альбу.

Далее на восток от Иджеванского хребта до правобережья р. Агстев альбские отложения срезаны туронской трансгрессией до их основания и вновь выступают в районе сел. Верхн. Агдан, на водоразделе между р. р. Агстев и Агданагет, южнее крупной синклинальной складки, сложенной сенонскими известняками. Здесь в урочище Гелер на размытой поверхности массивных белых известняков верхнего оксфорда-кимериджа, образующих скалы Гелер, Гюмбет, Лачин-кая, залегает с конгломератами в основании свита желтовато-серых и пепельно-серых сильно известковистых глауконитовых глинистых песчаников, частью туфогенов и темно-зеленых мергелей общей мощностью 50 м. Из этой сви-

ты в 1944 г. нами были собраны Cuculaea glabra Park., Thetironia ex gr. minor Sow. (определение Т. А. Мордвилко), Trigonia ex gr. nodosa Sow. (определение А. Л. Цагарели) и Hamites sp. Эта фауна была отнесена Т. А. Мордвилко к клансейскому подъярусу альба. Более ранние предварительные определения фауны, произведенные В. П. Ренгартеном (сборы К. Н. Паффенгольца), указывали на верхнеаптский возраст вмещающих отложений.

В настоящее время, после исследований А. А. Атабекяна нижняя половина свиты урочища Гелер датируется средним альбом, а верхняя половина—верхним альбом, что подтверждается также данными М. С. Эристави и В. Л. Егояна.

А. А. Атабекян из нижней свиты указывает Trigonia daedalea Park., Tr. coquandi d'Orb., Tr. aff. aliformis Park., Isocardia ex gr. crassicornis Pict. et Roux, Pecten faultinus Woods, Exogyra caucasica Mordw., Ex. latissima Lam., Inoceramus concentricus Park., In. anglicus Woods и др., а из верхней свиты—Kossmatella Agassizi Pict., Aucellina gryphaeoides Sow., P. sp. ind., Hamites sp. ind., Neohibolites sp. Список верхнеальбской фауны пополнен В. Л. Егояном и М. С. Эристави рядом других форм, а именно: Aucellina aptiensis Pomp., A. Nasibianzi Sok., A. Pompeckiji Pavl., A. Anthulai Pavl., A. parva Stul., Latidorsella cf. latidorsata Mich., Neithea quinquecostata Sow.

По сообщению А. А. Атабекяна, по новейшим данным, средне-верхнеальбскому возрасту не противоречит также обнаруженная нами фауна, приведенная выше, причем Trigonia ex gr. nodosa из нашего списка он определяет как Trigonia daedalea. В центральной части Иджеванского синклинория альбские отложения между разрезами верхней юры и верхнего турона-коньяка вновь отсутствуют и выходят далее в бассейне левого притока р. Агстев—р. Джогаз, в окрестностях сел. Геташен, Айрум, Котигюх, а также на междуречьи р. р. Барана и Джогаз с северо-западной его стороны.

На участке между сел. Геташен — Айрум альбские отложения представлены свитой толстослоистых желтоватых мелкозернистых туфопесчаников, нормально-осадочных песчаников и песчанистых мергелей, содержащих, по данным А. А. Атабекяна, Hysteroceras Orbignyi Spath. H. carinatum Spath, Hamites sp., Baculites sp., Barbatia ex gr. cottaldi d'Orb., из которых первые два, обнаруженные в верхней половине свиты, характерны для нижней зоны верхнего альба Англии, Северного Кавказа и Копет-Дага. Из базальных слоев свиты им указываются также Trochactaeon sp. и Itruvia sp. Последний род появляется лишь в сеномане, и вопрос его находки в альбе требует детального обоснования.

Указанные отложения, уходя в северном направлении под сеноманские и турон-сенонские вулканогенные отложения и замещаясь по простиранию местами более молодыми коньякскими вулканическими аппаратами, вновь выступают в окрестностях сел. Котигюх, где образуют ряд узких, сближенных второстепенных синклинальных и антиклинальных складок близмеридионального простирания. По нашим наблюдениям 1953 г, вулканогенно-осадочный комплекс участка сел. Котигюх подразделяется снизу вверх на следующие свиты: 1) темно-серые туфобрекчии с внутриформационным потоком плагиоклаз-пироксеновых порфиритов мощностью 100 м; 2) фельзитовые и витрофировые туфы и туфоалевролиты мощностью 100 м; 3) желтовато-бурые сланцеватые известковистые туфогенные песчаники с обуглившимися стволами деревьев, остатками пелеципод и гастропод, включениями розовато-коричневого цвета копала и гальками порфиритового состава залегает трансгрессивно и имеет

мощность 150 м; 4) чередование туфопесчаников, туфоалевролитов, туфов, туфобрекчий и порфиритов мощностью более 400 м, обнажающихся западнее селения.

В несколько ином виде представляют разрез этих отложений В. П. Ренгартен, Н. Н. Бобкова и А. А. Атабекян.

По устному сообщению А. А. Атабекяна, к альбу относятся отложения, обнажающиеся в 1,5 км к востоку от сел. Котигюх, в ущельи реки и на западной—северо-западной окраине селения, где они трансгрессивно залегают на туфобрекчиях и туфоконгломератах, и, в свою очередь, перекрываются фаунистически охарактеризованными отложениями сеномана. Подстилающие вулканогенные породы упомянутый автор и Н. Н. Бобкова условно относят к верхней юре, а В. П. Ренгартен—к средней юре.

Альбские отложения общей мощностью 125 м представлены здесь мелко - и среднезернистыми туфогенными и полимиктовыми песчаниками с маломощными (1 м) базальными конгломератами в основании.

В верхней части разреза, имеющей мощность 6 м, они содержат горизонт песчанистых глин с желваками копала и обугленными растительными остатками. Из этих песчанистых глин Н. Н. Бобкова указывает Baculites ex gr. undulatus d'Orb., Nucula sp., Lucina sp. ind., Veniella sp., Tellina sp., Glicimeris sp. ind., Corbula elegantula d'Orb., Perna ex gr. ricordeaui d'Orb., Pecten sp. ind., Ostrea sp. ind и Dreissensia cf. lanceolata Sow., а А. А. Атабекян из самых верхних слоев разреза собрал плохо сохранившуюся фауну пелеципод и гастропод, а также редкие Baculites sp.

Нижнюю часть разреза мощностью 80 м В. П. Ренгартен относит условно к неокому, а верхнюю часть, начиная с горизонта песчанистых глин с фауной пелеципод (копалоносные слои) также условно—к нижнему апту.

Н. Н. Бобкова условно к апту относит, кроме копалоносных песчанистых глин, также нижележащие слои, а верхнюю часть разреза она считает условно альбской.

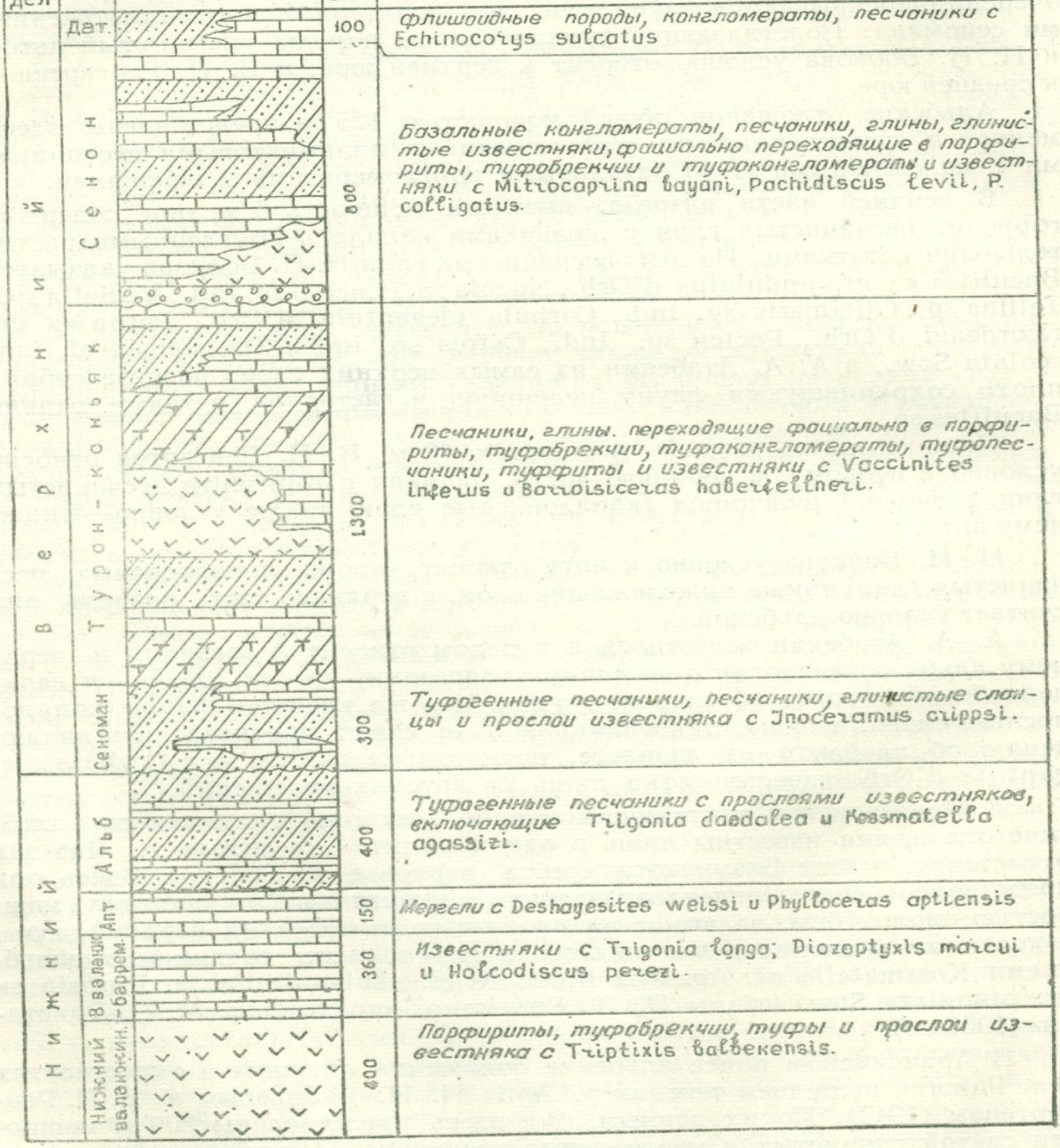
А. А. Атабекян все эти слои в целом относит к среднему и верхнему альбу по аналогии с соседними разрезами, где их средне - и верхнеальбский возраст обоснован прочно. Что же касается фауны копалоносных слоев, то она стеногалинная и не может противоречить заключению об альбском их возрасте, несмотря на то, что вид Corbula elegantula d'Orb. известен пока лишь из аптских отложений.

В Присеванской тектонической зоне, как уже указывалось, альбские отложения известны лишь в одном пункте—на склоне г. Чах-чах в восточной части Базумского хребта (верховье р. Гяргяр). Здесь они представлены свитой зеленовато-серых глауконитовых алевролитов мощностью около 70 м, залегают на плойчатых известняках верхней юры, с которими дислоцированы согласно и переполнены средне-верхнеальбскими Kossmatella cf. Agassizi Pict., K. cf. chabaudi Fal. u Puzosia ex gr. planulata Sow. (сборы П. Л. Епремяна, определение М. С. Эристави—1957 г.).

В Араксинском поясе альбские отложения описаны в окрестностях сел. Гнишик в среднем течении р. Арпа Н. Н. Яковлевым и В. П. Ренгартеном (1941). По их данным, они здесь представлены 200 м мощности свитой глинистых и мергелистых песчаников с красным базальным конгломератом в основании и содержат характерную фауну: Scaphites meriani Pict. et Camp., Aucellina gryphaeoides Sow. и Inoceramus concentricus Park. Подстилающими являются отложения палеозоя и триа-

СВОДНАЯ
СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ КОЛОНКА
Меловых отложений
Армянской ССР

м.200 0 200 400 м



Отдел	Ярус	Мощ. в м.	Характеристика пород
Верхний	Дат.	100	Флишоидные породы, конгломераты, песчаники с Echinocoryus sulcatus
	Сенон	800	Базальные конгломераты, песчаники, глины, глинистые известняки, фациально переходящие в порфириты, туфобрекчии и туфоконгломераты и известняки с Mitrocarina bayani, Pachidiscus tevii, P. colligatus.
	Турон-коньяк	1300	Песчаники, глины. переходящие фациально в порфириты, туфобрекчии, туфоконгломераты, туфопесчаники, туффиты и известняки с Vaccinites inferus и Barroisiceras haberfellneri.
	Сеноман	300	Туфогенные песчаники, песчаники, глинистые сланцы и прослои известняка с Inoceramus crippsi.
Нижний	Альб	400	Туфогенные песчаники с прослоями известняков, включающие Trigonia daedalea и Kossmatella agassizi.
	Апт	150	Мергели с Deshayesites weissi и Phylloceras aptiensis
	Валанжин.-баррем.	360	Известняки с Trigonia longa; Diozeptyxis marcui и Holcodiscus perezi.
	Нижний валанжин.	400	Порфириты, туфобрекчии, туфы и прослои известняка с Triptixis balbekensis.

са, перекрывающими—трансгрессивные сеноманские отложения с Scharpeiceras kabardinense Sim., Bac., Sok.

В остальных районах Армении альбские отложения нигде больше не установлены.

Из приведенного обзора следует, что альбские отложения представляют в целом осадки мелкого моря, отлагавшиеся преимущественно в прибрежных условиях, причем наблюдается резкое увеличение содержания вулканических продуктов в них и относительно грубообломочного материала по мере продвижения с юга на север, к Куринской депрессии.

Фауна альба Армении имеет большое сходство с фауной одновозрастных отложений Южной Англии, Средней Европы, Италии, Португалии, Африки, Карпат, Крыма, Большого Кавказа, Копет-Дага и остальных районов Закавказья.

Б. ВЕРХНИЙ МЕЛ

Верхнемеловые отложения, в отличие от нижнемеловых, имеют на территории Армении большое распространение и слагают значительные площади на северо-восточных склонах Малого Кавказа, в системе Ширакского, Памбакского и Цахкуняцского хребтов, в бассейне оз. Севан, на Айоцдзорском хребте и в Приараксинской зоне Армении—в междуречьи р. р. Гарни и Веди, обнажаясь преимущественно в ядрах антиклинальных складок, сложенных в крыльях эоценовыми отложениями и в синклинальных сегментах, сложенных в крылях более древними юрскими и нижнемеловыми отложениями. Представлены они всюду в морской фации в составе сеномана, турона, сенона и датского яруса, причем верхний сенон и датский ярус представлены в нормально-осадочной, преимущественно глинисто-карбонатной литофации, а сеноман, турон и нижний сенон—преимущественно в вулканогенной и вулканогенно-осадочной литофациях.

Верхнемеловые отложения Армении подробно освещены в работах К. Н. Паффенгольца, В. П. Ренгартена, В. В. Тихомирова, А. Т. Асланяна, А. А. Атабекяна, В. Л. Егояна. Ценные сведения по ним имеются также в трудах Г. Абиха, И. А. Агабабова, П. Боннэ, В. Н. Котляра, В. Ф. Пчелинцева, Н. Н. Бобковой, В. И. Славина, Р. А. Аракеляна, П. Л. Епремяна, Ю. А. Мартиросян и др.

Сеноманский ярус. Отложения этого возраста в своем развитии следуют обычно за альбскими отложениями и распространены лишь в поясе Антикавказа и в районе Айоцдзорского хребта.

В первой зоне они распространены в бассейне нижнего течения р. Дебед, в районе сел. Керплу, в бассейне р. р. Кохб и Барана (в окрестностях сел. Кохб, Ноемберян, Довех), в бассейне р. Джогаз (в окрестностях сел. сел. Джуджеван, Котигюх, Айрум) и в бассейнах средних течений р. р. Ахум и Тавуш (в окрестностях сел. Чинчин, Тавуш, Нижн. Кармирахбюр), где они залегают на различных горизонтах альба, оксфорда и кимериджа и перекрываются турон-коньякской и отчасти сантон-кампанской вулканогенными толщами, образуя пологоскладчатые структуры северо-восточного простирания с шарнирами, падающими круто к долине р. Куры.

В пространстве между р. Дебед и р. Барана (окрестности сел. Ноемберян) сеноманские отложения мощностью около 300 м сложены снизу вверх конгломератами, туфогенными и известковистыми гравелистыми песчаниками, мергелистыми тонкозернистыми песчаниками, детритусовыми известняками и мергелистыми туфогенными песчаниками, содержа-

щими местами туфы кварцевых порфиров. На участке между сел. Кохб и Ноемберян проходит сбросовое нарушение с опущенным северным крылом, вследствие чего сеноманские отложения приходят в контакт с сантон-кампанской туфогенной толщей, слагающей меридиональный массив хребта Бертах. Мощность сеноманской свиты, вследствие неравномерного предтуронского размыва, сильно уменьшается в сторону долины р. Дебед. На всем этом участке свита сеномана залегает на порфиритах и кварцевых порфиритах оксфордского яруса, перекрываясь вулканогенной толщей верхнего турона-коньяка (на участке между р. Дебед и г. Бертах) и частично сантона-кампана (в бассейне р. Барана). Юго-западнее сел. Ниж. Керпилу эта свита перекрывает также небольшие массивы гранодиоритовых интрузий.

Сеноманский возраст свиты впервые был обоснован палеонтологическими данными В. П. Ренгартеном (1941). В одной из последних работ он указывает из этой свиты Neolobites cf. vibrayeanus d'Orb., Pervinquieria cf. gracillima Kossm., Eriphyla striata Sow., Inoceramus Crippsi Mant., Exogyra cf. canaliculata Sow., Phylloceras.

Восточнее, в бассейне левых притоков р. Агстев, сеноманские отложения, изученные детально А. А. Атабекяном и Н.Н. Бобковой, сильно обогащаются туфовым материалом и приобретают облик туфоосадочных отложений. Здесь, севернее сел. Котигюх, южнее сел. Достлу и в окрестностях сел. Айрум они сложены снизу вверх конгломератами, известковистыми песчаниками и туфопесчаниками, чередующимися туфоалевролитами и туфобрекчиями, имеющими наибольшую мощность (севернее сел. Котигюх) около 150 м. В окрестностях сел. Айрум обнажаются низы толщи мощностью около 30 м. Севернее этого пункта и сел. Котигюх, на фоне сеноманских отложений эффектно выступают отпрепарированные центры излияний коньяк-нижнесантонских кислых лав. Здесь сеноманские отложения залегают на альбских и верхнеюрских отложениях и трансгрессивно срезаются вулканогенной толщей верхнего турона-коньяка.

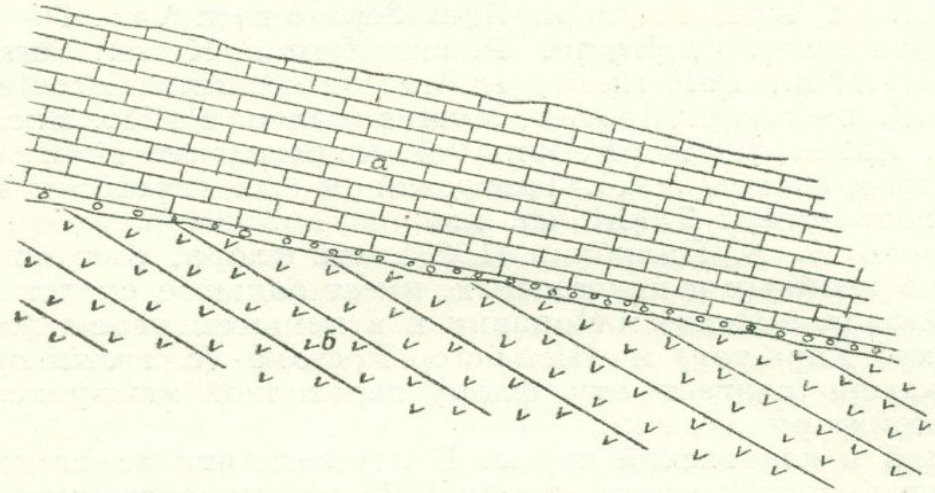
Из отложений этого района Н. Н. Бобкова и А. А. Атабекян указывают богатую сеноманскую фауну в составе: Bostrychoceras cf. Thomasi Perv., Volutoderma subfenestrata Pčel., Grammatodon angulatus Reuss, Cucullaea matheroniana d'Orb., C. ex gr. glabra Park., C. cf. subglabra d'Orb., C. cf. chimiensis Gümb., Trigonoarca quadrans Renng. T. passyana d'Orb., T. trigona Seg., T. cf. ligeriensis d'Orb. Isocardia praeplanidorsata Bobk., Sphaerulites foliaceus Lam., Lucina downesi Woods, Cardium subproductum Thomas et Peron, Cardium transcaucasicum Bobk. Unicardium ringmeriense Mant., Eriphylla lenticularis Goldf., Cyrena connauxensis Rep. var. orientalis Renng. C. cenomanensis Rep. var. armenica Renng., Cyprimeria (Cyclorisma) cf. foba Soue.

Минуя бассейн р. Агстев, сеноманские отложения вновь появляются в средних течениях р. р. Ахум и Тавуш по линии сел. Чинчин, Тавуш, Мовсесгюх, где со значительным угловым несогласием залегают на неокомской и кимериджской вулканогенных толщах и перекрываются турон-коньякской вулканогенной толщей.

Указанные отложения представлены здесь снизу вверх конгломератами изменчивой мощности (от нуля до 2—3 м), органогенно-обломочными крупнозернистыми светло-серыми известняками мощностью 25—30 м, туфопесчаниками и пелитоморфными туфами мощностью до 100 м. В разрезе отчетливо выделяются известняки, которые образуют эффектно выраженный карниз поперек долины р. Тавуш. Западнее сел. Чинчин и в окрестностях сел. Мовсесгюх сеноманская толща выклинивается и выпадает из-под трансгрессивной толщи турона-коньяка.

Сеноманский возраст толщи определяется найденными В. П. Ренгартеном Exogyra conica Sow., Gastropoda, Cyprina, Neithea, Pecten, а также характерной для сеномана формой Durania Pervinquierei Toucas, установленной указанным автором в сборах В. И. Славина. На присутствие последней формы из сеномана Малого Кавказа указывает также В. Ф. Пчелинцев (1946).

Сеноманские отложения на незначительной площади развиты также в среднем течении р. Арпа, в районе сел. сел. Гнишик и Гюлистан.



Угловое несогласие до 15-20° между свитой детритусовых известняков сеномана (а) и туфопорфиритовой свитой неокома (б) в сел. Чинчин (Шамшадинский район)

По данным В. П. Ренгартена (1941), сеноманская свита мощностью до 225 м залегает в окрестностях сел. Гнишик трансгрессивно на верхнеальбской свите (с Inoceramus concentricus Park.) и сложена известковистыми песчаниками с прослоями конгломератов (низы свиты) и палево-серого цвета мергелями, содержащими Sharpeiceras kabardinense Sim., Bac., Soc. По данным В. П. Ренгартена, в районе сел. Гюлистан сеноманские отложения имеют мощность 10 м и представлены мергелистыми песчаниками с прослоями песчанистых известняков с Plesioptigmatis olisipo nensis Sharpe и Pecten (Camptonectes) sp. n. ex gr. dubisensis Woods. Залегают они трансгрессивно на послекелловейской немой вулканогенной толще и перекрываются песчано-конгломератовой свитой турона.

Вся приведенная выше сеноманская фауна существенно неритическая и, по данным В. П. Ренгартена, В. Ф. Пчелинцева и А. А. Атабекяна, сходна с сеноманской фауной средней и южной Европы и частично Англии, Средней Азии, Южной Индии, Северной Африки и Южной Америки.

Необходимо отметить, что в описываемых сеноманских отложениях нередко встречаются также остатки флоры. Нами они встречались в желтых туфогенах между сел. Кохб и Ноемберян, а А. А. Атабекяном — в окрестностях сел. Котигюх, откуда А. Н. Криштофович в его сборах установил наличие Dryophyllum sp. и Hymenaea sp.

Богатая флора хорошей сохранности описана из рассматриваемой зоны И. В. Палибиным из сеноманских отложений окрестностей сел. Ауш (Нахичеванская АССР), юго-западнее указанных выше выходов сеномана района сел. Гнишик.

Здесь в сеноманских известковистых сланцах и мергелях (с Corbuia sp., Cyrena sp. и чешуями ганоидных рыб Lepidotus ohannges Bog.), залегающих на известняках триаса, Н. Н. Яковлевым, А. В. Кржечковским и И. В. Палибиным были встречены: Brachyphyllum araxenum Palib., B. obesiforme Sar., Araucariopsis cretacea Vel. et Vin., Protodammaria angusta Palib., Widdringtonites Reichi (Ett.), Pinus Quenstedti Heer, Sequoia Reichenbachi (Geinitz) Heer, Smilax prae-excelsa Palib., Myrica Zenkeri (Ett.) Vel., Populus hyrcanica Palib., P. daralagesensis Palib., Betulites obovatus Palib., Dryandra Iakovlevi Palib., Pseudogingko bohemica Vel. et Vin., Proteophyllum Seportanum Vel., P. laminarium Vel., Platanus cuneifolia Bronn. P. cuneiformis Krass., Sassafras polevoji (Krysht) Iarm., Paliurinella Paffenholzi Palib., Cocculus extinctus Vol., Cassia cf. melanophylla Vel., Myrtus araxena Palib., Eucalyptus Geinitzi Heer., Aralia daphnophyllum Vel. (определение И. В. Палибина).

Кроме того, отсюда А. Л. Тахтаджяном был определен папоротник Gleichenia Shaparenkoi Takht. sp. n.

По мнению И. В. Палибина (1937), эта флора, состоящая преимущественно из хвойных и двудольных, имеет большое сходство с нижнесеноманской флорой Чехии и Моравии и в меньшей мере с флорой Средней Азии (хр. Кара-тау) и Дальнего Востока (с гиляцкой флорой). А. Л. Тахтаджян считает эту флору переходной между ксерофильной и мезофильной формациями.

Туронский и коньякский ярусы. В первом Антикавказском поясе к этому возрасту относится мощная (до 1300 м) вулканогенная толща, которая, начинаясь с северных склонов Сомхетского хребта, прослеживается с некоторыми перерывами в бассейны р. р. Дебед, Кохб, Барана, Джогаз, Агстев, Ахум, Тавуш, опоясывая, таким образом, полукольцом северо-восточные склоны Антикавказа. В строении толщи основное участие принимают порфиритовые туфы и туфобрекчии и в меньшем количестве конгломераты, известковистые песчаники, туфопесчаники, туфоконгломераты, порфириты, альбитофиры, корни излияний лав в виде даек и некков, а также коралловые и рудистовые рифы незначительных размеров.

В долине р. Агстев от указанного кольца ответвляется полоса отложений, которая в виде единого синклинория продолжается по этой долине на юг и через Иджеванский хребет достигает верховьев р. Марцигет, где трансгрессивно срезывается до основания эоценовыми отложениями. В этом же направлении, от низовьев р. Агстев к верховьям р. Марцигет происходит резкое уменьшение мощностей отложений (до 130—150 м в разрезе Иджеванского хребта) и убывание вулканогенного компонента.

Направление складок, образованных туронскими и коньякскими отложениями, несмотря на общекавказское простирание зоны, северо-восточное (антикавказское).

В пределах указанного выше полукольца, между р. р. Дебед и Агстев, нижние и средние горизонты вулканогенной толщи, имеющей общую мощность 1000 м, сложены фиолетово-серыми агломератовыми туфами и туфобрекчиями порфиритового состава, включающими ряд внутриформационных потоков и дайкообразных корней излияний авгитовых, диаллаговых и лабрадоровых порфиритов, а также прослои и линзы конгломератов, известковистых туфопесчаников, коралловых и рудистовых известняков (районы сел. Ламбалу, Калача, Достлу, Джуджеван, Котигюх, Геташен, Саригюх, Севкар, Ачаджур).

Лавовые образования в туфовой толще имеют порфировую структуру с микролитовой структурой основной массы. Вкрапленники пред-

ставлены соответственно полисинтетически сдвойникованным измененным лабрадором, авгитом, реже оливином и диаллагом (оливин встречен в порфиритах района сел. Калача, а диаллаг—в порфиритах междуречья р. р. Агстев и Джогаз в окрестностях сел. Нижн. Агдан, Ачаджур и Севкар).

Туфы и туфобрекчии имеют тот же состав, что и порфириты. Среди них преобладают литокластические и кристаллокластические разновидности, фациально связанные как между собой, так и с порфиритами.

Стратиграфически выше располагается свита розовых и полосчатых кварцевых и бескварцевых альбитофиров и их туфов, которая в отдельных районах переслаивается также порфиритового состава туфами и туфобрекчиями, представляющими, вероятно, выбросы других вулканов, действовавших одновременно с альбитофировыми вулканами.

По мнению всех исследователей (К. Н. Паффенгольц, В. П. Ренгартен, В. И. Славин, А. Т. Асланян, А. А. Атабекян), экструзивные, хорошо отпрепарированные конусы Пипиз, Кракасар, Карагригаш и некоторые др. в бассейнах нижних левых притоков р. Агстев являются центрами излияния большинства розовых альбитофировых лав. По нашим наблюдениям, корнями излияний полосчатых альбитофиров бассейна р. Дебед являются альбитофировые дайки, широко развитые на участке между сел. Ламбалу и сел. Калача и местами непосредственно переходящие в покровные лавы Папакарского хребта. К субвулканической фации кислых лав рассматриваемого комплекса мы относим также часть пластовых залежей и лакколитов розовых альбитофиров Алавердского рудного района, размещенные в средне-верхнеюрских отложениях.

Свиты альбитофировых лав и туфобрекчий за пределами Армении прослежены нами от долины р. Дебед (район сел. Калача, Ламбалу и Садахло) до Чатахского месторождения железа, где они являются рудовмещающими отложениями для этого месторождения.

Южнее и юго-восточнее, в долине р. Агстев, в пределах Иджеванского синклинория, отложения турона-коньяка представлены туфобрекчиями, туфами, туфопесчаниками и отчасти фиолетовыми порфиритами, конгломератами и известковистыми терригенными образованиями, обнажающимися в ядрах антиклиналей и в крыльях синклиналей антикавказского простирания, сложенных верхнесенонскими известняками и мергелями. Широко обнажаются они в окрестностях сел. Лалигюх, Узунтала, Хаштарак (порфириты и туфобрекчии), Нижн. Агдан, Лусадзор, Црвиз (туфы и туфобрекчии), Иджеван, Верхн. Агдан (туфы и туфопесчаники), в бассейе р. Спитак-джур в крыльях раздвоенной синклинальной складки широтного простирания (туфопесчаники и туфы), на склонах широтного синклинального водораздела Иджеванского хребта (туфопесчаники, туфогенные и известковистые песчаники). Мощность отложений в этом направлении, как уже указывалось, резко уменьшается и достигает на Иджеванском хребте 130—150 м, в то время как на севере, по правобережью р. Куры, она равняется 1000 м (район сел. Кохб, Калача, Ламбалу).

Кровлей описываемой вулканогенной толщи всюду является весьма характерный маркирующий горизонт голубых витрофировых туфов, прослаивающихся местами глинистыми известняками, фельзитовыми желтыми туфами и имеющими в основании в отдельных районах белые и розовые рудистовые известняки и базальные туфоконгломераты с верхнесантонской фауной. В полосе сел. Калача—Ноемберян основанием толщи являются сеноманские отложения, восточнее до реки Агстев—сеноманские и отчасти альбские отложения, в долине р. Агстев, до верховьев левого ее притока—р. Спитак-Джур—верхнеюрские и отчасти

альбские отложения, на собственно Иджеванском хребте—альбские отложения.

Турон-коньякский возраст толщи определяется на основании следующих данных.

На участке между сел. Калача и Верхн. Керпилу, в средней части разреза, стратиграфически ниже альбитофировой свиты, в туфогенных песчаниках туфопорфиритовой свиты г. Конд, В. П. Ренгартеном были обнаружены: Actaeonella crassa Duj., Plagioptychus paradoxus Math., P. exogyra Reuss, Vaccinites inferus Douv., Radiolites trigeri Peron, Sauvagesia turriculata Cat., Pecten (Camptonectes) curvatus Gein., Neithea quinquecostata Sow., N. aequicostata Lam., Exogyra cf. Dupuii Coq., Ostrea sp., Anthozoa sp., Cyclolites sp. etc., которые указывают на верхи турона и низы коньяка. Из этих же слоев А. А. Атабекян по сборам 1951—1952 гг. указывает Vaccinites giganteus Hombres—Firmas (коньяк), Echinobrissus markovi Fass и Radiolites galloprovincialis Math. (нижний сенон). М. П. Ренгартен полагает, что слои с указанной выше фауной находятся в трансгрессивном залегании и нижележащую туфопорфиритовую толщу мощностью 300 м можно отнести к нижнему турону.

Значительно полнее изучена фауна из отложений бассейна р. Агстев. А. А. Атабекян по фаунистическим данным весь рассматриваемый комплекс отложений подразделяет на две части: нижнюю, относящуюся к верхнему турону—нижнему коньяку, и верхнюю, относящуюся к верхнему коньяку—нижнему сантону. Из нижней части он приводит следующий список фауны: Gauthiericeras rennense (?) Gross., Plesioptygmatis bicincta (Bronn), Actaeonella superna Pčtael., Trochactaeon subangustatus Pčel., T. choffati Pčel., Caprinula sp. ind., Plagioptychus sevanensis Renng., Hippuritella incisa Douv., Vaccinites inferus Douv., Orbignya Toucasi d'Orb., Durania Bertholoni Perv., D. ex gr. cornupastoris (Des Moul.), Radiolites galloprovincialis Math., Sauvagesia armenica Atab., Lapeirouseia aumalensis Douv., Distefanella lombricalis d'Orb., Inoceramus cf. crassus Petr., Neithea shawi Perv., Echinocorys vulgaris Breyn., Hemiaster (Integraster) ligeriensis d'Orb., H. (Leymeriaster) nucleus Desor., а также большое число новых видов Trochactaeon, описанных недавно В. Ф. Пчелинцевым. Вся фауна указывает на самые верхи турона и на нижний коньяк, причем фигурирующий в списке род Gauthiericeras до сего времени нигде не встречался в отложениях древнее коньякского яруса.

В списке фауны верхней части разреза числятся: Actaeonella crassa Duj., Plagioptychus sevanensis Renng., P. exogyra Reuss., Hippuritella incisa Douv., Vaccinites giganteus Hombres—Firmas., Praeradiolites plicatus Laj, Negr. et Toul., P. sinuatus d'Orb., Radiolites cf. praegalloprovincialis Math., R. galloprovincialis Math., Sauvagesia tenuivalvata Wiont., Biradiolites angustissimus Toucas, Durania Bertholoni Perv., Lapeirouseila berguschetica Renng., Neithea quinquecostata Sow., N. aequicostata Lam., Rhynchonella cf. contorta d'Orb. Echinobrissus Markovi Faas.

Этот комплекс отличается в возрастном отношении от комплекса нижней части разреза лишь появлением двух видов Biradiolites angustissimus и Praeradiolites sinuatus, распространение которых констатировано пока лишь в сантоне. Остальные формы характеризуют в целом верхи турона и низы сенона, так что отнесение указанных двух видов к коньяку при учете трансгрессивности верхнего сантона и значительной амплитуды предсантонского размыва может быть оправдано.

Восточнее долины р. Агстев, в бассейнах р. р. Ахум и Ţавуш, к турону относится чередующаяся толща фиолетовых и зеленоватых туфов,

туфобрекчий, туфосланцев, трасс, туфопесчаников, туфоконгломератов и авгитовых порфиритов андезитовой группы. Основная масса толщи, как и в описанных выше районах, состоит из туфов и туфобрекчий—преимущественно кристаллокластических, литокластических и витрокластических, причем трассовидные туфогены, залегающие в верхней трети разреза в окрестностях сел. Нижн. Кармирахбюр, по данным химических и минералогических анализов, обнаруживают большое сходство с липарито-дацитами.

Рассматриваемая вулканогенная толща распространена в бассейнах р. р. Ахум и Тавуш, севернее линии сел. Чинчин—Тавуш—Мосесгюх, непосредственно севернее широтной полосы выходов сеномана и однообразно падает в северные румбы под углами 15—20°, имея мощность 1300 м (по данным составленного нами послойного разреза). Восточнее, в окрестностях сел. Мосесгюх и западнее сел. Чинчин она трансгрессивно срезывает сеноманские отложения до их основания. На водораздельном хребте между р. р. Агстев и Ахум, как сеноманские, так и турон-коньякские отложения отсутствуют. Смыкание вулканогенной толщи турона-коньяка правобережья нижнего течения р. Агстев (район сел. Лалигюх) и среднего течения р. Ахум происходит, вероятно, где-то в районе сел. Паравакар.

Органических осадков в вулканогенной толще обнаружено пока крайне мало. Севернее сел. Тавуш, в низах толщи В. П. Ренгартеном были обнаружены лишь кораллы: Cyclolites и неопределимые фораминиферы.

По данным К. Н. Паффенгольца, В. П. Ренгартена, В. Е. Хаина и Ш. А. Азизбекова, вулканогенная толща аналогичного состава и стратиграфического положения несколько восточнее описываемого района, в бассейне р. Гянджа-чай включает характерную для турона рудистовую фауну, причем здесь достоверен лишь верхний турон, обнимающий верхи разреза вулканогенной толщи.

В северном направлении указанная выше вулканогенная толща на границе Шамшадинского района Армении и Тавузского района Азербайджана, по линии сел. Ажанлы-Алибеглы уходит под более молодую туфоосадочную свиту. Низы последней (50 м) сложены здесь желтовато-серыми туфопесчаниками, включающими прослои мелкогалечного конгломерата, средняя часть (100 м)—литокластическими туфами, туфобрекчиями и туфопесчаниками, содержащими прослои обломочных светло-серых известняков с примесью галек, а верхняя часть (100 м)—желтого цвета известковистыми туффитами и туфопесчаниками, содержащими многочисленные остатки обуглившейся флоры и реже фауну плохой сохранности. Выше располагается свита туфобрекчий и витрофировых туфов сантон-кампанского возраста.

В полосе соприкосновения вулканогенной толщи, описанной выше, и данной туфоосадочной толщи, в районе сел. Алибеглы и севернее выступает несколько вулканических центров извержений (г. г. Сакал, Кызыл-кая, Сарыял и др.), которые сложены кислыми и средними (дацитовые порфириты) лавами фиолетового цвета. Первое описание их дано В. И. Славиным. Эти ископаемые вулканы насажены на вулканогенную толщу турона и в латеральном направлении замещают отмеченную туфоосадочную свиту, которая, возможно, прислонена к ним. Мы полагаем, что как эти, так и указанные выше вулканы в бассейнах нижних левых притоков р. Агстев являются одновозрастными.

По сообщению В. П. Ренгартена, туфоосадочная свита окрестностей сел. Ажанлы, на основании сборов фауны В. И. Славина, первоначально была отнесена к сеноману, но при окончательной обработке фауны выяснился их более молодой коньякский возраст. Из фауны В. П. Рен-

гартен указывает Exogyra tausensis Renng. sp. n., Lima (Ctenoides) tecta Goldf., Plesioptygmatis, Trochacteon и Actaeonella, причем первая форма, как сообщает В. П. Ренгартен, тождественна Octrea matheronia d'Orb., описанной под этим неправильным названием К. Циттелем из нижнего сенона (фауна Гозау) Восточных Альп.

В пределах второй, Присеванской структурно-фациальной зоны турон-коньякские отложения развиты на Ширакском, Базумском, Геджалинском хребтах, в северо-восточной части Памбакского хребта, а также на северо-восточном побережьи оз. Севан (коньяк).

На Ширакском хребте турон-коньякские отложения были отмечены недавно автором в окрестностях сел. Дарбанд и Кети в ядре изоклинальной складки восток—юго-западного простирания. Здесь, в 2 км к северу и северо-западу от сел. Дарбанд, из-под сенонских известняков обнажается свита светло-серых (в верхах разреза) и темно-серых песчаников, алевролитов и глин с прослоями и линзами коричневато-бурых туфов, известковистых песчаников и банками рудистовых и гастроподовых известняков, залегающих, ввиду опрокидывания южного крыла антиклинали, на трансгрессивную нуммулитовую толщу эоцена. Здесь же песчано-глинистая свита прорывается согласной залежью перидотитов и габбро. Из этой свиты нами были собраны: Vaccinites inferus Douv., Plagioptychus ex gr. aguilloni d'Orb., Radiolites cf. Peroni Choff., Inoceramus sp. и в массовых скоплениях Actaeonella, Trochactaeon, Turrilites, датирующих верхний турон. Выше по разрезу светло-серые кварцево-полевошпатовые песчаники, изобилующие Actaeonella и Trochactaeon' обогащаясь известью, переходят в пачку песчанистых известняков, которые далее сменяются без видимых признаков перерыва типичными для сенона Закавказья белыми мергелистыми известняками типа литографских. В пачке песчанистых известняков, относимых условно к коньяку, содержится большое количество крупных и реже мелких Inoceramus с грубой скульптурой раковин. Обнаженная мощность турона-коньяка равна 250 м.

Северные турон-коньякские отложения развиты в бассейне верхнего течения р. Ахурян, севернее параллели сел. Гукасян, где они посредством разрывных нарушений контактируют с вулканогенно-осадочными отложениями юры и прорываются габбровыми и ультраосновными интрузиями.

На ряде участков на размытой поверхности толщи залегают лавы верхнего миоцена и верхнего плиоцена.

Турон-коньякские отложения представлены здесь мощной (до 800—1000 м) свитой туфобрекчий, туфов, туфоконгломератов и диабазовых порфиритов, прослаиваемых линзами и мощными пачками грубослоистых белых мраморовидных известняков и внутриформационными конгломератами. Кроме того, внутри этой толщи, в массиве г. Инак-даг, севернее сел. Дашкерпи, в контактовом ореоле оливиновых габбро-норитов обнажаются эклогитоподобные (по Т. Ш. Татевосяну) зеленые метаморфические сланцы, включающие большое количество хорошо развитых крупных кристаллов гранитов.

Интересно отметить, что в указанных внутриформационных конгломератах, обнажающихся в окрестностях сел. Дашкерпи, встречаются многочисленные гальки оливиновых габбро и габбро-норитов.

Вулканогенная толща турона-коньяка в описываемом районе обнаруживает чешуйчатое строение, фиксированное налеганием нескольких субпараллельно расположенных взбросовых нарушений, сместители которых падают однообразно на север. На параллели сел. Гукасян она на-

двинута в южном направлении на вулканогенную толщу эоцена и прорывающие ее пластовые интрузии габбро-порфиритов.

Меловой возраст толщи определяется по находкам микрофауны—Globotruncana, Bulimina, Rotalidaea, Textularia, Globigerina, Anomalinidea (сборы В. М. Амаряна, определения Ю. А. Мартиросян и Н. А. Саакян), встреченной в известняках каньона р. Ахурян.

Верхний возрастной предел толщи определяется налеганием на нее песчанистых известняков верхнего сенона с характерными иноцерамами (свита г. Красар).

На северо-восточным побережье оз. Севан разрез верхнемеловых отложений начинается базальными терригенно-известковистыми образованиями, развитыми на большой площади на юго-западном склоне Севанского хребта, начиная от сел. Шоржа на восток и юго-восток до р. Масрик, где они залегают на вулканогенной толще верхней юры.

Здесь, в окрестностях сел. Шишкая и Гейсу, в верхней части толщи, В. П. Ренгартеном собрана богатая коллекция брюхоногих и рудистов. Из брюхоногих В. Ф. Пчелинцевым (1946) описаны Plesioptygmatis bicincta (Bronn), P. geissuensis Pcel., Plesioptyxis armenica Pcel. P. grandis Pčel., Actaeonella crassa (Duj), T. ellipticus (Zek.), характеризующие нижнесенонский возраст вмещающих слоев. Из тех же слоев по более ранним сборам К. Н. Паффенгольца, В. П. Ренгартеном описаны Plagioptychus sevanensis Renng. u M. bayani Douv., характеризующие нижний сенон.

На всем указанном пространстве сенонская толща прорвана множеством относительно небольших интрузивных тел гипербазитового и габбро-габбро-диоритового составов. Но наблюдениями В. П. Ренгартена (1953) и Т. Ш. Татевосяна (1952), между сел. Гейсу и Зодским перевалом в ореоле Инакдагского перидотитового массива, прорывающего вулканогенную толщу юры и сенона, в ряде мест выходят метаморфические сланцы—амфиболитовые, кварцево-глинистые, роговообманково-слюдяные и кварцево-слюдяные. Указанные авторы склонны считать их палеозойскими. По аналогии с метаморфическими сланцами Базумского хребта их можно считать юрскими. Подобные метаморфические сланцы из области Севанского хребта (верховье р. Шамхор-чай) раньше были описаны Ж. Валентином и Р. Н. Абдуллаевым.

В следующей к югу зоне центрального вулканического нагорья Армении турон-коньякские отложения развиты в системе Цахкуняцского, Памбакского и Варденисского хребтов, где они, в отличие от Присеванской зоны, выражены преимущественно нормально-осадочными образованиями. Вулканогенная примесь в них привнесена, по всей вероятности, из Присеванской зоны воздушным путем при эксплозионной деятельности турон-коньякских вулканов.

В комплексе Памбакского хребта турон-коньякские отложения распространены на южном склоне западной его части, к северу и северо-востоку от вулкана Голгат, между селениями Цахкасар и Памб, в верховьях р. Далар и в бассейне верхнего и среднего течений р. Цахкуняцского.

На первом участке они представлены толщей грубообломочных конгломератов, кварцево-полевошпатовых микроконгломератов, желтовато-серых известковистых песчаников и частично глин, которая при мощности 250 м резко трансгрессивно перекрывает толщу сильно трещиноватых, эпидотизированных и хлоритизированных авгитовых порфиритов эопалеозоя и трансгрессивно же перекрывается свитой слоистых мергелистых известняков верхнего сенона.

Западнее сел. Армянский Памб, на левом склоне ущелья реки, в известковистых песчаниках низов свиты, нами были встречены Vaccini-

tes inferus Douv., Plagioptychus ex gr. aguilloni d'Orb., Radiolites, Actaeonella и др., датирующие верхний турон. По своему стратиграфическому положению и отчасти литологическим особенностям эта свита вполне сопоставляется с верхнетуронской песчано-глинистой свитой ближайшего Ширакского хребта, являясь по сравнению с последней более мелководной (прибрежной).

В западном направлении рассматриваемая толща вместе с палеозойской, сенонской и эоценовой толщами скрывается под верхнемиоценовыми андезитовыми лавами и туфобрекчиями восточного обрамления Ленинаканской котловины, а на востоке, не доходя до районного центра Алагяз, полностью выклинивается; в этом районе, в окрестностях сел. Алагяз, на указанную выше палеозойскую толщу порфиритов налегает непосредственно толща верхнего сенона. В центральной части Памбакского хребта, в бассейнах р. р. Далар и Мармарик, турон-коньякская толща залегает на размытой поверхности эопалеозойского комплекса метаморфических сланцев и представлена снизу вверх грубыми базальными конгломератами, состоящими из галек метаморфических сланцев, лейкократовых и микроклиновых гранитов и кварцевых диоритов с цементирующим фиолетово-серым туфовым материалом, туфоконгломератами, туфобрекчиями порфиритового состава, слюдистыми и известковистыми туфопесчаниками, песчаниками и глинистыми сланцами. В верховьях р. Мармарик мощность толщи, по данным В. Н. Котляра (1939), достигает 250 м, из коих около 200 м приходится на песчано-сланцевую свиту. В сборах фауны В. Н. Котляра, происходящей из низов песчано-сланцевой свиты, В. П. Ренгартен определил: Baculites bohemicus Fritsch et Schloenb., B .undulatus d'Orb., Volutilites caucasicus Pcel., Nuculina cf. pectinata Sow., Pholadomya cf. nodulifera Goldf., Plagiostoma alti Favre, Inoceramus glatziae And., I. incostans Woods var. Woodsi Fiege, I. waltersdorfensis And., I. protractus (Scup.) And., Camptonectes curvatus Gein., Aequipecten desemcostatus Goldf., Spondylus requienianus Math.

Кроме того, из этих же отложений Т. А. Мордвилко были определены Inoceramus Lamarcki Park., Trigonia cf. crenulata Lam., T. aff. crenulifera Lyc.

Примерно такой же комплекс фауны указывается В. Л. Егояном (1955) из бассейна р. Далар. Из терригенной свиты развалин сел. Агверан им определены: Baculites bohemicus Fritsch et Schloenb., Trigonoarca aff. quadrans Renng., Panopea rustica Zitt., Neithea quadricostata Sow., Inoceramus costellatus Woods, In. Frechi Flegel, In. subdepressus Egojan, In. gradatus Egojan, Pinna sp., Modiola sp., Hemiaster sp. и др. Фауна эта датирует верхний турон и нижний коньяк.

Мощность этих отложений к югу и юго-западу резко уменьшается и уже на правобережьи р. Раздан сенонские известняки и конгломераты залегают непосредственно на метаморфической толще эопалеозоя (окрестности сел. Ахта, Бжни и др.). Такие же соотношения отмечены на северном склоне хребта, в бассейне р. Алавар, юго-западнее гор. Кировакан.

В системе Гегамского и Варденисского хребтов турон-коньякские отложения широко развиты в бассейне р. Аргичи и, главным образом, в бассейнах р. Вост. Аргичи и правого его притока р. Архан. Они представлены здесь терригенно-карбонатной свитой мощностью 200 м, которая в нижней своей половине сложена пестроцветными мелкообломочными конгломератами, микроконгломератами, известковисто-глинистыми песчаниками с прослоями рудистовых и гастроподовых битуминозных известняков, а в верхней половине состоит из серых и зеленовато-серых

тонкослоистых песчаников, алевролитов, глин, мергелей и красных известняков (в верхах) с гастроподовой и пелециподовой фауной и обуглившимися остатками флоры. Галька конгломератов состоит из метаморфических сланцев, кварцитов, известняков и интрузивных пород. Свита, образуя ряд пологих складок близширотного-северо-западного простирания, залегает с угловым несогласием на размытой поверхности толщи известняков и кварцитов верхнего девона - нижнего карбона и сменяется кверху известняково-мергельной свитой верхнего коньяка-маастрихта, перекрытой эоценовыми, миоплиоценовыми и четвертичным вулканическими образованиями. В средней части нижней половины свиты В. Л. Егояном были встречены: Durania araxena Renng., Radiolites armenicus Renng., Pseudomesalia regularis Pčel., P. bicarinata Pčel., Oligoptyxis turricula Pčel., являющиеся новыми видами и происходящими из турон-коньякских отложений. Более характерная фауна собрана им из красных толстослоистых известняков и мергелей верхов свиты—Inoceramus cf. involutus Sow., I. Köeneni Müll., I. Wandereri And., I. seitzi And., var. pseudolamarkci var. nov., I. inconstans Woods, Micraster cortestudinorium Goldf., M. coranguinum Park. и др., датирующие верхний коньяк. На верхнеконьякский возраст этих слоев впервые указал В. П. Ренгартен (1941), обнаруживший в них Inoceramus sublabiatus Müll. и I. involutus Sow.

В Кафанской тектонической зоне верхнетуронские-коньякские отложения, по данным В. П. Ренгартена, П. Л. Епремяна и В. Т. Акопяна, известны в полосе сел. Малдаш—сел. Сваранц—сел. Татев, где они, по новым данным В. Т. Акопяна, представлены вулканогенно-осадочной толщей мощностью около 550 м. В низах толщи залегают базальные конгломераты, которые сменяются песчано-глинистыми осадками, включающими пачки туфоконгломератов, туфогенов и известняков. Выше залегает туфоосадочная свита, содержащая Inoceramus glatziae (Flag.) And. и др. верхнеконьякские формы. В нижней свите по сборам П. Л. Епремяна отмечены: Pectunculus subpulvinatus d'Arch., Protocardia hillana Sow. и Trigonia scabra Zem. (определения В. П. Ренгартена), характеризующие верхи турона—низы коньяка. Указанная толща прорвана габброидным массивом, включающим гистеромагматические железные руды Сваранцского месторождения.

В Араксинском оротектоническом поясе отложения турона и коньяка широко развиты в бассейнах р. р. Гарни, Чатма, Веди, Джагри и в районе гор. Ордубад, причем разрез их довольно полно представлен в бассейне среднего течения р. Веди.

Наиболее древним членом разреза в бассейнах р. р. Гарни, Чатма и Веди является свита массивных органогенных рудистовых известняков, выступающих в виде отдельных массивов у сел. Кармрашен, Шугаиб, Гелайсор и развалин сел. Дагнас (массив г. Дагнас). В последнем пункте (ущелье р. Веди) они имеют мощность 200 м и с базальными конгломератами в основании залегают па плитчатых пепельно-серых известняках нижнего триаса. Здесь же толще известняков подчинены фиолетовые порфириты, которые, по В. П. Ренгартену, имеют силловый характер и связаны во времени с вышележащей вулканогенной толщей коньяка. В известняках сел. Шугаиб, Гелайсор и Кармрашен нами были встречены прослои туфоалевролитов, а также мелкие гальки и гравий из вулканических зелено-каменных пород. Возраст свиты известняков определяется по В. П. Ренгартену однозначно как нижний турон присутствием Radiolites Peroni Choff., Eoradiolites syriacus Conr., Durania mortoni Mant., Caprinula boissyi d'Orb. и Trochactaeon

matensis Fillip, сопровождающихся рядом других форм рудистов, гастропод и пелеципод.

На описанной выше карбонатной толще нижнего турона располагается мощная (до 300 м) вулканогенно-осадочная трансгрессивная толща, широко обнажающаяся в бассейнах среднего течения р. Веди и ее притоков. Сложена она толщей плагиоклаз-пироксеновых порфиритов, прослаиваемой туфогенами, песчаниками, сланцеватыми глинами и зоогенными известняками и имеющей в основании конгломераты и песчанистые красные известняки. Эти базальные слои включают, по В. П. Ренгартену, типичную верхнетуронскую фауну: Plagioptychus paradoxus Math., Distephanella lombricalis d'Orb., Durania cornu-pastoris Des Moul, Inoceramus falcatus Heinz, In. costellatus Woods, In. inconstans Woods и др.

Возраст вышележащих вулканогенных горизонтов определяется собранной В. Л. Егояном фауной из песчано-глинистых отложений окрестностей сел. Азизкенд. Это будут Baculites bohemicus Fritsch et Schloenb., Inoceramus lusatiaea And., In. glatziae And., In. kleini Müll., Scaphites ex gr. Arnandi Gross., Bostrychoceras sp., а также Haustator nodosus Röem и Barroisiceras haberfellneri Hauer var. armenica Egojan, происходящие из пепельно-серых песчанистых глин, залегающих в виде прослоев в туфопорфиритовой толще притока р. Веди—р. Спитак-джур. Эта фауна датирует коньяк.

Отметим, что в вулканогенной толще размещены многочисленные мелкие интрузии габбро-перидотитовой магмы. Такие же интрузии констатированы в вулканогенной толще южного склона хр. Боз-бурун, где галька их встречена в базальном конгломерате сантона. Первая из названных вулканогенных толщ на картах К. Н. Паффенгольца ошибочно показана под названием интрузивного гипербазитового комплекса и датирована палеогеном.

В бассейне р. Чатма, расположенном северо-западнее р. Веди, турон-коньякские отложения, как уже указывалось, обнажаются в окрестностях сел. Кармрашен, Шугаиб и Гелайсор, где они представлены толщей светло-серых грубослоистых рудистовых известняков (с Radiolites), содержащих редкие прослои туфопесчаников и туфосланцев и мелкую гальку и гравий. Известняки, имеющие мощность до 150 м, слагают ядра брахиантиклинальных складок запад—северо-западного простирания и трансгрессивно перекрываются конгломератами и гравелистыми красными известняками верхнего сенона и отчасти вулканогенными отложениями эоцена. Известняки с Radiolites раньше относились ошибочно к триасу. Тектонически и стратиграфически они соответствуют туронским известнякам массива г. Дагнас.

К Чатминской котловине тяготеют также турон-коньякские отложения брахиантиклинального массива г. Еранос, который расположен на той же структурной линии, что и брахиантиклинали у сел. Шугаиб и Кетанлу. Здесь в ядре раздвоенной брахиантиклинали юго-западного простирания обнажается терригенно-карбонатная свита мощностью около 300 м, которая начинается грубообломочными конгломератами и песчаниками, переходящими выше в слюдистые глины, алевролиты и песчаники и еще выше в глины, алевролиты и красные слюдистые мергели. В средней части свиты залегает маломощная пачка песчано-глинистых брекчий, состоящих, в основном, из бесформенных обломков и крупных глыб кристаллических сланцев (роговообманково-слюдистых, эпидотово-слюдистых, кварцево-слюдистых). В породах этой свиты (сборы В. Л. Егояна) обнаружена довольно богатая микрофауна, среди которой, по определениям Ю. А. Мартиросян, для турона-коньяка харак-

терными являются Textularia furris d'Orb., Globotruncana Linnei d'Orb., а также Globotruncana ex gr. apenninica Renz (сеноман-турон).

В бассейне реки Гарни турон-коньякские отложения нами констатированы в окрестностях сел. Байбурд в ядре брахиантиклинальной складки в правобережной части реки. Здесь они представлены фиолетовыми порфиритами, перекрытыми конгломератами сенона.

Существенно отметить, что как в бассейне р. Гарни, так и по дуге Еранос, Шугаиб, Кармрашен галька конгломератов состоит почти исключительно из кристаллических сланцев и кварцитов, а размеры галек увеличиваются в направлении с северо-востока на юго-запад. Из этого следует, что в турон-нижнесенонское время размывалась суша, которая располагалась на месте Араратской котловины и была сложена толщей метаморфических пород. Подтверждением этого является открытие в центральной части Араратской котловины метаморфических сланцев эопалеозоя у сел. Тазагюх, на глубине 500—600 м (данные буровых скважин).

В Ордубадском районе, по данным Ш. А. Азизбекова и Р. Н. Абдулаева, туронские отложения представлены толщей мощностью 530 м, состоящей в нижней трети из туфогенных известковистых песчаников с прослоями диоритовых порфиритов, в средней части из черных афанитовых и глинистых известняков, в верхней трети из известковистых туфопесчаников, туффитов и пластовых инъекций микродиабазов. Из этой свиты они указывают Actaeonella ovata Pčel. A. supernata Pčel., Pseudomasalia regularis Pčel., Aptyxiella posthuma Pčel., Protocardia armenica Eichw., Protocardia Renngarteni Bobk., (характеризующие турон-нижний сенон вообще), а также Inoceramus labiatus Schloth и In. hercynicus Petr, происходящих из низов свиты и датирующих нижний турон (данные В. П. Ренгартена).

Восточнее, по ущелью р. Аракс, по нашим наблюдениям, в туронской толще преобладают уже вулканогенные породы—разнообразные темно-серые порфириты, рассланцованные слоистые туфы и туфопесчаники, включающие мощные линзы мраморизованных белых и пепельно-серых известняков. Толща эта на востоке граничит с банатитовыми интрузиями Зангезурского плутона, а на западе перекрывается сенонскими мергелями и известняками, причем в ущелье р. Аракс простирание пластов резко меняется с север—северо-запада на восток—юго-восток. По своим фациальным особенностям турон-коньякская толща р. Аракс обнаруживает исключительно большое сходство с таковой среднего течения р. Веди.

На большом пространстве между Приереванским и Ордубадским районами турон-коньякские отложения нигде больше не обнажаются. Вероятно, они здесь скрыты под вулканогенной толщей эоцена Айоцдзорского синклинория. Западнее Араратской котловины отложения этого возраста, по данным Г. Абиха, развиты в массиве горы Такялту, в 10—12 км к юго-западу от устья р. Ахурян, где они представлены толщей порфиритов с прослоями гиппуритовых известняков. Не исключена вероятность того, что эти отложения под третичными отложениями Араратской котловины протягиваются узкой полосой на восток и в восточных предгорьях котловины соединяются с однотипными отложениями бассейна р. Веди. На это, в частности, указывает наличие многочисленных мелких гипербазитовых и отчасти габбровых интрузий, размещенных в турон-коньякских отложениях бассейна р. Веди и массива г. Такялту. В последнем с серпентинитами связаны проявления асбеста.

В более южной зоне Айоцдзорского хребта турон-коньякские отложения имеют ограниченное развитие и выражены, в отличие от смежной Еревано-Ордубадской зоны, в основном, в нормально осадочной фации.

В западной части зоны—на хр. Урц и хр. Кармир-Сахка, турон-коньякские, а также более молодые сенонские и датские отложения отсутствуют совершенно и на породы верхнего палеозоя трансгредируют эоценовые и олигоценовые отложения. Характерен в этом отношении район сел. Веди. Северо-западнее него, в массиве хр. Бозбурун юрские и верхнемеловые отложения, перекрытые эоценом, имеют мощность около 800 м, а южнее, в 2—3 км, в параллельной тектонической зоне на хр. Урц отсутствуют совершенно; нуммулитовые отложения эоцена ложатся непосредственно на верхний палеозой. Граница этих зон фиксирована глубинным разломом.

Восточнее Урцского хребта турон-коньякские отложения развиты на междуречьи р. р. Арпа и Джагри-чай. Описание их дано в работах П. Боннэ, Н. Н. Яковлева, К. Н. Паффенгольца, В. П. Ренгартена, П. Л. Епремяна и Ш. А. Азизбекова. К этому возрасту относится здесь свита красных конгломератов (в основании разреза), песчаников и песчанистых мергелей мощностью 200 м, залегающая между мергельной свитой сеномана и свитой мергелистых известняков сантона, имеющей в основании базальные конгломераты. Из песчанистых мергелей средней части разреза района сел. Гюлистан В. П. Ренгартен приводит: Acanthoceras cf. palaestinense Blanck., Trigonoarca trichinopolitensis Forbes, T. abrupta Forbes, Astarte trigonolides Stol., Cyrena solitaria Zitt., C. aequilateralis Stant., Corbula cf. lineata Müll., Lima intermedia d'Orb., Plicatula bathensis Coq., P. aspera Sow., P. multicostata Forbes, P. auresensis Coq., P. pseudofourneli Coll. и др., а из известковистых песчаников, залегающих несколько выше — Inoceramus labiatus Schloth. В более южных районах Нах. АССР указанные авторы отмечают турон-коньякские терригенно-карбонатные маломощные отложения с фауной типа Гозау.

Приведенная выше богатая фауна турона-коньяка является мелководной, характерной для сублиторальной, хорошо аэрируемой зоны и сходна с одновозрастной фауной средиземноморской зоогеографической провинции, в частности Португалии, Южной Франции, Восточных Альп, Северной Африки, Ближнего Востока и смежных с Арменией областей Кавказа. По данным А. А. Атабекяна, в верхах рассматриваемых отложений частично появляются также элементы бореальной фауны, сходной с фауной Англии, Северной Германии и Русской платформы.

Сантонский, кампанский и маастрихтский ярусы. На Малом Кавказе над турон-коньякской вулканогенно-осадочной толщей почти повсеместно располагается характерная свита фарфоровидных, белых, частично розовых глинистых известняков и мергелей, которая во многих районах имеет в своем основании мощный базальный конгломерат (часто с примесью вулканогенного материала и прослоями рудистовых известняков) и местами прослаивается в низах разнообразными порфиритами и витрофировыми туфами.

В Антикавказском поясе севернее линии гор. Степанаван—гор. Дилижан—сел. Красносельск указанная свита отчетливо прослеживается от правобережья р. Дебед через Папакарский хребет в бассейн р. Джогаз, далее в долину р. Агстев, по которой протягивается до устья р. Спитак-джур (левый приток р. Агстев) и через осевую полосу Иджеванского хребта уходит под эоценовую вулканогенную толщу бассейна р. Марцигет. В северо-восточном направлении, к гор. Казах и к ст.

Тавуз свита известняков и мергелей уходит под эоценовые вулканогенные отложения.

В рассматриваемой зоне низы толщи представлены мощными базальными конгломератами и туфоконгломератами, которые кверху сменяются серыми известковистыми туфопесчаниками (с рудистами), фиолетовыми туфобрекчиями и порфиритами, испытывающими по простиранию значительные литологические изменения. В верхах толщи в долине р. Агстев залегают светло-серые и розовато-серые химически чистые рудистовые известняки, выклинивающиеся по простиранию в направлении к нижнему течению р. Агстев и к Иджеванскому хребту. Мощность колеблется в значительных пределах—от нескольких метров до нескольких десятков метров, причем мощность упомянутых рудистовых известняков достигает в районе гор. Иджеван 50 м. К югу от р. Спитакджур они образуют на протяжении 5—6 км эффектные эскарпы, будучи дислоцированы до углов падения в 90—100°. Количество вулканогенного материала сильно возрастает в направлении течения р. Агстев и далее на запад в бассейнах р. р. Джогаз, Барана, Кохб, Дебед. Мощные туфоконгломераты в окрестностях гор. Иджеван, сел. Ноемберян, Калача, а также андезитовые порфириты участка между сел. Севкар и Саригюх (по данным А. А. Атабекяна) относятся к описываемой свите.

Рудистовые известняки окрестностей гор. Иджеван, по данным А. А. Атабекяна, к северу, в окрестностях сел. Хаштарак и Ревазлу, фациально переходят в известковистые песчаники, а еще дальше, в окрестностях сел. Севкар и Саригюх, сильно обогащаются вулканогенным материалом. Здесь верхнесантонские отложения представлены уже туфогенными песчаниками, порфиритами, грубообломочными туфоконгломератами и туфобрекчиями с многочисленными рудистовыми банками.

Стратиграфически выше указанного комплекса отложений располагается чрезвычайно характерный для пояса Антикавказа горизонт голубых витрофировых туфов, прослаиваемых желтыми узорчатыми фельзитовыми мергелевидными пелитоморфными и перлитовыми туфами, желтовато-серыми туфопесчаниками, реже туфобрекчиями, розовыми и светло-серыми глинистыми известняками с примесью туфового материала и примазками и конкрециями пиролюзита. Во многих местах витрофировые туфы, вследствие гальмиролитических изменений, превращены в фисташково-зеленого цвета бентониты и суббентониты, обладающие превосходными адсорбционными свойствами.

Описываемый горизонт витрофировых туфов прослежен нами непрерывно под верхнесеноискими глинистыми известняками и мергелями от нижнего течения р. Дебед на восток через долину р. Агстев до нижних течений р. р. Ахум и Тавуш и далее на юго-запад по бассейну р. Агстев до водораздельного участка между р. р. Агарцин и Марцигет. Мощность горизонта в бассейнах нижних течений р. р. Дебед, Кохб и Барана составляет 300 м и, резко уменьшаясь в восточном и юго-восточном направлениях, достигает минимума 20 м на водоразделе р. р. Агстев и Джогаз (в окрестностях сел. Саригюх), 40—50 м в пространстве между сел. Ревазлу и Верх. Агдан, 10 м в западной части Иджеванского хребта. В последнем пункте подошвой туфового горизонта являются указанные выше зоогенные рудистовые известняки, в бассейне р. Дебед—розовые полосчатые альбитофиры, а на остальных участках—разнообразные терригенные и вулканогенно-обломочные отложения.

Из описанных двух горизонтов терригенно-вулканогенных пород и витрофировых туфов характерная фауна была собрана лишь в нижнем

горизонте, возраст которого был определен впервые В. П. Ренгартеном на основании находок из рудистовых известняков окрестностей гор. Иджеван—Praeradiolites plicatus Laj., Negre et Toul., Sphaerulites boreaui Toul., Durania cf. austinensis Roem., датирующие сантонский ярус.

Впоследствии богатые сборы фауны из нижнего горизонта были произведены А. А. Атабекяном (1954). Из различных мест им были определены: Baculites incurvatus Duj. var. cf. cazadoriana Paulcke, Parapachydiscus aff. stanislaopolitanus Lomm., Ancyloceras aff. bipunctatum Schlüt., Actaeonella crassa Duj., Trochactaeon cossmanni Choff., Plagioptychus sevanensis Renng., Pl. exogyra Reuss, Mitrocaprina bayani Douv., Orbignya canaliculata Roll. du Roq., Praeradiolites Toucasi D'Orb., Pr. plicatus Laj., Negr. et Toul., Radiolites galloprovincialis Math., Biradiolites angulosissimus Toucas, Sphaerulites boreaui Toucas, Durania cf. austinensis (Roem.), Bournonia osensis Vidal, Inoceramus undulato-plicatus Roem. var cf. terterensis Renng., In. cf. patootensis Lor., In. decipiens Zitt., In crassus Petr., In. cf. regularis d'Orb., In. cf. winkholdiodes And., In. cf. australis Woods, In. ex gr. Koegleri And., Endocostea Brooksi Iohn, E. typica Whit., Gervillia cf. kieslingswaldensis Sturm., Neithea regularis Schloth., N. sexcostata Woodw., Hemiaster cf. regulusi d'Orb., Micraster coranguinum Klein, Infulaster cf. excentricus Rose, Echinocorys cf. vulgaris Breyn., Octocoenia lugdunensis d'Orb. и др., характеризующие сантонский ярус.

За горизонтом витрофировых туфов следует мощная свита средне-и тонкослоистых, белых фарфоровидных глинистых известняков и мергелей, датированная верхним кампаном и маастрихтом. В своем распространении она строго следует за свитой витрофировых туфов, слагая периклинальные части складок северо-восточных предгорий Антикавказа, ущелья среднего течения реки Агстев и левого ее притока р. Спитак-джур, а также сводовую зону трапецеидальной антиклинали Иджеванского хребта. В бассейнах р. р. Ахум и Тавуш она развита за пределами Армении, однако непрерывной полосой огибает предгорья Куринской депрессии и на границе Иджеванского и Казахского районов, где она перекрывается трансгрессивной толщей среднего эоцена, смыкается с указанными выше выходами по р. Агстев. В среднем течении последней эта свита образует изоклинальные складки антикавказского простирания.

Мощность свиты в междуречьи р. р. Дебед и Агстев довольно выдержанная и составляет около 250 м. Далее на юго-восток, в среднем течении р. Агстев, в районе гор. Иджеван, она значительно увеличивается, достигая около 400 м и на юго-западе вновь уменьшается, достигая на Иджеванском хребте 200 м. По-видимому зоной сокращенных мощностей является также водораздел между р. р. Агстев и Джогаз в районе сел. Ачаджур—Саригюх—Дамирчилар.

Породы указанной свиты содержат богатую фауну иноцерамов, ежей, отчасти аммонитов, криноидей и др., что при литологическом однообразии свиты позволяет произвести поярусное ее расчленение.

Большая нижняя часть свиты—около трех четвертей ее мощности, сложенная белыми литографского типа глинистыми известняками (с кремнистыми конкрециями и стяжениями) относится к кампанскому ярусу, а остальная верхняя часть, представленная желтоватыми плитчатыми глинистыми известняками и мергелями с некоторой примесью тонкозернистого песчаного материала, относится к маастрихту.

Наличие кампанской фауны в рассматриваемой свите было установлено В. П. Ренгартеном на Папакарском хребте в междуречьи р. р. Дебед и Кохб. Им отсюда указываются Inoceramus regularis d'Orb., Pseudooffaster caucasicus L. Dru, Austinocrinus Erckerti Dam. В наших сбо-

рах 1944 г., произведенных в бассейне р. Агстев, было установлено наличие как кампанских, так и маастрихтских форм—Inoceramus balticus Böhm, In. cf. decipiens Zitt., In. cf. Mülleri Petr., Echinoconus globulus Klein, Echinocorys cf. Arnaudi Seuns, E. cf. Cotteaui Lamb., Micraster cf. Schroederi Stoll., M. Brongniarti Heb. var. Haasi Stoll., Cardiotaxsis Heberti Cott. и др. (определение А. Л. Цагарели). В наших сборах более позднего времени (1952) важное значение имела находка верхне-кампанского крупного Pachydiscus cf. levyi Gross. в низах свиты глинистых известняков Папакарского хребта (разрез г. Кяклик), позволяющего отнести низы свиты к верхнему кампану, а подстилающую свиту витрофировых туфов с прослоями розовых и белых глинистых известняков—к нижнему кампану.

Более полные списки фаун кампана и маастрихта приведены в новой работе А. А. Атабекяна (1954).

Для кампанской части разреза, кроме указанных выше форм, он приводит: Inoceramus subsarumensis Renng., In. sarumensis Woods, In. regularis d'Orb., In. salisburgensis Fugg. et Kastn., In. tenuilineatus Hall and Meek, In. lingua Goldf., In. labiatus Goldf., In cf. langi Choff., In cf. planus Goldf., In. cf. crassus Petr., Austinocrinus solignaci Valette, A. Erckerti Dam., Conulus cf. gigas Cott., C. albogalerus Klein, Echinoconus sulcatus d'Orb., Micraster cf. aturicus Heb., Physaster Abichi Anth. var., Echinocorys ovatus Leske, Catopygus conformis Desor. var., Ornithaster evaristei Cott., Pseudoffaster caucasicus Dru., Seunaster subconicus Renng., Galeaster Bertrandi Seunes, Terebratula cf. striata Wahl., Tetragonites virgulatus Hoepen var., Offaster guasanensis Renng., Oolopygus piriformis Leske и др.

Из маастрихтской части разреза указываются: Diplomoceras cf. cylindraceum Defr., Pachydiscus colligatus Binkh. var., Hauericeras sulcatum Kner, Scaphites cf. Haugi Gross., Belemnitella Langei Schats., LInoceramus balticus Boehm., In. cf. regularis d'Orb., In. nebrascensis Owen, In. colchicus Tsag., In. aff. alpinus Tsag., In cf. convexus Hall and Meek, In. cf. decipiens Zitt., Pycnodonta vesicularis Lam., Echinoconus globulus Klein, Cyclaster munieri Seunes, C. gindrei Seunes, Coraster sphaericus Seunes, C. vilanovae Cott., C. munieri Seunes, Physaster Abichi Anth., Echinocorys duponti Lamb., E. marginatus Goldf., E. Cotteaui Lamb., E. ovatus Leske, E. ovatus Leske var. humilis Lamb., E. cf. Arnaudi Seunes, Ornithaster evaristei Cott., Pseudoffaster Renngarteni Schm., Seunaster subconicus Renng., Geuttaria rocardi Lamb., Stegaster georgicus Rouch., Cardiotaxis Heberti Cottaeu, Lambertiaster Douvillei Gauth., Isomicraster brevis Desor, Galeaster sp., Diplodetus aff. carinatus Anth., Parasmilia centralis Matn. и некоторые новые виды.

А. А. Атабекян указывает, что в отличие от всех указанных выше районов Северной Армении маастрихтский ярус залегает в бассейне нижнего течения р. Джогаз (район сел. Дамирчилар в Куринской депрессии) трансгрессивно.

В Севанском поясе отложения верхних трех ярусов сенона обнажаются в Ширакском хребте в районе оз. Арпи-лич, в долине верхнего течения р. Агстев, в бассейне левого склона ущелья р. Гетик и на северо-восточном побережьи оз. Севан.

На Базумском хребте сенонские отложения выходят на поверхность часто вместе с туронскими вулканогенными отложениями на западных его отрогах—в бассейнах верхнего течения р. Ахурян, в районе оз. Арпи-лич и в бассейнах р. р. Желтой и Черной. Представлены они довольно однородными белыми, розовато-белыми и светло-серыми средне- и толстослоистыми, частично мраморизованными и песчанистыми извест-

няками мощностью около 300 м. Залегают они на вулканогенной толще турона-коньяка, прорванной гипербазитовыми интрузиями, и перекрываются миоплиоценовыми туфобрекчиями и лавами, уходя в восток—северо-восточном направлении под мощную андезитовую толщу Кечутских гор. Крайний северный выход этих известняков расположен в окрестностях сел. Ени Ел, где они образуют брахиантиклиналь запад—юго-западного простирания, прорванную андезитовым некком.

Среди выходов известняков района оз. Арпи-лич особняком стоят выходы в окрестностях сел. Красар. Здесь нижняя половина толщи представлена сильно песчанистыми розовыми известняками и мягкими известковистыми песчаниками, а верхняя половина— пепельно-серыми устричными известняками.

Фауна хорошей сохранности в указанных известняках встречается редко. В шлифах известняков окрестностей сел. Красар Н. П. Батуриным был встречен экземпляр Globotruncana sp. В песчанистых разностях тех же известняков нами был обнаружен крупный экземпляр Inoceramus aff. balticus Boehm.

В бассейнах р. р. Желтая и Черная свита розовых известняков сенона протягивается вдоль северных склонов их ущелий и надвинута в южном направлении на эоцен и в свою очередь пододвинута под толщу метаморфических пород юры Базумского хребта.

Южнее Базумского хребта, на Ширакском хребте сенонские отложения представлены свитой белых фарфоровидных глинистых известняков, розовых мергелей и частично гравелистыми розовыми зернистыми известняками, залегающими в самых верхах разреза. Без видимых признаков перерыва они залегают на аркозовых песчаниках верхнего турона-коньяка, с которыми связаны маломощной пачкой песчанистых известняков и известковистых песчаников с богатой фауной грубо скульптированных иноцерамов и перекрываются трансгрессивно среднеэоценовой туфоосадочной толщей, причем в верхах свиты известняков наблюдаются местами характерные признаки древней коры выветривания.

Мощность известняков наибольшая (400 м) в центральной части хребта, в окрестностях ст. Джаджур. Отсюда на запад к р. Ахурян мощности сокращаются примерно вдвое, причем в окрестностях сел. Овуни в верхах разреза появляются гравелистые розовые зернистые известняки с многочисленными мелкими ежами и иноцерамами. По всей видимости, этот горизонт мощностью около 50 м в более восточных районах был размыт предэоценовой трансгрессией.

К востоку от Ширакского хребта в той же структурной зоне сенонские отложения обнажаются на левом склоне Налбандской котловины (верхнее течение р. Памбак), в районе между сел. Сараландж и Гогаран, где они выходят на поверхность по надвигу почти широтного простирания и залегают на вулканогенных отложениях эоцена, содержащих нуммулитовую фауну.

Ввиду изоклинального характера складчатости на южном склоне хребта эоценовые отложения на значительном протяжении, от Джаджурского перевала до западных окрестностей сел. Кармракар, подвернуты под сенонские отложения. Западнее, линейная складчатость переходит в куполовидную и сенонские отложения, образуя брахискладки, круто поворачивают на юго-запад и вместе с эоценовыми отложениями уходят под молодые плиоплейстоценовые отложения района гор. Ленинакан.

Богатая фауна иноцерамов и ежей из сенона Ширакского хребта остается пока необработанной. Среди иноцерамовой фауны наших сборов из окрестностей сел. Кети, Кармракар, Малый Сариар и Джаджурского перевала удалось выделить пока многочисленные и крупные

Inoceramus balticus Boehm. Белые глинистые известняки и мергели с этой фауной мы относим условно к кампану, а расположенный выше горизонт гравелистых розовых известняков с иноцерамами и мелкими ежами (есаульский горизонт)—к маастрихту.

Восточнее сенонские отложения в указанной выше фации обнажаются в бассейне верхнего течения р. Агстев, между сел. Гамзачиман, Фиолетово, Головино. Обнажаются они на этих участках из-под эоценовых вулканогенных отложений в положительных поперечных перегибах линейных антиклинальных складок и представлены сильно смятыми, сланцеватыми глинистыми известняками и мергелями, вскрытой мощностью до 200 м. На участке между сел. Фиолетово и Головино южный контакт свиты известняков и мергелей с вулканогенной толщей эоцена проходит по сбросовому нарушению и пласты вдоль нарушения имеют крутое падение на север.

Сенонский возраст указанных отложений был обоснован В. Н. Котляром, К. Н. Паффенгольцем и Г. Т. Тер-Месропяном на общих стратиграфических основаниях.

В сборах пород Б. С. Вартапетяна из известняков окрестностей сел. Фиолетово, Н. А. Саакян и Ю. А. Мартиросян установили наличие Globotruncana, Globigerina, Gümbelina, Nodosaria, Textularia, Globigerinella, подтверждающих верхнемеловой возраст отложений.

На северо-восточном побережьи оз. Севан отложения рассматриваемых трех ярусов сенона обнажаются в антиклинальной долине р. Дзкнагет, к западу от сел. Цовагюх, из-под вулканогенных отложений эоцена и далее на значительном протяжении от мыса Адатапа до бассейна р. Масрик. На этом пространстве они, подстилаясь вулканогенной толщей юры, образуют ряд сближенных, сжатых складок общекавказского простирания, нарушенных взбросовыми нарушениями, и прорываются гипербазитовыми и габбровыми интрузиями. К западу от мыса Адатапа, по наблюдениям К. Н. Паффенгольца и последующих исследователей, проходит сбросовое нарушение север—северо-восточного простирания с опущенным северо-западным крылом.

Литологически сенонские отложения северо-восточного побережья неотличимы от таковых описанных выше районов. Представлены они белыми тонко-и среднеслоистыми глинистыми известняками и мергелями, имеющими мощность до 1000 м. По данным съемок К. Н. Паффенгольца, указанная свита известняков и мергелей прослеживается по простиранию в бассейн р. Тертер.

Сенонский возраст отложений был фаунистически обоснован впервые К. Н. Паффенгольцем находкой из окрестностей сел. Шоржа кампанско-маастрихтского Echinocorys ex gr. ovatus Leske. (определение Д. В. Дробышева).

В зоне центрального вулканического нагорья средне-и верхнесенонские отложения известны в системе Памбакского, Цахкуняцского и Гегамского хребтов, где они следуют, в основном, за описанными выше турон-коньякскими отложениями и представлены, как и в остальных районах, белыми глинистыми известняками, частично мергелями и базальными конгломератами с красным карбонатным цементом.

Соотношения этих отложений с более древними несколько иные в хребте Цахкуняц. На пространстве от меридиана вершины г. Арагац до долины р. Раздан в районе сел. Нижн. Ахта, свита сантона-кампана-маастрихта налегает с конгломератами в основании непосредственно на эопалеозойскую метаморфическую толщу, и, таким образом, из разреза выпадают турон-коньякские отложения, широко распространенные в сопредельных районах.

В западной части Памбакского хребта указанные отложения выступают в водораздельной полосе между массивами г. Арснакар и г. Шогакат, на Спитакском перевале, в бассейнах р. р. Алавар, Далар, Мармарик, юго-восточнее— в окрестностях сел. Нижн. и Верхн. Ахта в бассейне р. Аргичи, на пространстве между сел. Кахси и Ернджатап и далее на северном склоне г. Арагац, на вершине небольшого эрозионного холма Джанги-тапа. По данным С. П. Баляна, известняки эипа сенонских в неясном залегании выступают также на северо-западном склоне г. Арагац, в ущельи р. Каранлух, недалеко от сел. Арич. Мощность свиты колеблется в пределах от 250 до 300 м. Важно отметить, что севернее массива г. Арагац, в окрестностях сел. Курдский Памб, Алагяз и указанного выше холма Джанги-тапа, а также в верховьях р. Мармарик, к юго-западу от г. Маймех, на сенонские отложения с севера и север—северо-востока надвинуты метаморфические сланцы и метаморфизованные порфириты (с прослоями мраморов) эопалеозоя, которые перекрываются трансгрессивно вместе с сенонскими отложениями мощной (более 1000 м) вулканогенной толщей эоцена. Отсутствие последней под надвинутой толщей эопалеозоя показывает, очевидно, доэоценовый возраст этих разрывных дислокаций.

Фауна из указанных отложений обнаружена в немногих пунктах.

Из базальных красноцветных карбонатно-конгломератовых слоев сенонской толщи южного склона Памбакского хребта В. Л. Егоян отмечает Durania bertholoni Perv. (определение В. П. Ренгартена), встреченную в северных районах Армении в коньякских отложениях, ближе неопределимые иноцерамы и ежи.

В бассейне р. Аргичи В. П. Ренгартен указывает на находку в осыпях известняково-мергельных отложений, расположенных стратиграфически выше красноцветных известняков коньяка, Durania aff. apula Parona, характеризующую маастрихтский ярус.

В наших сборах из мергелистых известняков окрестностей сел. Армянский и Курдский Памб, верховьев р. Лалвар, долины среднего течения р. Раздан, оказались многочисленные иноцерамы плохой сохранности и морские ежи Micraster H. Echinocorys, пока необработанные, однако не оставляющие сомнения в их верхнесенонской принадлежности.

В Араксинском поясе сенонские отложения обнажаются из-под эоценовых отложений в бассейнах р. р. Гарни, Чатма, Веди, на Айоцдзорском (Селимском) перевале и в южной части Капутджухского хребта.

В северо-западной части зоны эти отложения слагают хребты Бозбурун, Еранос, отдельные участки в среднем течении бассейна р. Веди в окрестностях сел. Армик, Антарут, Азизкенд, Чангли, Кармрашен, Шугаиб, Гелайсор и Байбурд, где они выступают преимущественно в ядрах брахиантиклинальных структур.

Представлены указанные отложения конгломератами, песчаниками (в основании толщи), белыми и розовыми глинистыми известняками и мергелями, имеющими мощность до 500 м и участвующими в строении антиклинальных четкообразно построенных складок антикавказского простирания. В основании свиты располагаются всюду турон-коньякские отложения, которые отделяются от сантон-маастрихтской свиты базальными конгломератами. Последние имеют наибольшую мощность в бассейне р. Веди, где сложены из галек палеозойских пород, преимущественно из фузулиновых известняков перми и порфиритов юры. В северо-западном направлении мощность и состав конгломератов значительно меняются. В бассейне р. Гарни в них преобладают различной величины угловатые обломки кристаллических сланцев и аркозовый песчаный ма-

териал. В окрестностях сел. Байбурд аркозовые песчаники включают иногда углистые остатки.

Резкое уменьшение мощности (30—40 м) свиты мергелей и известняков констатировано в междуречьи р. р. Веди и Гарни в районе сел. Кетанлу, Шугаиб и Гейласор, где они залегают на рудистовых известняках турона-коньяка и содержат значительную примесь песчаного (аркозового) и слюдяного материала.

На хребте Бозбурун свита мергелей и известняков прорвана неккамми андезитов миоплиоценового возраста (некки г. Одзасар и Бозбурунской котловины), у сел. Байбурд и Дашлу—пластовыми залежами габбро-порфиритов, причем у сел. Байбурд габбро-порфириты замещают свиту розовых известняков сенона и низы песчано-глинисто-туфогенной свиты эоцена.

Сенонский возраст свиты был обоснован по общим стратиграфическим данным В. Ф. Захаровым, К. Н. Паффенгольцем (1938), В. П. Ренгартеном (1941), А. Т. Асланяном (1949). Позднее стратиграфию и фауну этой свиты подробно изучил В. Л. Егоян. Из различных мест бассейнов р. р. Веди, Чатма и Гарни он указывает: Glomospira charoides var. corona Cushm., Gl. gordialis (Park. et Ion.), Textularia ripleyensis Berry, Valvulineria cf. allomorphinoides (Reuss), Gyroidina cf. globulosa (Hagenow), G. florealis White, G. soldanii d'Orb., Eponides Haidingeri (d'Orb.), E. trümphyi Nuttall, Globigerinella aspera (Ehzen.), Gl. voluta (White), Globotruncana cf. arca Cushm, Gl. ex gr. linnei (d'Orb.).

В наших сборах 1949 г. оказалось, кроме того, Inoceramus balticus Boehm., а в сборах В. Л. Егояна—Inoceramus subquadratus Schlüter и Radiolites ang. Pic. de Lep. (из разреза развалин крепости Гяур-каласи).

В основании рассматриваемой свиты, как уже указывалось, залегают базальные конгломераты, которые посредством красных известняков и мергелей переходят в эту свиту. Возраст красных известняков В. Л. Егоян определяет на основании приведенной выше фауны как верхний коньяк. К верхнему коньяку он относит также базальные конгломераты, из которых он указывает Vaccinites grossouvrei Douv.

Следует отметить, что такое определение возраста базальных конгломератов не согласуется с определениями рудистой фауны наших сборов: Vaccinites ex gr. Grossouvrei Douv., Plagioptychus sevanensis Renng., Mitrocaprina cf. bayani Douv. (определение В. П. Ренгартена), происходящей из линз известняков, залегающих в основании горизонта базальных конгломератов, непосредственно на спилитовой толще юры южного склона Бозбурунского хребта. Фауна эта имеет коньяк-сантонский возраст.

Мощности сенонских отложений (от верхнего коньяка до маастрихта включительно) распределяются по отдельным участкам следующим образом: 600 м в западной части хр. Бозбурн, 400 м на склонах массива г. Кетуз, 400 м в бассейне р. Хосров (правый приток р. Веди), 200 м в массиве г. Еранос, 200 м в Байбурдской брахиантиклинали, несколько десятков метров в верховьях р. Чатма и на южном склоне хребта Бозбурун.

В Ордубадском районе сантон-маастрихтские отложения выражены в той же фации, что и в бассейнах р. р. Веди и Гарни—белыми и желтовато-розоватыми глинистыми известняками и мергелями, имеющими мощность около 350 м. Перекрывая турон-коньякские отложения и падая в юго-западные румбы, они протягиваются вдоль юго-западных склонов Капутджухского хребта до р. Аракс и далее, переходя на правый ее берег, простираются в восток—юго-восточном направлении.

В ущельи р. Аракс нами из этих отложений было собрано несколь-

ко экземпляров мелких ежей и иноцерамов, в том чсле Inoceramus balticus Boehm.

В более южной зоне Айоцдзорского хребта сантон-маастрихтские отложения развиты в сложных тектонических условиях в междуречьи р. р. Арпа и Джагри-чай в районах сел. Арени, Амагу, Тандзик, Гнишик, Хачик, Яйджи, Гюлистан, Серс, где они залегают на турон-коньякских и более древних отложениях вплоть до верхнего—среднего палеозоя. Лучшие обнажения и разрезы этих отложений имеются в районе сел. Хачик. По данным П. Боннэ (1928), на описанных выше турон-коньякских песчано-глинисто-карбонатных отложениях с Barroisiceras haberfellneri Hauer залегает свита базальных конгломератов, песчаников, известковистых песчаников и серых известняков, содержащих, по определениям В. П. Ренгартена, верхнесантонские Inoceramus frechi And. и In. waltersdorfensis And. Над этой свитой располагается свита мелоподобных глинистых известняков, чередующихся мергелей, песчанистых известняков и песчаников с Echinocorys brevis Lamb., Seunaster cf. gauthieri Lamb., Ornithaster evaristei Cott. (определение В. П. Ренгартена), Echinocorys ovatus Leske, Echinoconys conicus Breyn., Micraster ex gr. Brongniarti Hebb. (определение П. Боннэ), датирующих верхний сенон. За последним согласно следует свита перемежающихся серых песчанистых известняков, грубозернистых известковистых песчаников и серых песчанистых мергелей, венчающаяся горизонтом грубослоистых серых литотамниевых известняков.

Известняково-мергельную толщу, расположенную над сантонской свитой указанного района, П. Боннэ расчленяет снизу вверх на три горизонта: а) мергелистые известняки с Parapachidiscud Levyi Gross., P. neubergicus Hau., P. Brandti Redt., P. Brandti var. pegoti Gross., Hauericeras rambda Forb., Inoceramus regularis d'Orb., In. Goldfussi d'Orb., In. Cuvieri Sow., In. Brongniarti Sow., Haenleinia sp.

б) светло-желтые мергелистые известняки с Parapachydiscus Brandti Redt., P. Levyi Gross., P. colligatus Binkn. var., Austimocrinus Erckerti Dam., Stegaster cf. Cotteaui Seunes, St. cf. altus Seunes, Inoceramus Goldfussi d'Orb., Hamites sp.

в) желтые песчанистые известняки с редкими Inoceramus и остатками других пелеципод. Эти отложения в одной из работ 1923 г. П. Боннэ относит полностью к маастрихту, однако присутствие Parapachydiscus levyi Gross. в согласии с современными данными делает несомненной принадлежность нижней свиты к кампану. Характерным для маастрихта является Parapachydiscus colligatus Binkh., который встречен также в маастрихте северной Армении.

Мощность указанных отложений сантона, кампана и маастрихта достигает 500 м.

По данным съемок К. Н. Паффенгольца, в рассматриваемой полосе наблюдается ряд крупных разрывных нарушений, в результате которых палеозойские и триасовые отложения надвинуты на сенонские отложения (у сел. Тандзик, Яйджи и др.).

Необходимо отметить, что в западном направлении указанные отложения выклиниваются и уже на хребте Урц совершенно отсутствуют. Представляется вероятным, что это явление первичное и обусловлено геоантиклинальными тенденциями развития в верхнемеловое время области Араратской котловины и прилегающего к ней Урцского хребта.

Сопоставление отложений верхнего сенона Араксинского пояса с северными поясами отчетливо выявляет увеличение в направлении от Куринской депрессии к р. Аракс песчано-глинистого материала, окислов железа, окрашивающих породы в красный цвет, и фациальную пе-

строту отложений, что должно указывать на общее направление сноса терригенного материала в меловую геосинклиналь Армении из областей, расположенных к юго-востоку от бассейна р. Аракс. При этом отчетливо же намечается резкое усиление общего прогибания геосинклинали от сантона к кампану и маастрихту и более резкого усиления прогибания отдельных ее сегментов с проявлениями обратных тенденций с верхов маастрихтского яруса.

Сантонские терригенные отложения с обильной рудистовой и брюхоногой фауной указывают на условия мелководного сублиторального моря с теплыми, хорошо аэрируемыми водами нормальной солености. Фауна типичная средиземноморская и, по заключению А. А. Атабекяна, обнаруживает большое сходство с фауной Южной Франции, Южной Германии, Восточных Альп, Испании, Северной Африки и в небольшой мере с фауной Русской платформы, Англии, Америки, Новой Зеландии, Мадагаскара и Средней Азии. Интересно при этом отметить, что сантонская фауна Малого Кавказа имеет мало общих черт с фауной Большого Кавказа—в последнем отсутствуют или скудно представлены группы рудистов и брюхоногих, что, по мнению указанного автора, может объясняться наличием климатической зональности или барьера на месте Куринской депрессии.

Фауна и фации кампана являются, по сравнению с таковыми сантона, значительно более глубоководными (батиальными). Фауна, представленная, главным образом, иноцерамами, морскими ежами, лилиями и аммонитами, обнаруживает большое сходство с одновозрастной фауной средиземноморской провинции и частично с фауной Германии, Англии, Русской платформы, Крыма, Большого Кавказа, Средней Азии, Африки, Мадагаскара, Америки, Японии.

Примерно таковы же фауна и фации маастрихта, однако фауна эта при преобладании средиземноморских форм включает большое количество форм, характерных для гомотаксичных отложений Северной Германии, Бельгии, Франции, Пиренеев, Средней Азии, Русской платформы, Восточных Альп, Мадагаскара, Северной Америки, Турции, Англии. Это, очевидно, указывает на большие масштабы маастрихтской трансгрессии, обеспечившей свободный обмен между фаунами средиземноморской и смежных провинций.

Датский ярус. Отложения датского яруса имеют на территории Армении крайне ограниченное развитие и в большинстве районов среднеэоценовые нуммулитовые отложения залегают непосредственно на сенонских отложениях, охарактеризованных иноцерамовой и др. фауной.

В пределах Антикавказского и Севанского поясов существование датских отложений подозревается лишь в одном пункте—в ядре изоклинальной складки в 3 км к юго-востоку от гор. Иджеван, северо-западнее урочища Хач-базар, по шоссе, ведущему от сел. Верхн. Агдан в сел. Берд. Здесь над маастрихтскими отложениями, представленными белыми мелоподобными известняками и мергелями, залегает пачка пепельно-серых флишоидных осадков—глинистых песчаников и песчанистых мергелей мощностью около 20 м, содержащих крупные, несколько деформированные Echinocorys sp. Осадки эти литологически совершенно отличны от нижележащих осадков сенона. Равным образом отличны и найденные здесь Echinocorys от представителей того же рода из более древних слоев. Ближайшим районом развития более или менее достоверных датских отложений считается, по данным Л. В. Захаровой, долина р. Кюрак-чай, в 100 км к восток—юго-востоку от устья р. Агстев. По данным этого автора, у сел. Биргез, над маастрихтскими отложениями залегает пачка мергельных осадков (с конгломератами в основании),

содержащая Gyroidina caucasica Subb., Globigerina triloculinoides Plum, Globorotalia membranacea (Ehrenberg), Anomalina danica Brotz., Cibicides spiropunctatus Gall. et Morrey.

По сообщению автора, вместе с этой фауной, свойственной почти исключительно или преимущественно датскому ярусу, встречается также большое количество глобигерин и других видов, более характерных для третичных, чем для меловых отложений, и, таким образом, вопрос принадлежности указанной фауны к датскому ярусу остается открытым.

В более южных районах Армении отложения датского яруса известны в Араксинском поясе. В Ереванской тектонической зоне они были выделены впервые нами в бассейне р. р. Гарни и Чатма и далее В. Л. Егояном и Ю. А. Мартиросян в бассейне среднего течения р. Веди. Эти отложения представлены здесь флишем из конгломератов, песчаников, гравелисто-песчанистых известняков и песчанистых глин желтовато-светло-серого и пепельно-серого цветов и заключены между фаунистически охарактеризованными отложениями маастрихта и трансгрессивно залегающими отложениями среднего эоцена. От предэоценового размыва они сохранились в ядрах брахиантиклинальных складок г. Еранос, сел. Байбурд, сел. Карабахлар и в прилегающих к ним участках. По новым данным Л. В. Захаровой—Атабекян отложения датского яруса в среднем течении р. Веди залегают трансгрессивно на верхах коньякских отложений и охарактеризованы Echinocorys sulcatus Goldf.

В Ордубадском районе Ш. А. Азизбеков и Р. Н. Абдуллаев (1946) к датскому ярусу относят условно флишоидную свиту, которая располагается между сенонской свитой известняков и мергелей и туфогенной свитой среднего эоцена, однако приводимая ими микрофауна, определенная М. Д. Халиловым, является смешанной датско-палеогеновой.

В Айоцдзорском хребте датские отложения развиты на междуречьи р. р. Арпа и Джагри-чай—в пространстве между сел. Барцруни, Серс, Гнишик, Арени, где они располагаются над маастрихтскими отложениями и сложены свитой детритусовых литотамниевых известняков, имеющих мощность несколько десятков метров и перекрывающихся палеогеновыми отложениями.

По данным В. П. Ренгартена (1941), у сел. Гнишик эти известняки содержат характерные для датского яруса формы: Echinocorys sulcatus Goldf., Pecten (Chlamys) cretosus Defr. и Brachiopoda. Южнее Айоцдзорского хребта, со стороны р. Джагри-чай П. Боннэ (1919) указывает из той же свиты известняков Cyclastes (Isopneustes) aturicus Seunes, C.gindrei Seunes и Coraster sphaericus Seunes, прочно обосновывающих датский возраст свиты. Выше последней располагается пачка желтых и розовых песчаников с линзами бурого угля, переходящая кверху в серый песчано-мергельный флиш (с фукоидами и механическими следами) и фауной в составе: Litothamnium, Nodosaria, Textularia, Globigerina, Rotalia— (определения И. Э. Карстенса из коллекций пород К. Н. Паффенгольца). П. Боннэ относит пачку песчаников с линзами углей предположительно к монтскому ярусу.

С мезозойскими отложениями связан ряд месторождений полезных ископаемых.

В комплексе триасовых отложений промышленный интерес представляют известняки и доломиты (в нижнем и среднем триасе Айоцдзорского хребта) и частично каменный уголь (в трансгрессивной свите верхнего триаса бассейна р. Веди), имеющий, однако, небольшие запасы в сложных тектонических условиях.

В юрских отложениях из нерудных ископаемых промышленный интерес представляют крупные залежи известняков Базумского хребта и

Сисимаданского рудного района, в верхнем оксфорде-кимеридже Дилижанского, Иджеванского, Шамшадинского и Кафанского районов, в титоне Кафанского района, залежи доломитов в верхнем оксфорде-кимеридже Иджеванского и Шамшадинского районов, литографские известняки в кимеридже Иджеванского района, цветные конгломераты в основании толщи оксфорда-кимериджа Иджеванского района и в основании келловея Шамшадинского района.

Мощные толщи порфиритов и кварцевых порфиров доставляют во многих районах строительный камень, а кварцевые порфиры байоса в Кафанском районе включают большое количество интрателлурического кварца и могут рассматриваться как сырье для получения стекла и других кремнекислотных огнеупорных изделий.

С юрскими вулканогенно-осадочными отложениями связано большое число месторождений и проявлений гидротермальных руд, причем кроме титона, представленного глинистыми известняками, оруденение имеется в отложениях всех ярусов юры. Основной интерес среди этих отложений представляют кислые лавы и кислые пирокластические породы (кератофиры и кварцевые порфиры) лейаса (Алаверди, Шамлуг, Шагали, Кафан) и байоса (Армутлы, Шамшадин, Кафан,) к которым приурочены богатые медно-серноколчеданные штокового-штокверково-порфирового типа. В вулканогенных породах основного состава, подстилающих и перекрывающих кислые эффузивы, встречаются того же состава руды преимущественно жильного и вкрапленного типов. Полиметаллические руды в юре связаны почти исключительно также с указанными кислыми эффузивами; простые по составу свинцово-цинковые руды отмечены в доломитах и доломитизированных коралловых известняках оксфорда-кимериджа Шамшадинского района (Мовсесское месторождение), магнетит-гематитовые контактово-метасоматические руды—в порфиритах и известняках оксфорда Ноемберянского района (в кровле интрузии гранодиоритов), медно-молибденовое оруденение—в нижнеюрских порфиритах Баргушатского и Капутджухского хребтов, медно-гематитовое оруденение в нижнеюрских порфиритах и известняках Сисимаданского месторождения и др.

Из эпигенетических месторождений, связанных с юрскими отложениями, следует упомянуть также кварциты и исландский шпат, связанные с карбонатными породами оксфорда-кимериджа, а также флинтклеевые огнеупорные глины, образовавшиеся вследствие гидротермального метаморфизма вулканогенных пород юры и эоцена (Туманянское месторождение).

Из сингенетических полезных ископаемых в комплексе меловых отложений промышленное значение имеют высококачественные зоогенные известняки (частью мраморовидные) баррема, турона-коньяка и сантона, мергелистые известняки сенона, рассматриваемые как цементное сырье, бентонитовые и суббентонитовые глины и фельзитовые туфы сантона—кампана, разнообразные порфириты и порфиры неокома и турона-сантона, разрабатываемые вместе с известняками для получения строительного камня. Для целей местной промышленности некоторый интерес представляют также осадочные марганцевые руды, залегающие в вулканогенно-осадочных отложениях верхнего турона-сантона (в Ноемберянском и Иджеванском районах).

Эпигенетических рудных проявлений, приуроченных к меловым отложениям, очень мало, а сами эти проявления, насколько известно, практического интереса не представляют. По всей вероятности, объясняется это отсутствием в полях развития меловых отложений гранитоидных интрузий.

Небольшие медно-колчеданные рудопроявления гидротермального происхождения отмечены в нижненеокомских вулканогенных породах Зангезура (у сел. Хдранц и Тандзавар), проявления киновари гидротермального же происхождения в вулканогенно-известняковой толще юры и мела в бассейне оз. Севан, кварц-гематитовое оруденение в кислых эффузивах нижнего сенона в районе сел. Ламбалу, барита в корневых частях коньяк-сантонских вулканов бассейна р. Джогаз, гематит-магнетитовое оруденение в контакте гранодиоритов и нижнесенонских известняков бассейна р. Алавар, агаты в турон-сантонских породах.

Выше отмечалось, что имеется тесная локальная связь между кислыми эффузиями юры и гидротермальными колчеданными рудами. Некоторые исследования, недостаточно знакомые с геологией месторождений этих руд, склонны думать, что указанные руды и эффузивы находятся всецело в генетической связи и образовались из единых магматических очагов. Необходимо уточнить, что в целом ряде случаев оруденение значительно моложе вмещающих кислых эффузивов.

Так, например, на Шамлугском месторождении основная масса колчеданных руд залегает в кератофирах и кератофировых туфах нижней юры и во многих случаях в висячем боку рудных тел располагаются малые пластовые интрузии розовых альбитофиров, играющих роль экранов. Альбитофиры, в свою очередь, прорывают песчаники байоса, бата и келловея, причем байосские песчаники с базальными конгломератами в основании перекрывают кератофиры нижней юры. На Алавердском месторождении колчеданные руды залегают в кератофирах нижнего лейаса, однако оруденение контролируется разорванной трапецеидальной структурой, в строении которой принимают участие фаунистически охарактеризованные отложения среднего и верхнего лейаса, байоса и бата, причем рудоконтролирующий разлом смещает все указанные отложения. На Армутлинском месторождении колчеданные руды залегают, в основном, в кварцевых порфирах и кварцпорфировых туфах верхнего байоса. Оруденение контролируется трапецеидальной структурой, в строении которой принимают участие также отложения келловея и оксфорда. Кроме того, кварцевые порфиры секутся дорудными дайками, которые одновременно пересекают также келловейские отложения. Указанный вопрос подробно освещается ниже, в разделе «металлогения».

Среди мезозойских отложений в отношении водоносности наибольший интерес представляют горизонты трещиноватых известняков и лав, залегающих на вулканогенно-обломочных и плотных песчано-глинистых водоупорных породах, особенно на тех участках, где они образуют синклинальные структуры или оказываются смещенными разрывными нарушениями.

ГЛАВА ТРЕТЬЯ

СТРАТИГРАФИЯ КАЙНОЗОЯ

1. ПАЛЕОГЕН

Отложения палеогена пользуются на территории Армении огромным распространением, покрывая значительные площади в бассейнах р.р. Дебед, Агстев, Ахурян, Касах, Раздан, Арпа, Гарни, Веди, Воротан, в бассейне оз. Севан и в крайних западной и восточной частях системы Зангезурского хребта.

Представлены они весьма изменчивого и сложного состава комплексом вулканогенно-осадочных отложений, достигающих мощности до 5 км и залегающих на различных горизонтах более древних отложений от эопалеозоя до датского яруса включительно.

А. ПАЛЕОЦЕН(?) И ЭОЦЕН

Среди палеогеновых отложений наибольшее распространение имеют эоценовые отложения, которые занимают около одной четверти территории Армении и представлены как в вулканогенно-осадочной, так и в нормально-осадочной фациях. Ниже дается описание указанных отложений по трем основным оротектоническим поясам — Антикавказскому, Севанскому и Араксинскому в направлении с северо-востока на юго-запад.

В пределах Антикавказского пояса эоценовые отложения распространены в бассейнах нижних течений р. р. Агстев и Джогаз, на западном продолжении Иджеванского хребта, в бассейнах р. р. Марцигет и Дзорагет и в районах г. г. Леджан и Лалвар в пределах Сомхетского хребта.

Во всех этих районах эоценовые отложения представлены толщей грязно-зеленого и фиолетово-зеленого цветов авгитовых и плагиоклазовых порфиритов, частично полосчатых дацитовых порфиритов и чередующимися с ними различными туфобрекчиями, туфоконгломератами, туфопесчаниками, фельзитовыми и витрофировыми туфами, изредка известковистыми песчаниками, нуммулитовыми гравелистыми известняками, бурыми углями и углистыми сланцами, причем в основании толщи в ряде мест залегают базальные конгломераты. По простиранию толща испытывает значительные фациальные изменения — порфиритовые покровы и потоки переходят в вулканогенно-обломочные отложения, последние переходят в туфопесчаники и т. д.

Эоценовые отложения бассейна р. Дзорагет к северу от Базумского хребта и на Сомхетском хребте подробно изучены автором в 1954 г. Здесь, в северо-западной части бассейна, в основании толщи залегает чередующаяся свита базальных туфоконгломератов, розовых туфов, туфопесчаников и грубообломочных туфобрекчий плагиоклазовых порфиритов мощностью около 300 м; залегает она на северном склоне Сомхетского хребта на свите туфогенов и слюдистых глинистых сланцев верхнего байоса и бата и включает в самых низах свиты (севернее г. Осиновой, северо-западнее г. Лок и восточнее г. Лалвар) прослои гравелистых известняков, содержащих мелкие Nummulites distans Desh., N. irregularis Desh., N. partschi de la Harpe., N. Murchisoni Brun., неясные остатки дискоциклин, цибицид, глобигерин и др., обосновывающих лютетский возраст свиты (данные В. Я. Эдилашвили и автора). В основании свиты, в туфоконгломератах и нормальных конгломератах встречается большое число галек розовых альбитофиров.

Указанная свита южнее перекрывается свитой зеленовато-серых, пепельно-серых и отчасти белых плагиоклазовых (лабрадоровых) порфиритов (нередко с такситовой текстурой), слагающих верхнюю часть массива г. Лалвар и большую часть водораздельной полосы Сомхетского хребта. Мощность ее около 400 м.

Еще южнее широко обнажается мощная свита чередующихся фельзитовых, витрофировых, кристаллокластических и частично литокластических туфов дацитового состава, обычно желтого и кремового цветов, прослаивающихся покровами и потоками полосчатых дацитовых порфиритов (в самых низах свиты), плагиоклазовых и авгитовых порфиритов и туфопесчаников. Ими сложены массивы г. г. Леджан, Черемша, Медная, Аракел и др. В верхах свиты залегает также ряд пластов известковистых тонкозернистых туфопесчаников, несущих оруденение свинца, цинка (галенит и сфалерит), частично меди и железа (халькопирит и гематит). Мощность свиты около 800 м.

Над этой свитой в ядрах синклинальных складок залегает свита туфопесчаников и пелитоморфных туфов мощностью до 500 м. Выше по разрезу залегает толща андезито-дацитовых и дацитовых лав с базальными туфоконгломератами в основании, включающими, по данным П. Л. Епремяна, гальку из подстилающих пород, а также гальку вторичных оруденелых кварцитов. Таковые отмечены в окрестностях сел. Гяргяр, Урут и Агарак.

В названном районе указанные отложения образуют серию антиклинальных и синклинальных складок широтного простирания, которые к востоку, в сторону Алавердского рудного района, постепенно поворачивают на юго-восток и выходят в воздух, а к западу, суживаясь, периклинально замыкаются и переходят в структуры общекавказского простирания, ориентированные параллельно структурам Базумского хребта. В этом районе в туфоосадочных отложениях окрестностей сел. Шахназар П. Л. Епремяном в 1955 г. были обнаружены Nummulites Bronniarti d'Arch., N. Oswaldi Meff. и N. globulus Leym. (определение А. А. Габриеляна), датирующий средний эоцен.

Вниз по бассейну р. Дзорагет, ввиду погружения осей структур на восток—юго-восток и размыва верхней свиты туфопесчаников и пелитоморфных туфов, распространяются, главным образом, порсды третьей снизу свиты—фельзитовые и фельзитоидные туфы—туфогены, с внутриформационными потоками дацитовых порфиритов (часто со столбчатой отдельностью—в районе сооружений ДзораГЭС) и плагиоклазовых порфиритов.

Эоценовые отложения бассейна р. Дзорагет, образуя структуры общекавказского (близширотного) простирания, прослеживаются на восток в бассейн р. Марцигет, где налегают на нижне - и среднеюрские отложения, и далее до западных отрогов Иджеванского хребта, где налегают на верхнесенонские отложения (кампан-маастрихт). В этой полосе в основании толщи местами залегают грубые базальные конгломераты (с валунами и гальками из юрских и меловых пород), сменяющиеся кверху нуммулитовыми микроконгломератами, известковистыми песчаниками и далее зелеными туфопесчаниками, включающими ряд пластов углистых глинистых сланцев, бурых углей (Шамутское месторождение), кристаллических туфов и порфиритов. Выше располагается мощная толща плагиоклазовых и авгитовых порфиритов, их туфов и туфобрекчий, прослаиваемая туфопесчаниками. Мощность толщи достигает здесь 1200 м, из коих около 500 м приходится на нижнюю вулканогенно-осадочную угленосную свиту. Из низов свиты у сел. Кариндж были обнаружены: Nummulites Murchisoni Brun., N. Heeri de la Harpe, N. irregularis Desh., N. subirregularis de la Harpe, N. atacicus Leym., N. subatacicus Douv., Assilina sp., Discocyclina sp., Chlamys aff. subtripartita d'Arch. (сборы В. Г. Грушевого, определения Б. Ф. Мефферта). Из наших сборов, произведенных в окрестностях сел. Шамут в нижней терригенно-угленосной свите, А. А. Асатряном были определены Nummulites atacicus Leym., N. subatacicus Douv., Assilina granulosa d'Arch., Discocyclina sp.

Кроме того, в пелитовых пластах, подчиненных угленосному горизонту, нами было обнаружено большое число мелких тонкораковинных пресноводных гастропод, пока необработанных. Гастроподы необычайно крупных размеров и пелециподы в массовых скоплениях встречаются в ассоциации с нуммулитами и ассилинами также в базальных слоях толщи.

Далее, фаунистические данные приведены в работе В. И. Качарава, который при разведке Шамутского угольного месторождения обнаружил в низах вулканогенно-осадочной толщи Nummulites subirregularis de la Harpe, Assilina spirade Rois., Operculina canalifera d'Arch., Gyroidina caucasica Subb., Cibicides sp., Eponides sp., Anomalina sp., Cristellaria sp., определяющие ее среднеэоценовый возраст.

В структурном отношении полоса развития эоценовых отложений бассейна р. Марцигет является продолжением Иджеванского синклинория, который к востоку постепенно поворачивает на северо-восток и далее приобретает северо-восточное (антикавказское) простирание. Это отчетливо видно в районе гор. Иджеван.

Упомянутые выше эоценовые отложения бассейнов нижних течений р. р. Джогез и Агстев, в крайней северо-восточной периклинальной части Иджеванского синклинория залегают непосредственно на верхнесенонских отложениях (в окрестностях сел. Лалигюх и Демирчилар, где ими сложены вершины Гамеши-чал, Кафтары, Ддеван и др.).

Эоценовый возраст их был обоснован недавно А. А. Атабекяном (1953). По его данным, эти отложения представлены толщей лабрадоровых и авгитовых порфиритов, включающих прослои и линзы известковистых песчаников и песчанистых известняков с лютетскими Nummulites subatacicus Douv., N. atacicus Leym., N. subramondi de la Harpe, Assilina granulosa d'Arch., Pecten sp., Trochus sp. (определения А. А. Габриеляна).

Указанные отложения занимают площадь около 10 км² (на границе Иджеванского района Армянской ССР и Казахского района Азербайджанской ССР) и скрываются по падению под аллювиальными террасовыми отложениями долины р. Агстев и Куринской низменности.

По данным А. А. Атабекяна, толща эоцена слагает здесь широкую синклинальную складку антикавказского простирания с осью, проходя-

щей по левобережью р. Агстев и ограниченную с востока сбросом, приводящим в контакт данную толщу с расположенной восточнее вулканической толщей турона-сантона.

Необходимо указать, что р. Агстев и ее притоки в пределах Иджеванского синклинория пропиливают верхние горизонты сенона (кампан-маастрихт) в ядрах синклиналей (юго-западнее гор. Иджеван, севернее сел. Верх. Агдан, между сел. Ачаджур и Бархударлу) при наличии на склонах ущелья реки денудационных и частично галечных террас высотой 200 м, 450 м, 750м, 1000м, 1300—1400 м (плоский водораздел между р. р. Агстев и Ахум восточнее гор. Иджеван) и наличии тех же верхнесенонских отложений на высотах до 1500 м от тальвега реки. Это обстоятельство показывает, что до образования отмеченных террас Иджеванский синклинорий был выполнен мощной толщей послесенонских, по всей вероятности, эоценовых отложений.

Таким образом, выясняется, что вдоль бассейнов р. р. Дзорагет и Марцигет, далее через Иджеванский хребет и долину р. Агстев в среднем и нижнем ее течениях в эоценовое время проходил более или менее единый дугообразно выгнутый к юго-востоку прогиб, который заполнялся вулканогенно-осадочным комплексом отложений. Как увидим ниже, этот факт имеет большое значение для тектонического районирования рассматриваемой области.

В Севанском оротектоническом поясе эоценовые отложения выражены в тех же фациях, что и в первом—Антикавказском поясе, однако отличаются от первых значительно большей мощностью и линейным характером складчатости. В этот пояс входят эоценовые отложения Базумского, Геджалинского, Мургузского, Ширакского и Памбакского хребтов, бассейна оз. Севан и восточного Зангезура.

В пределах этого пояса распространены в огромных количествах авгитовые, лабрадоровые, андезитовые, дацитовые и кварцевые порфириты, туфобрекчии, туфогены, а также микроконгломераты, песчаники и известняки, прослаивающие эти отложения.

В западной части пояса на южном склоне Базумского хребта, в бассейнах р. р. Чичхан и Чизихлар и на склонах Ширакского хребта эоценовые отложения представлены мощной толщей разнообразных зеленоватых и зеленовато-серых, голубых и желтых витрофировых туфов, туфопесчаников, туфоалевролитов и туфосланцев, прослаиваемых иногда гравелистыми нуммулитовыми известняками и песчаниками. Лишь на одном участке, у сел. Кети, на небольшой площади выходят андезитовые порфириты, фациально переходящие в названные туфогены. Эта толща, достигающая мощности 4000 м в синклинории между Ширакским и Базумским хребтами, залегает на эрозионной поверхности различных горизонтов сенона и турона (местами с древней корой выветривания в основании — район сел. Овуни, Кети, Большой Сариар) и образует изоклинальные складки с подвернутыми южными крыльями в антиклинальных структурах, причем с севера на нее надвинуты по крупному разлому более древние метаморфизованные мергелистые известняки и диабаз-порфириты, слагающие Базумский хребет. Южнее Ширакского хребта туфо-осадочная толща эоцена уходит под верхнемиоценовую вулканогенную толщу и под толщу наносов, озерных отложений и лав плиоплейстоцена Ленинаканской котловины.

В системе Ширакского хребта и западнее, в Амасийских горах, толща эоцена включает большое число согласных пластовых залежей габбро-диоритов и габбро-порфиритов мощностью от нескольких дециметров до 200 м.

Подробное описание их дано в работах Т. Ш. Татевосяна (1950) и автора (1954).

Интересно в этом районе, в пространстве между сел. Сараландж и Палутлу, наличие мощной (до 100 м) зоны туфогенов с фиолетовыми яшмами и ояшмованными породами.

Фауна из этой толщи, исключительно нуммулитовая, была собрана нами в окрестностях сел. Малый Сариар, Кармракар, Кети, Овуни и на склонах г. Камхуд из песчаников и прослоев черных и розовых гравелистых известняков. Особенно богаты фауной базальные песчано-глинистые слои, обнажающиеся в 0, 7 км к северо-западу от сел. Кармракар, где они залегают непосредственно на фаунистически охарактеризованных туронских отложениях южного крыла брахиантиклинальной складки. Отсюда из наших сборов определены: Nummulites lucasi d'Arch., N. oosteri de la Harpe, N. partschi de la Harpe, N. perforatus de Montf., N. laevigatus Leym. N. Assilina granula d'Arch. (массовые скопления). Эти же формы, за исключением ассилин, встречаются в меньшем количестве индивидов также во всех других пунктах, указанных выше. Ими определяется лютетско-оверзский возраст вулканогенной толщи.

Фораминиферовая фауна из описываемых отложений в окрестностях сел. Кети была собрана ранее П. П. Батуриным. В его сборах Б. Ф. Мефертом были отмечены: Nummulites atacicus Leym., N. subatacicus Douv., N. perforatus de Montf., N. laevigatus Brug., N. lucasi Defr., Assilina sp. aff. exponens Sow., датирующие средний эоцен.

В восточном направлении туфогенная толща Ширакского и западной части Базумского хребтов совершенно постепенно сменяется по простиранию более грубыми кластическими образованиями—туфобрекчиями и пеплово-лапиллевыми туфами и далее толщей многократно чередующихся порфиритов (от авгитовых порфиритов до кварцевых и эпилейцитовых порфиритов), туфобрекчий, туфопесчаников и туфосланцев, которая переходит от Базумского хребта на восток в Геджалинский и Памбакский хребты, откуда прослеживается по бассейну р. Гетик в Арегунийский и Севанский хребты, образуя ряд выдержанных антиклинальных и синклинальных складок близширотного простирания. При этом намечается отчетливое возрастание роли лав в общей толще в направлении с запад—северо-запада на восток—юго-восток.

Ложем эоценовых отложений во всей этой зоне являются главным образом сенонские отложения и отчасти отложения турона (южные склоны Ширакского хребта), юры (Базумский и Мургузский хребты, южные склоны Иджеванского хребта восточнее меридиана гор. Дилижан) и эопалеозоя (некоторые участки Памбакского хребта).

В полосе, протягивающейся от гор. Кировакан до сел. Головино, в основании вулканогенной толщи эоцена залегает горизонт кварцевых порфиритов (кварцевые кератофиры и кварцевые альбитофиры по некоторым авторам) и их туфы, являющиеся вместилищем колчеданных руд этого района. Описание этой зоны впервые было дано В. Н. Котляром (1939). Такие же кварцевые порфириты, но не измененные рудообразующими флюидами, констатированы в толще эоцена против устья р. Гетик (на южном склоне горы Абега-кар) и на правом склоне ее ущелья, причем на последнем кварцевые порфириты залегают на однородной мощной толще авгитовых порфиритов (с редкими прослоями нуммулитовых известняков), слагающих водораздельную часть и верхи южных склонов Мургузского хребта и перекрывающихся в районе сел. Красное свитой лабрадоровых порфиритов и туфогенов. Отмеченные выше дацитовые порфириты, по описаниям Ю. А. Арапова и Н. Я. Монахова (1939), преобладают в восточной части Базумского хребта.

Южнее полосы Кировакан-Красносельск, в полосе Памбакского и Арегунийского хребтов нижняя половина разреза эоценовой толщи сложена главным образом фиолетовыми плагиоклазовыми и авгитовыми порфиритами (последние обычно залегают в самых низах разреза) с конгломератами и нуммулитовыми известняками в основании, а верхняя половина—туфогенами, прослаиваемыми плагиоклазовыми и дацитовыми порфиритами. В западном направлении порфиритовая толща, залегающая на эопалеозое и сеноне, переходит по простиранию в туфогенную толщу южных склонов Ширакского хребта и Памбакской (Налбандской) котловины, причем, по наблюдениям В. Н. Котляра и В. М. Амаряна, в западной части Памбакского хребта, на Дебаклинском перевале, в основании толщи, непосредственно над сенонскими мергелистыми известняками залегают кварцевые порфириты, которые могут параллелизоваться с таковыми более северного района Тандзутского месторождения.

По данным В. Н. Котляра, В. П. Петрова и Г. П. Багдасаряна в центральной части Памбакского хребта, на периферии Тежсарского щелочного интрузивного массива небольшое распространение в вулканогенной толще имеют эпилейцитовые порфириты (с крупными идиоморфными кристаллами эпилейцита), которые, по данным А. Г. Мидяна и нашим наблюдениям, приурочены к нижней половине разреза описываемой толщи. Впрочем, следует отметить, что вопрос о происхождении и условиях залегания этих интересных образований не получил пока однозначного решения, поскольку одни исследователи (В. Н. Котляр, Г. П. Багдасарян, В. П. Петров) считают их эффузивными породами обычного типа, а другие (А.Г. Мидян и др.)—эффузивными порфиритами, измененными под воздействием прорывающих их щелочных интрузий (щелочные и нефелиновые сиениты Тежсарского комплекса). Вообще же в этой связи необходимо напомнить о том, что щелочные полевые шпаты (анортоклазы, по В. Я. Эдилашвили) встречаются в эоценовых вулканогенных образованиях Закавказья довольно часто. Этому вопросу посвящена специальная статья В. П. Петрова (1947 г.).

Из приведенных выше данных усматриваются частые фациальные переходы одних типов вулканогенных отложений в другие, осадочных отложений в вулканогенные и др. Из них особого внимания заслуживают следующие:

а) в западной части пояса, в бассейне р. Ахурян и в верхнем течении бассейна р. Памбак, развиты почти исключительно туфогены, которым в восточных районах — в бассейне р. Агстев и на Памбакском и Арегунийском хребтах, отвечают главным образом лавы и туфобрекчии. Накопление в первом районе исключительно туфового материала при отсутствии корней излияний и извержений следует объяснить очевидно направлением движения в эоценовое время воздушных масс с севера на юг или с востока на запад;

б) эффузивные кварцевые порфиры полосы Кировакан-Головино-Чайкенд являются локальным внутриформационным покровом, что доказывается отсутствием их в смежных разрезах;

в) авгитовые порфириты, слагающие верхнюю часть Мургузского хребта и перекрывающиеся здесь указанными кварцевыми порфирами, являются также локальным покровом, поскольку они в главной полосе развития кварцевых порфиров отсутствуют (выпадают из разреза) и последние налегают на сенонские известняки и мергели (в районе сел. Головино).

В отношении фаций определенный интерес представляют титано-магнетитовые туфопесчаники в самых низах эоценовой толщи в северном борту пояса (в районе монастыря Агарцин и на левом склоне одноимен-

ного притока р. Агстев). Они имеют мощность до 6 м, представлены тремя-четырьмя пластами, залегающими в свите туфогенов с прослоями гравелистых нуммулитовых известняков, прорванных пластовыми залежами липарито-дацитов, и обнаруживают отчетливую косую слоистость при значительной окатанности и отсортированности зерен титаномагнетита. Это, очевидно, прибрежные образования, что доказывается наличием в более северной зоне грубых конгломератов и пресноводных угленосных отложений (район Шамутского месторождения) в основании эоценовой толщи.

Богатая нуммулитовая фауна известна также из описанных выше отложений центральных и восточных районов Севанского пояса. От монастыря Агарцин до устья р. Гетик с некоторыми перерывами протягивается пласт гравелистых известняков с массовыми скоплениями среднеэоценовых Nummulites distans Desh. (сборы В. Н. Котляра из участка сел. Куйбышев и автора из того же участка и участка монастыря Агарцин — определения Б. Ф. Мефферта и А. А. Асатряна). Восточнее, на продолжении этой же полосы, а также на северном склоне Арегунийского хребта и в западных отрогах Севанского хребта, на южном склоне хребта Мургуз богатая нуммулитовая фауна Nummulites atacicus Leym., N. subatacicus Douv. и др. была собрана Г. М. Акопяном и С. В. Мартиросяном в прослоях известняков (у сел. Ттуджур) и в туфопесчаниках (верховья р. Гетик). Вмещающие эту фауну отложения до последнего времени совершенно условно относились к юре и нижнему мелу.

На южном склоне Арегунийского хребта (северо-восточное побережье оз. Севан) в темно-серых песчанистых зернистых известняках основания вулканогенной толщи эоцена, залегающих непосредственно над сенонскими мергелистыми известняками С. С. Кузнецовым (1928) был определен комплекс эоценовых Nummulites planulatus Lam., N. irregularis Desh., N. globulus Leym. var. subramondi de la Harpe, N. atacicus Leym., var. biarritzensis, N. atacicus Leym. var. guettardi, N. biarritzensis de la Harpe.

В ранней литературе принималось, что указанные сенонские и эоценовые известняки связаны между собой постепенными переходами. Вопрос этот в недавнее время был подробно освещен Е. Е. Милановским (1952) и С. А. Абовяном (1956). Ими в ряде пунктов северо-восточного побережья оз. Севан было отмечено трансгрессивное налегание эоценовых известняков с мощными (до 120 м) базальными конгломератами в основании, на сенонские мергелистые известняки и согласное налегание вулканогенной толщи среднего эоцена Арегуни-Севанского хребта на песчанистые нуммулитовые известняки. Из последних, обнажающихся в окрестностях сел. Артаниш и Джил, А. А. Габриелян в сборах С. А. Абовяна определил Nummulites planulatus Lam., N. subatacicus Douv., N. atacicus Leym. и N. irregularis Desh., которые, за исключением первой формы, встречающейся обычно в нижнем эоцене в Малой Азии и в Закавказье, характеризуют лютетский ярус.

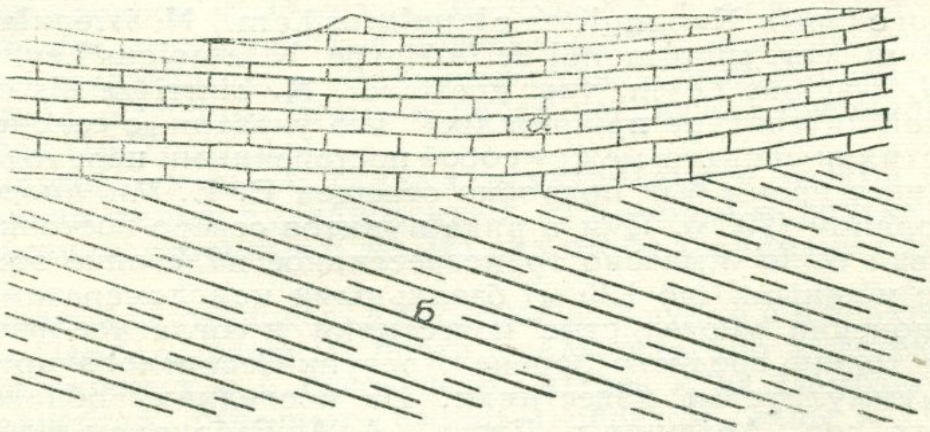
На южном склоне эоценовые отложения прослеживаются в восточном направлении до окрестностей сел. Зод и Инакдаг, где В. Е. Хаиным (1951) была отмечена характерная нуммулитовая фауна. По данным Е. Е. Милановского, нуммулитовые известняки мощностью 50—60 м кверху согласно сменяются туфоосадочной свитой, а последняя—свитой порфиритов, туфобрекчий и туфоконгломератов, слагающих гребневую полосу Севанского хребта. Мощность вулканогенной толщи эоцена, по данным С. А. Абовяна, в западной части Севанского хребта достигает 1500 м.

На северном склоне этого хребта в составе вулканогенной толщи Г. М. Акопяном (1954) отмечены также покровы кварцевых порфиров,

которые залегают между двумя пачками нуммулитовых туфогенных известковистых песчаников. По данным этого же автора, в центральной антиклинальной полосе Арегунийского хребта в вулканогенной толще широкое развитие получают альбитизированные эффузивы (спилиты), к которым на склонах г. Маймех приурочено гидротермальное полиметаллическое оруденение.

Западнее оз. Севан нуммулитовые отложения (с Nummulites atacicus Leym.) были встречены в тоннеле СеванГЭС между гор. Севан и сел. Гомадзор и в среднем течении р. Раздан, в окрестностях сел. Агпара, выше головного сооружения Гюмуш ГЭС. Наконец, в западной части Памбакского хребта, между последним и Ширакским хребтом, нуммулитовая фауна была собрана К. Н. Паффенгольцем в низах туфогенной свиты, залегающей на сенонских отложениях полосы г. Арснакар — сел. Памб. В его сборах из окрестностей сел. Дзорахбюр А. Н. Рябининым были определены Nummulites atacicus Leym и N. subatacicus Douv., характеризующие вместе со всеми указанными выше другими нуммулитами лютетский ярус.

В северной—Ереванской зоне Араксинского пояса эоценовые отложения представлены в главной своей массе туфогенами (вулканогенным флишем)—различными туфами, туфосланцами, пелитоморфными мергелевидными туфами, туфопесчаниками, прослаиваемыми известняками, глинами, песчаниками и конгломератами, а также частично порфиритами и туфобрекчиями. Последние два типа пород распространены, главным образом, в юго-восточной-Ордубадской части зоны (юго-западнее Зангезурского антиклинория) и являются фацией туфогенной толщи Приереванского района, которая здесь включает также небольшие пластовые интрузии габбро-порфиритов.



Угловое несогласие до 20° между свитой нуммулитовых известняков лютета (а) и свитой иноцерамовых мергелистых известняков кампана-маастрихта (б) у развалин крепости Гяур-каласи (окрестности села Веди)

В северо-западной части зоны, в Приереванском районе, эоценовые отложения широко развиты в бассейнах р. р. Гарни, Чатма, Веди и Шагап. Здесь они образуют восток—юго-западного простирания систему четкообразно расположенных складок, шарниры которых круто погружаются на юго-запад и вся система уходит под мощные современные наносы и озерно-речные отложения Араратской долины. При съемке автору удалось расчленить толщу на четыре свиты. Нижняя из них состоит из желтых и зеленовато-серых туфопесчаников - туфосланцев с прослоями туфогенных песчаников, известняков и конгломератов, включающих

гальки пермских фузулиновых известняков (правый склон бассейна р. Веди); вторая снизу свита состоит из зеленых туфопесчаников, туфосланцев и кристаллических туфов, с маркирующим горизонтом красных туфопесчаников в основании; третья свита, обнажающаяся в центральной части синклинория в бассейне р. Чатма, состоит из средне - и крупнозернистых флишоидных желтовато-серых туфопесчаников; четвертая, самая верхняя свита, обнажающаяся на правом склоне бассейна р. Гарни, в среднем ее течении и в Шорахбюрской долине сложена чередованием желтовато-серых туфопесчаников и серых гипсоносных глин. Суммарная мощность толщи достигает 2500 м (максимума) в бассейне р. Гарни; юго-восточнее, в бассейне р. Чатма она равняется 1500 м, еще дальше, в бассейне верхнего течения р. Веди — 800 м. В основании толщи у сел. Кармрашен и Шугаиб залегают рудистовые известняки верхнего турона—нижнего коньяка, у сел. Байбурд, в массиве г. Еранос и на склонах г. Кетуз — флишоидные отложения датского яруса, а в остальных местах, за исключением района сел. Веди и Карабахлар — верхнесенонские иноцерамовые отложения. Таким образом, устанавливается трансгрессивный характер залегания толщи. В самых низах толщи, у сел. Шугаиб, Кетанлу, Гелайсор, Байбурд и на вершине г. Еранос нами, совместно с А. А. Асатряном, были собраны Nummulites laevigatus Brug., N. Brongniarti d'Arch., N. sp. ex gr. irregularis Desh., датирующие лютетский ярус. В последнее время из той же толщи, на южном склоне г. Кетуз Ю. А. Мартиросян были определены: Globorotalia crassaeformis Gall. et Wisl., Hantkenina liebusi Schokh., Globigerinoides conglobatus Brady, Globorotalia aragonensis Nuttall, Globigerina eocenica Terq. et Plum., Globorotalia pentacamerata Sub., Cibicides perlucidus Nuttall, Anomalina grosserugosa Gümb. и др., подтверждающие среднеэоценовый возраст вмещающих пород.

В верхней свите разреза, на междуречьи р. р. Гарни и Шорахбюр А. А. Асатряном и нами были собраны Nummulites striatus Brug. (A), N. contortus Desh. (B), N. fabianii Prev. (B), N. subfabianii Prev. Отсюда же происходят Globorotalia hajastanensis Sahak., Clavulina ex gr. szaboi, Hantkenina alabamensis Gushm., H. bermuderi, Globigerinoides conglobatus Brady, G. rubriformis, Globigerina corpulenta Sub. (определения Ю. А. Мартиросян и Н. А. Саакян из образцов керна буровых скважин и естественных обнажений Приереванского района), характеризующие верхний эоцен. Такой же комплекс микрофауны приводится Ю. А Мартиросян из верхов вулканогенно-осадочной толщи южного склона массива г. Кетуз в бассейне р. Веди.

Фациальными особенностями эоценовых отложении рассматриваемой части Ереванской зоны являются: общий вулканогенный их характер, увеличение грубообломочного терригенного материала в южном и юго-западном направлениях, увеличение вулканогенного компонента в северо-западном направлении.

Кроме описанных отложений, к разбираемой зоне тяготеют также среднеэоценовые туфогенные отложения среднего течения р. Раздан и участка, расположенного севернее массива г. Араилер. Представлены они туфопесчаниками, туфосланцами, мергелевидными пелитоморфными туфами и частично известковистыми нуммулитовыми туфогенными песчаниками и залегают на верхнесенонских иноцерамовых слоях и частично на метаморфической толще эопалеозоя системы Цахкуняцского хребта. Пространство между этими выходами и выходами бассейна р. Гарни (Приереванский район) занято олигоценовыми и миоценовыми складчатыми отложениями и перекрывающими их молодыми пологозалегающими плио-

плейстоценовыми лавами, туфами, озерно-речными и наносными образованиями.

Туфогенная толща эоцена Приереванского района прослеживается на восток в бассейн среднего и верхнего течения р. Арпа, где образует широтного простирания крупный синклинорий, расположенный между Айоцдзорским и Варденисским хребтами. В отличие от первого района, туфогенная толща включает здесь большое число мелких и относительно более крупных потоков авгитовых, лабрадоровых и андезитовых порфиритов, туфобрекчий, фельзитовые туфы, туфоконгломераты и рифовые литотамниевые известняки, которые связаны между собою многочисленными фациальными взаимопереходами. Закономерна при этом фациальная связь порфиритовых потоков и рифовых известняков, которые связаны локально и часто переслаиваются между собой. Замечательны в этом районе рифогенные известняки, слагающие массив г. Спитаксар между сел. Малишка и Дайлахлу, и участок к северо-западу от сел. Азатек на левом склоне долины р. Арпа.

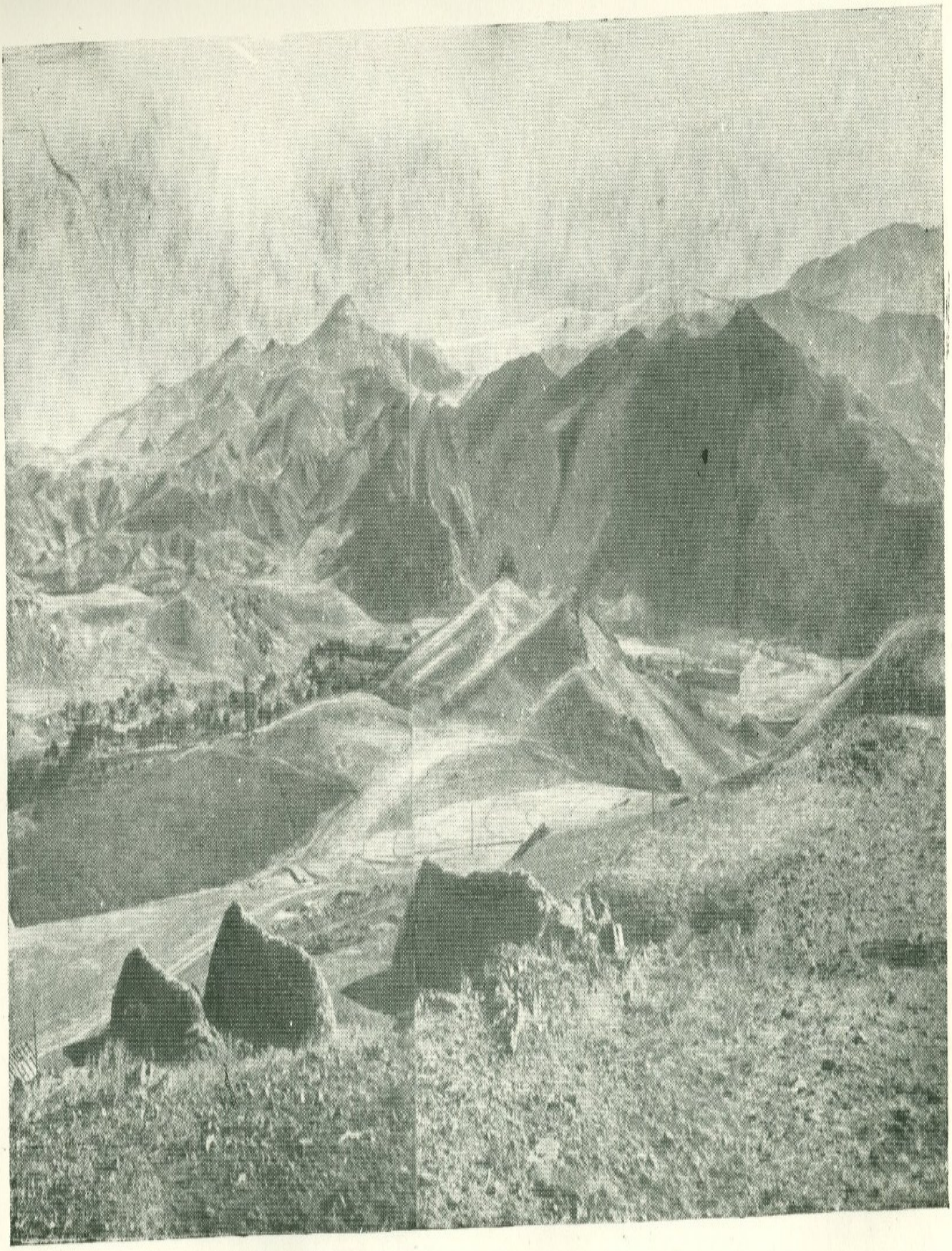
Вулканогенная толща, имеющая здесь мощность от 1500 м (на левом склоне бассейна р. Арпа) до 2000 м на правом склоне бассейна, по наблюдениям автора, может быть расчленена на две свиты: нижнюю, состоящую почти исключительно из зеленовато-серых туфопесчаников и туфосланцев с прослоями известковистых песчаников, реже порфиритов, кристаллических туфов и конгломератов, и верхнюю, состоящую тоже главным образом из туфогенов, но включающую большое число потоков порфиритов, линз туфобрекчий, туфоконгломератов и рифовых известняков. К верхней свите в окрестностях сел. Дайлахлу приурочен также маломощный горизонт конгломератов и титано-магнетитовых песчаников типа агарцинских в Иджеванском районе.

По данным детальных исследований А. Т. Вегуни, в бассейне р. Арпа в основании среднеэоценовой толщи всюду залегают базальные конгломераты, в том числе и в районе Айоцдзорского перевала, где некоторыми исследователями предполагался постепенный переход верхнего мела в палеоген.

Как и в Приереванском районе, мощности вулканогенных отложений эоцена возрастают вкрест ее простирания с юга на север; в том же направлении, а также с запада на восток увеличивается содержание чисто вулканогенного компонента. Авгитовые и лабрадоровые порфириты, а также туфобрекчии выходят преимущественно в долинной части бассейна среднего течения р. Арпа; севернее, по ущельям р. р. Элегис и Джермук (район курорта Джермук) заметное распространение имеют белесоватые каолинизированные андезитовые порфириты, которые, по данным Е. Е. Милановского (1952), выходят на том же простирании в юго-восточной части бассейна оз. Севан (Мартунинский район).

Эоценовая толща бассейна р. Арпа впервые подробно была изучена В. Н. Котляром и А. В. Кржечковским (1930). Ими была собрана из этой толщи, в основном из рифовых известняков, богатая фауна, преимущественно нуммулитовая, которая была монографически обработана Б. Ф. Меффертом (1931).

Из фауны, собранной в нижней туфогенной свите, указанным автором определены: Nummulites partschi de la Harpe var., N. oosteri de la Harpe var., N. Brongniarti d'Arch., N. Oswaldi Meff., N. gizehensis Ehrenbergi de la Harpe var. armeniaensis Meff., N. perforatus de Montf. var. renevieri de la Harpe, N. perforatus var. perforata de Montf., N. laevigatus Brug. var., Assilina exponens Sow., Velates schmiedelianus Chemn., Hippocrape ampla Sol., Venericardia sp. ind., характеризующие лютетский ярус.



Средний эоцен у села Агаракадзор (Ехегнадзорский район)

Из известняков участка Джагатай — Сойлан (пос. Азизбеков,) залегающих во второй (верхней) свите, Б. Ф. Мефферт указывает: Discocyclina sella d'Arch., D. discus Kaufm. var., D. varians Kaufm., D. nummulitica Gümb., D. chudeaui Schlumb., Asterocyclina stellaris Brunn., Asterocyclina cf. tarramellii M. Ch., Actinocyclina radians d'Arch., A. pattellaris Schloth., A. furcata Rüt., Pellatispira armeniaca Meff., Heterostegina sp., а непосредственно выше в розовых рифовых известняках Спитаксара (район сел. Малишка) — Lithothamnium nummuliticum Gümb., Globigerina bulloides d'Orb., Nummulites atacicus Leym., N. subatacicus Douv., Operculina granulosa Leym., O. aff. lybica Schw., Discocyclina umbo Schafh. var. minor Meff., Chlamys subdiscors d'Arch., Vermetus spirulacus Lam., Protula sp., Spirorbis sp., Campanila sp.

Кроме того, в известняках окрестностей сел. Намазлу были встречены Gigantostrea gigantica Sol., Liostrea (Pycnodonta) archiaci Roll., Hipponix aff. dilatatus Lam., Ampulina cf. sigaretina Lam., Terebellum cf. sopitum Sol., Rostellaria goniophora Bell., Cassides sp. cf. orbignyi Bell., Crucibrissus abichi Meff., Campanila sp. aff. lacheensis Beyan.

Замечательно в этой фауне наличие очень крупных нуммулитов, достигающих в диаметре 5 см.

Вся эта фауна, по заключению Б. Ф. Мефферта, характеризует верхнюю часть лютетского яруса (ср. эоцен) и оверзский ярус (верхний эоцен).

Фаунистические определения Б. Ф. Мефферта позднее были подтверждены А. А. Габриеляном, А. А. Асатряном и А. Т. Вегуни.

Среднеэоценовый возраст толщи впервые был обоснован фаунистическими данными Абихом, Цулукидзе, Архиповым и Халатовым (1867—1869).

Синклинорий бассейна среднего-верхнего течения р. Арпа, выполненный эоценовой вулканогенной толщей, восточнее прослеживается в бассейне верхнего течения р. Воротан, при том же близширотном простирании. Здесь, из-под верхнемиоценовых андезитовых туфобрекчий и более молодых лав, озерных и наносных образований в районе сел. Борисовка, Сисиан, Толорс, а также в бассейнах правых притоков р. Воротан — р. р. Шагат и Салвард выступают порфириты, туфобрекчии и различные туфогены, которые далее по границе Армении и Нах. АССР с некоторыми перерывами протягиваются в Ордубадский район, где залегают на фаунистически охарактеризованных отложениях верхнего сенона. В этом пространстве, в верховьях р. Нахичевань-чай, выше сел. Биченак, К. Н. Паффенгольцем были встречены Nummulites laevigatus Brug. и N. perforatus d'Orb.

В Ордубадском районе эоценовые отложения были подробно изучены Ш. А. Азизбековым и Р. Н. Абдуллаевым (1947). Здесь эти отложения образуют толщу мощностью 1000 м, состоящую из чередования разнообразных порфиритов, дацитов, туфогенов и нормально-осадочных известковистых песчаников, причем нижняя половина разреза имеет преимущественно вулканогенный характер и состоит из микротуфобрекчиевидных плагиоклазовых и авгит-плагиоклазовых порфиритов, дацитов, туфоконгломератов, витрокластических туфов, известковистых кремнистых туффитов и туфопесчаников, а верхняя половина—из известковистых песчаников.

В породах нижней части вулканогенной толщи в окрестностях сел. Чананаб в сборах указанных авторов Д. М. Халиловым было установлено наличие Globorotalis ex gr. canariensis (d'Orb.), Cibicides perlucidus Nuttall, Anomalina ex gr. groserugosa Gümb., Globigerina bulloides d'Orb., Glogorotalia grassula Cushm. et Stew., Globigerina velasconensis Cushm.,

Glomospira charoides (Ien. et Park.), Marsonella intentata (Cushm. et Iorw.), Cyclammina sp., Radiolaria sp.

В окрестностях сел. Биляв того же района из вулканогенно-осадочной толщи Цулукидзе, Архипов и Халатов (1869) приводят Nummulites laevigatus Brug., N. planulatus d'Orb., N. ramondi Def., N. perforatus Def; Pecten michelotti Desh., Turritella imbricataris Lam., T. etitas Sow., Dentalium strongulatum Desh., Panopea intermedia Sow., P. dubica Nyst., P. elongata Leym., Venus subcarinata Desh.

Из сборов фауны последних лет из той же толщи известны, по данным Ш. А. Азизбекова и Р. Н. Абдуллаева, Turritella cf. imbricataris Lam., Cytherea nitidula Lam., Hippagus leanus Desh., Panopea intermedia Sow., Pholadomya sp. (определения К. А. Ализаде), а также Nummulites oswaldi Meff., Turritella cornifera Desh., Meretrix sulcotaria Desh. и др. (данные И. Н. Ситковского), характеризующие средний эоцен.

Северо-западнее гор. Ордубад, между р. р. Ордубад-чай и Гилянчай, а также в районе г. Капутджух, залегает, по данным указанных авторов, толща эпидотизированных и мандельштейновых, плагиоклазовых, авгит-плагиоклазовых и роговообманково-плагиоклазовых порфиритов, которая имеет вскрытую мощность 250 м и восточнее г. Капутджух прорывается гранитоидами Мегринского плутона. Основание толщи нигде не обнажается и неизвестно на отложениях какого возраста она залегает. Эта толща к северо-западу непрерывно прослеживается от г. Капутджух на северный склон западной части Баргушатского хребта (район Дастакертского медно-молибденового месторождения и сел. Аравус) и скрывается в долине р. Воротан под отложениями достоверного эоцена и миоплиоцена. В собственно Ордубадском районе она отсутствует и, как уже отмечалось, нуммулитовая вулканогенно-осадочная толща непосредственно налегает на толщу сенона-палеоцена.

Ш. А. Азизбеков и Р. Н. Абдуллаев полагают, что пласты с приведенной выше микрофауной Globorotalis ex gr. canariensis являются непрерывным продолжением рассматриваемой порфиритовой толщи и приписывают последней нижнеэоценовый возраст.

Необходимо отметить, что толща эпидотизированных порфиритов Капутджухского хребта имеет большое сходство с нижнеюрской толщей эпидотизированных порфиритов ближайшего района Кафанского медного месторождения.

Восточнее Зангезура эоценовые отложения обнажаются в пределах Зангеланского района Азербайджана, где они залегают на сенонских отложениях и представлены туфопесчаниками.

Переходя к описанию следующей к югу зоны Араксинского пояса, охватывающей Араратскую и Нахичеванскую котловины и собственно Нахичеванский антиклинорий в пределах развития палеозойских и мезозойских отложений (Приараксинская тектоническая зона), необходимо подчеркнуть, что разрез эоцена в этой зоне является весьма сокращенным и неполным по сравнению с предыдущими зонами (десятки и первые сотни метров), а отложения его имеют преимущественно нормально-осадочный характер.

В пределах Армянской ССР эоценовые отложения в этой зоне представлены грубыми пестроцветными известковистыми конгломератами, песчаниками, известняками, частично глинами и туфогенами. В обнажениях прослеживаются они в долине р. Веди—на южном склоне хребта Бозбурун и на обоих склонах и гребне хребта Урц, далее на востоке, скрываясь под более молодыми отложениями олигоцена и миоцена, выходят вновь в среднем течении бассейна р. Арпа в полосе сел. Арени, Гнишик, Хачик, Енгиджа, Серс, Горадис, перекрывая различные горизонты де-

вона, карбона, перми, триаса, юры и мела. Мощность отложений колеблется в значительных пределах—от 50 м до 200 м.

На склонах Урцского хребта и на южном склоне хребта Бозбурун указанные отложения (конгломераты, песчаники и белые полукристаллические известняки) мощностью около 50 м содержат, по сборам А. А. Асатряна, А. А. Габриеляна и автора, Nummulites atacicus Leym., N. laevigatus Brug., N. perforatus de Montf., N. subatacicus Douv., N. tschichatcheffi d'Arch., N. millecaput (очень крупные формы), многочисленные Gigantostrea gigantica Sol. и др., обосновывающие лютетский возраст свиты. На указанном хребте последняя залегает непосредственно на пермских, карбоновых и девонских отложениях, а в 2—3 км к северу, на южном склоне хребта Бозбурун—на сенонских и юрских вулканогенных отложениях, причем в разрезе развалин крепости Гяур-каласи, недалеко от районного центра Веди, нуммулитовые толстослоистые известняки залегают непосредственно, без базальных терригенных образований, на иноцерамовых мергелистых известняках кампана-маастрихта. В северном направлении нуммулитовые известняки уходят под туфогенную толщу бассейна р. Чатма и, по-видимому, также частично замещают низы ее.

На гребне западной части Урцского хребта, южнее сел. Веди, пермокарбоновые отложения надвинуты по взбросу на устричные известняки эоцена, а несколько южнее последние в антиклинальной (изоклинальной) складке подвернуты под палеозойские отложения.

В бассейне р. Арпа свита конгломератов, песчаников и известняков (обычно литотамниевых) включает, по данным К. Н. Паффенгольца, Nummulites oosteri de la Harpe var. n. inden. Meff (A)., N. partschi de la Harpe var. n. inden Meff. (B), N. subatacicus Douv., N. gizehensis Ehrenbergi de la Harpe var. armeniaensis Meff. (B), N. Oswaldi Meff. (A), N. brongniarti d'Arch. et Haime (B), N. laevigatus Brug. (B), N. perforatus de Montf var. renevieri de la Harpe (B), Assilina exponens Sow. (B), A. exponens Sow var. cf. spira de Roissy Meff. (B), Operculina granulosa Leym., Op. aff. lylica Schwag. (A), Heterostegina sp. Pellati (A), Spira armenica Meff. (A) (определения А. Н. Рябинина), характеризующие лютетский ярус и идентичные фауне туфогенной толщи бассейна среднего и верхнего течения р. Арпа, описанной выше. Еще восточнее, в районе сел. Серс, из тех же отложений П. Боннэ (1912) указывает Discocyclina cf. archiaci Schl., D. douvillei Schl. (в низах свиты), Nummulites distans Desh., N. aturicus Toly et Leym. (определения Дувийье), Lithothamnium, Bryozoa, фрагменты Lamellibranchiata.

Разрезы эоцена Нахичеванской котловины подробно освещены К. Н. Паффенгольцем и Ш. А. Азизбековым. Описание отдельных разрезов можно найти также в работах Цулукидзе, Архипова и Халатова, Г. Абиха, П. Боннэ, Ф. Фреха и Г. Артгабера, А. А. Нечаева, Н. Н. Яковлева, М. И. Варенцова и А. Г. Лалиева. Почти всюду в Нахичеванской котловине средний эоцен представлен конгломератами, песчаниками, известняками, частично глинами и туфогенами, имеющими мощность от нескольких метров до нескольких десятков метров (реже до 200—250 м) и включающими характерную для лютетского яруса нуммулитовую фауну, идентичную приведенной выше фауне из смежных районов. Исключение составляет в фациальном отношении лишь участок бассейна среднего течения р. Джагри-чай, где эоцен выражен вулканогенными породами.

По описаниям указанных выше авторов мощность свиты в пространстве между гор. Джульфа и монастырем Кармирванк достигает 55—60м, на участке, где р. Алинджа-чай впадает в р. Аракс — 90—100 м, на западном склоне г. Дарры-даг, к западу от известных минеральных источников — 30—40 м, а северо-восточнее—100—120 м.

Северо-западнее, в сторону Араратской котловины мощность эоцена резко уменьшается, местами сводится к нулю и на палеозойские отложения непосредственно налегают олигоценовые отложения (склоны Урцского хребта и район сел. Садарак). В самой Араратской котловине среднеэоценовые отложения в нормально-осадочной фации констатированы буровыми скважинами на южном склоне Урцского хребта в окрестностях поселка Арарат, где они залегают на палеозойских (девон-карбон) отложениях и перекрываются плиоплейстоценовыми травертинами и наносами. В центральной части котловины, южнее гор. Ереван, как показало бурение у сел. Тазагюх, средний эоцен отсутствует и верхнеэоценовые отложения с Globorotalia hajastanensis Sahak., Clavulina ex gr. szaboi, Hantkenina alabamensis Cuschm., H. bermuderi, Globigerinoides conglobatus Brady (определения Н. А. Саакян) на глубине около 500 м залегают непосредственно на кристаллических сланцах эопалеозоя. Единственный выход среднего эоцена в туфогенной фации известен в северо-западной части котловины, у слияния р. р. Аракс и Ахурян, против развалин древней столицы Армении — Ервандашат. Здесь они слагают экзотический массив скалы Кызыл-кая, которая представляет образование типа шиханов (эрозионный останец) и, моноклинально падая на юго-запад (угол падения 50—60°), окружается моноклинально же залегающими в этом направлении мэотическими молассами Кохбской мульды.

Такого же типа отложения эоцена Г. Абих указывает в массиве г. Такялту, отделенном от массива г. Кзыл-кая узкой (10—12 км) мульдой, сложенной указанными молассами. Им отсюда приводятся Nummulites laevigatus Lam., N. perforatus d'Orb., и. intermedius (?) d'Arch. Из туфогенов же массива г. Кызыл-кая фораминиферовая фауна указывается А. М. Марголиусом— Nummulites complanata и Nummulites crassa, датирующих средний эоцен. Мощность толщи в обнаженной части массива достигает 500 м.

В последней зоне, в отличие от предыдущих верхнеэоценовые отложения залегают отчетливо трансгрессивно. В своем развитии они в общем следуют за среднеэоценовыми отложениями и распространены в бассейне среднего течения р. Арпа, в бассейне р. Шагап, а также в Араратской котловине, где наличие их, как отмечалось выше, отмечено в буровых скважинах у сел. Нор-Гюх и Арбат, в бассейне нижнего течения р. Раздан. Выражены они в целом песчаниками, глинами и микроконгломератами (в основании) и лишь на небольшом участке в бассейне р. Шагап, на северном склоне хребта Урц сложены нуммулитовыми известняками (известняки ущелья Чобан-кара).

О верхнеэоценовой фауне Араратской котловины (скважины у сел. Нор-Гюх и Арбат) говорилось выше. Из фауны, собранной в восточных районах, в пространстве между р. р. Веди и Арпа, характерна ассоциация Nummulites striatus (B) Brug., N. subatacicus Douv., N. perforatus de Montf. var. renevieri de la Harpe, (B) N. perforatus var. perforata de Montf. (B), N. brongniarti d'Arch. et Heime, Pellatispira douvillé Bouss., Discocyclina sella d'Arch. (сборы К. Н. Паффенгольца, определения А. Н. Рябинина).

Указанные выше нормально-осадочные фации эоцена с сокращенными мощностями, по данным Абиха (1873), Арни (1939), Бобека, Рибена (1934), Тромпа (1947), широкое развитие имеют также в области, лежащей к юго-западу от р. Аракс, в восточной Анатолии и в западном Иране (в районах, лежащих к северу и северо-востоку от оз. Ван и оз. Урмия).

Вулканогенные и вулканогенно-осадочные литофации эоцена широко развиты на юго-восточном продолжении Севанской зоны — в Кур-

дистане, где они достигают мощности 4000-5000м, протягиваясь в общекавказском направлении на юго-восток.

Севернее Армянского нагорья эоценовые вулканогенно-осадочные отложения основное участие принимают в строении Триалетского антиклинория, геология которого хорошо освещена в монографии П. Д. Гамкрелидзе (1949).

Толща эоценовых отложений, помимо типично эффузивных образований, включает также большое число пластовых интрузий и даек, генетически связанных с первыми. Пластовые интрузии габбро-диоритового и габбро-порфиритового составов отмечены в эоценовых отложениях Ширакского и Базумского хребтов, в бассейнах р. р. Марцигет, Агстев, Веди, Раздан, Арпа, в среднем течении р. Гарни (окрестности сел. Байбурд) и в Ордубадском районе. Дайки, преимущественно диабаз-порфиритового и частично дацитового составов встречаются почти повсеместно, особенно в районах развития лав, и образуют две системы — одну, совпадающую с простиранием складок, и вторую — расположенную вкрест простирания складок; аномальные простирания встречаются редко. Вероятно, часть даек является корнями излияний лав.

Изложенный выше материал показывает, что эоценовые отложения Армении охватывают в целом лютетский, оверзский и приабонский ярусы, причем принадлежность к оверзу верхних горизонтов этих отложений в Антикавказском и Севанском поясах аргументируется лишь большой мощностью толщи (до 4000 м) и приуроченностью характерной лютетской фауны к самым низам ее.

Как уже указывалось, в различных районах внутри разреза вулканогенной толщи эоцена наблюдаются признаки размыва, отмеченные грубообломочными конгломератами со слабо окатанной или угловато-окатанной галькой и налеганием надконгломератовой толщи на разные горизонты лютетской толщи, причем в верхней толще преобладают лавы характерного фиолетового цвета андезито-дацитового и липарито-дацитового составов и пирокластические породы, несравненно менее измененные, чем лавы нижней толщи. Подобные конгломераты в разрезе эоценовой толщи отмечены севернее сел. Гамзачиман, северо-западнее гор. Кировакан, у сел. Гергер, Пушкино, Агарак, на склонах Халабского хребта (район ст. Шагали и одноименного медного месторождения), в бассейне среднего и верхнего течений р. Арпа, в Кельбаджарском районе Азербайджана и др.

По данным детальных исследований П. Л. Епремяна, А. Т. Вегуни, Г. М. Акопяна, К. А. Мкртчяна и Ц. М. Айвазяна, названные конгломераты, рассматривавшиеся ранее как внутриформационные, располагаются на едином стратиграфическом уровне и обозначают собой более или менее крупный единый перерыв в эоценовом цикле осадконакопления. По наблюдениям А. Т. Вегуни, в бассейне среднего течения р. Арпа, в низах верхней толщи (Кельбаджарская толща), над конгломератами, в известковистых песчаниках и туфогенах были встречены характерные для оверзского яруса Nummulites striatus Broug. и N. contortus Desh.

Важно подчеркнуть, что в конгломератах почти повсеместно встречаются гальки гипабиссальных отчетливо зернистых гранитоидных пород и гидротермально измененных пород, а в конгломератах окрестностей сел. Агарак П. Л. Епремяном отмечены гальки вторичных кварцитов с галенитом, сфалеритом и пиритом. Кварциты эти сходны с вторичными кварцитами, находящимися недалеко от Привольненского свинцово-цинкового месторождения, размещенного в нижней толще эоценового комплекса. Оруденелые гальки и вторичные кварциты были встречены А. Т. Вегуни также в конгломератах бассейна р. Арпа. Вместе с этим,

СВОДНАЯ
СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ КОЛОНКА
Эоценовых отложений
АРМЯНСКОЙ ССР



Под Отд.	Ярус.	Мощ. в м.	Характеристика пород
Верхний	оверз-приабон	650	Нуммулитовые, туфогенные песчаники и глины с прослоями конгломератов, ракушечников, коралловых известняков с Nummulites striatus, N. contortus, N. fabiani и др.
Средний	Лютетский	4500	Порфириты фациально переходящие в туфобрекчии:
			Туфы и туффиты, фациально переходящие в туфобрекчии, туфопесчаники и андезиты.
			Песчаники с Nummulites perforatus, переслаивающиеся с глинами, которые фациально переходят в туфобрекчии, туфы, туффиты, андезиты и туфопесчаники.
			Туфы и туффиты, перемежающиеся с известняками, туфоконгломератами, туфосланцами, глинами и песчаниками с Nummulites laevigatus.
			Песчаники с линзами глин и песчанистых глин. Песчаники фациально переходят в туфопесчаники, которые в свою очередь переходят в порфириты
			Песчанику, туфопесчаники перемежаются с туфогенными глинами, туффитами, пемзами и конгломератами. В туфопесчаниках встречаются линзы песчанистых глин с Nummulites lucasi, N. laevigatus и др.

по данным А. Т. Вегуни, гипабассальные гранитоидные интрузии бассейна р. Арпа прорывают верхнюю оверзскую вулканогенную толщу, но имеют возраст, по-видимому, древнее олигоцена, обнажающегося в бассейне р. Элпин. Эти данные, наряду с приведенными ранее фактами, указывают на наличие в эоцене двух крупных фаз кислого гипабиссального магматизма и соответственно двух металлогенических фаз.

Несколько спорным является вопрос о нижнем возрастном пределе вулканогенно-осадочной толщи в Еревано-Ордубадской зоне.

В последнее время Ю. А. Мартиросян в прослойном разрезе, составленном на южном склоне г. Кетуз (правый склон бассейна среднего течения р. Веди), между флишоидными отложениями датского яруса (мощностью 165 м) с Gyroidina sparski White, Siphonia prima Plumb., Globigerina edita Sub., Globorotalia membranacea Ehr., G. (Acarinina) conicotruncata Sub. и туфо-осадочной свитой среднего эоцена (мощностью 575м) с Globorotalia (Acarinina) crassaformis qall et wiss, Acarinina pentacamerata Subb, Hantkenina liebusishoph Globigerina eoceenica выделяет свиту мощностью 215м с Globigerina varianta Subb, G. compressa Plumm. Globorotalia aragonensis Nutal, G. marginodentata, которые в области Большого Кавказа встречаются чаще в палеоцен-нижнеэоценовых отложениях (нижний коун) и дают некоторые основания отнести вмещающие слои к этому возрасту. То же самое относится к микрофауне, обнаруженной Ш. А. Азизбековым и Р. Н. Абдуллаевым в самых низах вулканогенно-осадочной толщи Ордубадского района.

По этому поводу необходимо заметить, что все приведенные в списках указанных авторов формы микрофауны, за исключением Gyromorphina allomorphinoides, которая была описана лишь из палеоценовых и нижнеэоценовых отложений, все остальные являются формами, переходными от палеоцена—нижнего эоцена к среднему эоцену, в частности большинство этих форм встречено в заведомо среднеэоценовых известковистых песчано-глинистых отложениях южного склона хребта Урц как в породах естественных обнажений, так и в керне буровых скважин, заложенных на участке Араратских минеральных источников, где они ассоциируются с лютетскими Nummulites atacicus Leym., N. laevigatus Brug., N. perforatus de Montf., N. subatacicus Douv., N. tschichatcheffi d'Arch. (сборы автора и А. А. Асатряна).

Важно отметить, что в окрестностях массива г. Кетуз всюду на расстоянии от 3—4 до 10—12 км толща эоцена с характерной среднеэоценовой нуммулитовой фауной трансгрессивно налегает на датские, верхнесенонские, верхнетуронские, нижнеконьякские, пермские, карбоновые и девонские отложения, причем на хребте Бозбурун, по правобережью р. Веди среднеэоценовые нуммулитовые известняки (свита г. Гаяур-каласи) непосредственно уходят под названную вулканогенно-осадочную толщу, к которой приурочена приведенная микрофауна, содержащая нижнеэоценовые элементы.

Всеми приведенными данными отвергается также концепция, приводимая К. Н. Паффенгольцем и некоторыми другими исследователями о якобы непрерывном переходе в Севано-Курдистанской и Еревано-Ордубадской зонах верхнемеловых отложений в среднеэоценовые. Подробнее этот вопрос освещен в ранних работах автора (1949—1950).

Касаясь вопроса палеоцена, следует иметь в виду возможность его наличия лишь в тех районах, где сохранились отложения датского яруса. По всей вероятности, к палеоцену могут быть отнесены верхи флишоидных отложений бассейна среднего течения р. Веди и южной части Айоцдзорского хребта, где низы этих отложений датированы Echinocorys sulcata.

В юго-восточной половине Нахичеванской котловины присутствие полеоцена считается доказанным.

По данным Д. М. Халилова (1957), по составу микрофауны здесь выделяются все три отдела палеоцена, которые представлены флишоидными образованиями, связанными постепенными переходами с отложениями датского яруса и эоцена.

Можно допустить, что в Араксинском и Севанском поясах датские бассейны продолжали существовать также в палеоценовое время и что отложения палеоцена были исчерпаны почти полностью при регионально выраженной эоценовой трансгрессии, сохранившись лишь в отдельных центриклинальных чашах.

Б. ОЛИГОЦЕН

Олигоценовые отложения развиты на территории Армении в пределах Араратской котловины, бассейнов р. р. Веди, Шагап, Арпа в морской фации и в бассейнах р. р. Агстев и Ахурян (вдоль южных склонов Базумского и Геджалинского хребтов) в озерной пресноводной фации. За пределами Армянской ССР в Закавказье они развиты в Прикуринкой тектонической зоне и в Ахалцихском бассейне, а также в Нахичеванской котловине и в бассейне нижнего течения р. Акера.

Морские отложения олигоцена представлены толщей чередующихся желтовато-серых туфогенных нуммулитовых песчаников с частой шаровой и матрацевидной отдельностью, серых и зеленовато-серых гипсоносных глин с прослоями пелитоморфных зеленых туфов, туфопесчаников, конгломератов, ракушечников и коралловых рифовых известняков. По возрасту эта толща относится к нижнему и среднему олигоцену. В Нахичеванской котловине эти отложения, постепенно, обогащаясь вулканогенным материалом, переходят в более или менее однородную вулканогенно-обломочную толщу андезитового состава, которая известна в литературе под названием абракунисской толщи.

Озерные отложения олигоцена представлены чередующейся толщей конгломератов, песчаников, намывных туфов, глин и горючих сланцев, включающих местами прослои и пропластки бурых углей, углистых сланцев и ракушечников, относимых к верхнему олигоцену.

Олигоценовые отложения по плану своего распространения следуют за эоценовыми отложениями и приурочиваются к Прикуринской, Присеванской, Ереванской и Приараксинской тектоническим зонам.

В пределах Присеванской зоны олигоценовые отложения сохранились в преднадвиговых структурах в долине р. Агстев, в окрестностях гор. Дилижан, в бассейне среднего течения р. Ахурян, в окрестностях сел. Гукасян и в бассейне верхнего течения р. Памбак, в синклинории между Базумским и Ширакским хребтами. Сведения о них имеются в работах П. П. Гамбаряна и И. А. Тараяна, В. В. Богачева, К. Н. Паффенгольца, А. А. Габриеляна, А. Н. Назаряна, К. Г. Таланяна, А. П. Демехина, М. С. Юзбашева, О. А. Саркисяна. Подробнее они были изучены Л. А. Рудзянским и нами в 1953—1954 гг. в связи с разведкой углей и горючих сланцев, подчиненных этим отложениям.

В долине р. Агстев рассматриваемые отложения прослеживаются от устья р. Блдан — левого притока р. Агстев, вдоль левобережья и долины последней до северо-восточных окрестностей гор. Дилижан и далее до западных окрестностей сел. Гош, расположенного на левом склоне бассейна р. Гетик. Они имеют мощность около 1000 м и моноклинально падают на север, упираясь в этом направлении в вулканогенную толщу

среднего эоцена, образующую приподнятое крыло крупной сбросовой структуры.

В разрезе олигоцена выделяются три свиты: нижняя, залегающая непосредственно на порфиритах среднего эоцена с конгломератами в основании и имеющая мощность около 250 м; состоит из серых и желтовато-серых глин, алевролитов и тонкозернистых песчаников и включает несколько пластов пиробитуминозных горючих сланцев темно-серого цвета, покрытых налетами желтого ярозита; средняя свита мощностью около 150 м состоит из светло-серых, зеленоватого оттенка средне - и крупнозернистых песчаников, намывных туфов и желтовато-серых плотных алевролитов с отпечатками листьев вечнозеленых растений и включает несколько прослоев и пропластков углистых сланцев и ракушечников из пресноводных мелких гастропод; пласты углистых сланцев залегают обычно в основании песчаников и подстилаются алевролитами; верхняя свита мощностью около 600 м состоит из коричневато-желтоватого цвета глин (с рыбными и растительными остатками) и алевролитов, многократно чередующихся пиробитуминозными сланцами. Мощность пластов сланцев колеблется в пределах от нескольких дециметров до 10 м. В базальных конгломератах толщи встречается большое количество галек гидротермально измененных вулканических пород и гальки интрузивных пород кислого состава.

Углы падения пластов с юга на север быстро увеличиваются и в зоне разрывного нарушения пласты падают уже вертикально.

В среднем течении р. Ахурян олигоценовые отложения мощностью 200 м слагают узкую полосу, которая протягивается от сел. Гукасян до сел.Цохамарг вдоль р.Чизихлар на 1,5—2км при ширине 0,3—0,5 км, залегая на зеленовато-серых и желтых ожелезненных фельзитовых туфах среднего эоцена. Представлены они, как и в районе гор. Дилижан, чередованием желтовато-серых песчаников, алевролитов, мергелей, глин и пиробитуминозных горючих сланцев и имеют в своем основании конгломераты, гальки которых состоит преимущественно из зеленых и желтых туфов и зеленовато-серых интрузивных габбро-диоритов и габбро-порфиритов, инъецирующих нижележащую эоценовую толщу. В низах толщи у сел. Бандиван встречен пласт бурых углей мощностью 25—30 см. В тектоническом отношении свита олигоцена слагает синклинальную складку широтного простирания с вертикальным, отчасти подвернутым северным крылом и пологим южным крылом и покрывается на значительной площади верхнеплиоценовыми долеритовыми базальтами, залегающими полого и нивелирующими рельеф, созданный на фоне этой синклинали.

Пласты пиробитуминозных сланцев, имеющие мощность от нескольких дециметров до 17 м, по падению, с севера на юг, на протяжении 300 м выклиниваются или возможно фациально переходят в глины.

Особенностью рассматриваемой толщи является сильный кливаж и плойчатость (в глинах, алевролитах и горючих сланцах), что делает возможным сравнение их в этом отношении с древнейшими сланцами Амасийской и Дилижанской толщ, отстоящих друг от друга на расстоянии 100 км. Обе находятся в ядре единой синклинальной складки, сложенной эоценовыми отложениями в единой же преднадвиговой зоне.

Олигоценовая толща в бассейне верхнего течения р. Чичхан, известная под названием угленосной толщи Джаджурского месторождения, несколько юго-восточнее Амасийской толщи расположена в ядре центриклинальной структуры (подошва толщи находится на высоте 2000 м), сложенной туфогенами и габбро-диоритами эоцена. Эта толща, занимающая площадь 300 × 500м, при мощности около 170м, сложена, в основном,

глинами и алевролитами, прослаивающимися бурыми углями (6 пластов мощностью каждый в несколько дециметров), горючими сланцами (один пласт мощностью 15—20 м), песчаниками, пресноводными ракушечниками-известняками. В основании толщи, по данным буровых скважин треста «Кавказуглегеология», залегают конгломераты, галька которых состоит из габбро-диоритов и зеленых туфогенов подстилающей толщи эоцена.

В разных частях центриклинали (Джаджурская котловина) угленосная толща залегает на образованиях разных возрастов. В частности, в восточной и юго-западной частях месторождения она залегает непосредственно на темно-серых шаровых габбро-диоритах, инъецирующих в виде пластовых залежей эоценовую туфогенную толщу, а в южной части на туфогенах. В западной части месторождения проходит взбросовое нарушение и туфогенные породы вместе с габбро-диоритами надвинуты в восточном направлении на угленосную толщу. Это было доказано как съемкой, так и буровыми скважинами (скважина № 4 треста «Кавказуглегеология») и штольнями.

Возраст угленосно-сланценосных отложений определяется совокупностью следующих данных.

1. Угленосно-сланценосные отложения залегают с базальным конгломератом в основании на различных горизонтах лютетско-оверзских отложений, причем галька конгломератов состоит в основной массе из туфогенов, порфиритов и интрузивных пород подстилающей толщи. Этим определяется нижний возрастной предел толщи.

2. Угленосно-сланценосные отложения интенсивно дислоцированы совместно с подстилающими эоценовыми отложениями, составляют вместе с последними единый тектонический этаж и в бассейне р. Ахурян срезываются с большим угловым несогласием верхнемиоценовой (сармат-понт) вулканогенной толщей, слагающей южные склоны Ширакского хребта, Мумуханские горы, район сел. Дашкерпи и др. Этим определяется верхний возрастной предел толщи.

3. В районе гор. Дилижан угленосно-сланценосные отложения содержат Clupaea sp., Prolebias armeniacus sp.n., Lepidocotus sp. n. (сборы А. П. Демехина, определения В. В. Богачева), Taxodium disticum miocenum Heer, Pinus palacostrobus Heer, Cinnamomum scheuchzei Heer, C. lanceolatum Ung., Quercus drymeja Ung, Q. cf. elaena Ung., Myrsina doryphora Ung., Typha latissima A. Br., Phragmites oeningensis A. Br. (определения А. Н. Криштофовича и А. Л. Тахтаджяна), а также большое число Bythinia, Melanopsis, Limnaea, образующие ракушечники. Последние три формы в массовых скоплениях встречаются также в толще Джаджурского месторождения, где образуют прослои ракушечников-известняков. В отложениях Гукасянского района встречены Cinnamomum lanceolatum Ung., Helix sp., Illyocipris sp.

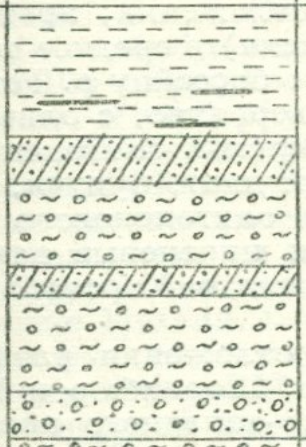
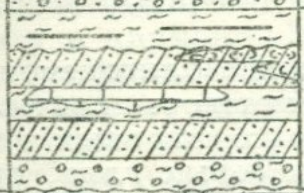
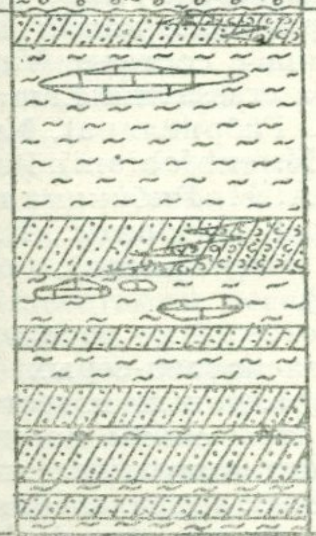
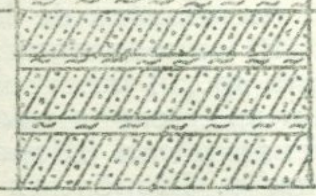
По мнению В. В. Богачева, изученная им ихтиофауна имеет средне-верхнеолигоценовый возраст; на олигоцен же указывает, по мнению А. Н. Криштофовича и А. Л. Тахтаджяна, флора Дилижанской толщи.

Таким образом, олигоценовый возраст угленосно-сланценосной толщи Присеванской зоны определяется пока недостаточно строго.

Необходимо отметить, что в бассейне р. Ахурян К. Н. Паффенгольц приписывает этой толще туронский возраст (описывая горючие сланцы как рассланцованные туфы), на Джаджурском месторождении—четвертичный возраст, а в районе гор. Дилижан—эоценовый возраст в предположении, что в последнем районе сланцы залегают нормально в средней части разреза среднеэоценовой вулканогенной толщи. Им был просмотрен крупный разлом, по которому вулканогенная толща эоцена контакти-

СВОДНАЯ
СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ КОЛОНКА
олигоценовых отложений
Армянской ССР

м 50 0 50 100 м

Под отд.	Ярус		Мощ в м.	Характеристика пород
Верхний олигоцен — нижний миоцен	Дилижанская толща		600	Глины и алевролиты, неоднократно чередующиеся пиробитуминозными сланцами с Clupea sp Probebias armeniacus sp. и др
			150	Средне и крупнозернистые песчаники, мергелистые туфы и плотные алевролиты с остатками листьев.
			250	Серые, желтовато-серые глины, алевролиты и тонкозернистые песчаники с пластами пиробитуминозных сланцев.
Средний	Рюпельский		700	Чередование желтовато-серых туфогенных песчаников и зеленовато-серых гипсоносных глин с прослоями коралловых и др. известняков с Pectuncullus obovatus, Nummulites vascus и др.
Нижний	Латорф.		250	Желтовато-серые шаровые туфогенные разнозернистые песчаники с прослоями гипсоносных глин и конгломератов и цереновых ракушечников с Pecten arcuatus, Nummulites intermedius и N. vascus.

рует с угленосно-сланценосной толщей олигоцена. В последнее время наличие такой сбросовой структуры было подтверждено буровыми скважинами, проведенными Армянским геологическим управлением.

На юго-восточном продолжении Присеванской зоны к майкопу, по-данным В. Е. Хаина, относится мощная конгломератово-песчано-глинистая толща (худаферинская свита) низовнев р. р. Акера и Баргушат и долины р. Аракс, которая образовалась в существенной мере путем размыва зангезурского плутона и эффузинов юры-неокома и содержит в нижней половине Pectunculus obovatus Lam. (опредеение К. А .Ализаде).

Палеогеографические построения показывают, что озерный бассейн, в котором образовались рассматриваемые отложения, протягиваясь от среднего течения р. Ахурян (от сел. Гукасян) в среднее течение р. Агстев (к гор. Дилижан), далее продолжался по бассейну р. Гетик до ее верховьев (к сел. Краносельск) и соединялся, вероятно, с олигоценовым морским бассейном Куринской депрессии (морской олигоцен в Кировабадском районе), и низовьем р. Акера и Баргушат, будучи, таким образом, опресненным рукавообразным заливом олигоценового моря. Признаками же опреснения последнего являются цереневые ракушечники, прослаивающие морские отложения олигоцена в Кировабадском, Ереванском и Ахалцихском бассейнах.

В Еревано-Ордубадской зоне олигоценовые отложения развиты в Приереванском районе, в бассейнах р. р. Раздан, Шорахбюр и Гарни, где на выходах образуют ряд складок восток—юго-западного простирания. Здесь эти отложения детально были изучены А. А. Габриеляном, А. Т. Асланяном, А. А. Асатряном, Н. А. Саакян (стратиграфия и палеонтология), А. И. Месропяном, С. Г. Саркисяном, В. П. Асратяном, И. Г. Гаспарян (петрография и минералогия). Олигоценовый возраст отложений впервые был обоснован Г. Абихом (1882).

По данным детальной съемки автора (1949), толща олигоценовых отложений может быть подразделена на две неравной мощности свиты. Нижняя, мощностью 250 м, состоит из желтовато-серых шаровых туфогенных песчаников, включающих пачки гипсоносных серых глин, прослои конгломератов, цереновых ракушников, линзы рифовых известняков и банки устриц. В этой свите собрана богатая фауна в составе: Variamussium fallax Kor., Pecten arcuatus Brocchi, Natica crassatina Lam., Cerithium margaritaceum Brocchi. (определения А. А. Габриеляна), Nummulites intermedius d'Arch., N. fabianii Prev. (B), N. subfabianii Prev. N. Fichteli Mich. (A) N. striatus Brug. (определения А. Н. Рябинина и А. А. Асатряна) Bulimina sculptilis Cushm., Bolivina nobilis Hantk., B. beyrichi Reuss. (определения Н. А. Саакян и Ю. А. Мартиросян), обосновывающих латторфский ярус (нижний олигоцен).

Верхняя свита мощностью 700 м состоит из многократно чередующихся желтовато-серых туфогенных песчаников и зеленовато-серых гипсоносных глин, содержащих прослои и линзы коралловых известняков, цереновых ракушечников и конгломератов. Из этой свиты происходят многочисленные Natica crassatina Lam., Cerithium margaritaceum Brocchi, Cyrena semistriata Desh., C. scharpentieri Bast. (определения А. А. Габриеляна), Nummulites intermedius d'Arch. N. incrassatus de la Harpe, N. subfabianii Prev., N. vascus Joly et Leym. (B) определения А. А. Асатряна), Nonion umblicatula Montf., Elphidium sp., Planorbella sp. (определения Н. А. Саакян и Ю. А. Мартиросян) и др., собранные в основном в массиве г. Кяра-молла, между гор. Ереван и сел. Шорахбюр. В нижней трети разреза, на левом склоне долины р. Шорбулах нами были обнаружены, кроме того, Pectunculus obovatus Lam. (массовые скопления), Variamussium fallax Kor. и зубы акул.

Вся эта фауна при наличии Pectunculus obovatus, Nummulites vascus, Nonion umblicatulum и крупных Planorbella указывает на принадлежность толщи к рюпельскому ярусу (средний олигоцен), причем низы толщи, по данным микрофауны, соответствуют хадумскому горизонту майкопской толщи Восточного Кавказа. Коралловая фауна была специально изучена Н. С. Бендукидзе, которой указываются:

Favia (Isastraea) elegans Reuss, Phyllocoenia macrocanta Abich, Brachiphyllia umbellata Reuss, Heliastraea guetardi Derf, Heliastraea boulana Reuss, Heliastraea lucasana Reuss, Heliastraea (Orbicella) transiens Felix, Heliastraea defrancei Edw. et Haime var. n. Abich, Ulophyllia macrogyra Reuss, Ulophyllia profunda Edw. et Haime, Miycetophyllia mirabilis Felix, Iatimaendra diserepans Reuss, Dimorphophyllia lobata Reuss, Dimorphophyllia oxylopha Reuss, Oroseris d'Archiardii Reuss, Podabacia prisca Reuss, Rhabdophyllia stipta d'Archiardi, Stylocenia lobata—rotundata Mich., Columnastraea bella Reuss, Astraeopora decaphylla Reuss, Actinacis delicata Reuss, Polytremacis belleardii J. Haime, Porites ramosa Cat., которые все являются олигоценовыми, причем род Ulophyllia древнее олигоцена нигде не встречается.

Автором описано всего 34 вида кораллов. Из них 27 встречаются в олигоцене Италии, 4—в верхнем эоцене и олигоцене, 1 вид встречен пока лишь в миоценовых отложениях и 1 —в нерасчлененных третичных отложениях Борнео. Из 27 собственно олигоценовых форм 4 характеризуют латторфский ярус, 17 — рюпельский ярус, а 6 — олигоцен вообще.

По минералогическому составу отложения олигоцена характеризуются, по данным А. И. Месропяна и И. Г. Гаспарян, повсеместным распространением в глинистой их фации значительного количества шарообразного пирита, достигающего в тяжелой фракции от 38 до 98%, биотита и циркона. Нередко встречаются также авгит, глаукофан, хлорит, турмалин, альмандин, целестин, барит, магнетит и некоторые другие минералы, причем содержание авгита и магнетита увеличивается в направлении к основанию толщи, а содержание шарообразного пирита— в обратном направлении.

В песчаниках по петрографическим исследованиям преобладает туфовый материал, состоящий из обломков лав андезитового состава, угловатых обломков полевых шпатов и стекла. Цемент известковистый, глинистый.

Галька конгломератов, ассоциирующихся обычно с массовыми скоплениями Cyrena semistriata состоит в главной массе из зеленых порфиритов и туфогенов и была заимствована, вероятно, из эоценовых толщ смежных областей.

Известняки всецело органогенные и состоят из скелетов кишечнополостных.

Неясен вопрос о генезисе гипса, который повсеместно встречается в глинах в виде прозрачных крупных кристаллов типа ласточкина хвоста, образующих местами отдельные выдержанные, но маломощные пропластки. По всей вероятности, он является сингенетичным образованием.

Кроме Шорахбюрской долины и правобережья р. Гарни, олигоценовые отложения констатированы в междуречьи р. р. Раздан и Джрвеж, под Канакерским плато, в буровой скважине у сел. Аван. Здесь они были вскрыты на глубине 1667м непосредственно под молассовыми пестроцветными отложениями нижнего-среднего миоцена. Скважина прошла по ним до глубины 1734м и была приостановлена по техническим причинам. По данным микрофаунистических исследований, вскрытая часть разреза с Bulimina schischkinskayai, B. sculptilis, Bolivina ex gr. nobilis, Nonion ex gr. umblicatulum, Giroydina ex gr. soldani, Krithea tortecau-

data, Cytherella confusa и др. (определения Н. А. Саакян) относится к олигоцену и соответствует верхней надхадумской части разреза олигоцена южного крыла Шорахбюрской антиклинали (слои г. Кузей).

Мощность отложений олигоцена в рассматриваемой зоне увеличивается в направлении с юго-востока на северо-запад (от р. Гарни к р. Джрвеж), от 800м до 950м, а также с юго-запада, со стороны Араратской долины, на северо-восток в сторону Гегамского хребта. В последнем же направлении фации становятся относительно более глубоководными.

Из фациальных особенностей этих отложений заслуживает внимания резкое увеличение в северном направлении количества рифовых известняков и конгломератовых прослоев. Эти отличия видны уже на выходах между противоположными крыльями Шорахбюрской антиклинали.

По простиранию описываемые олигоценовые отложения в юго-западном направлении погружаются под молодые миоценовые отложения, ввиду периклинального замыкания образованных ими структур, а в северо-восточном направлении уходят под верхнемиоценовую вулканогенную толщу юго-западных отрогов Гегамского хребта (участок между сел. Вохчаберд и пещерным монастырем Гехард), причем ввиду вздымания шарниров складок в северо-восточном направлении из-под вулканогенной толщи выпадают средние и верхние горизонты олигоценовой толщи.

В следующей Приараксинской зоне олигоценовые отложения развиты в бассейне нижнего течения р. Веди, левого ее притока. р. Шагап, между антиклинальными хребтами Урц и Кармир - Сахка и в западной части бассейна среднего течения р. Арпа на пространстве между сел. сел. Ехегнадзор и Элпин. Выходы олигоценовых отложений всех этих участков располагаются в пределах единого синклинория, который известен в литературе под названием Шагапского синклинория. Подробно они изучены П. Боннэ, К. Н. Паффенгольцем, А. А. Габриеляном, А. Т. Асланяном и Ю. А. Мартиросян. Кроме того, небольшие выходы олигоценовых отложений известны на южном склоне хребта Урц. За последнее время при бурении скважины в Араратской долине наличие их было констатировано также в центральной части последней у сел. Тазагюх и Арбат, юго-западнее и западнее гор. Ереван.

В рассматриваемой зоне олигоценовые отложения в отношении литологии, фации и фауны мало отличаются от таковых предыдущей Ереванской зоны. Главное отличие между ними заключается лишь в мощности. В последней зоне она в 5—6 раз больше, чем в Приараксинской. Эти отложения в отношении фауны и стратиграфии лучше всего изучены в долине р. Шагап и в окрестностях сел. Веди. По нашим наблюдениям, в этом районе за лютетско-оверзской толщей известняков и туфогенов следует трансгрессивная песчано-глинистая толща мощностью около 250 м, которая в западном направлении, от сел. Веди к сел. Юва, вдоль правого склона долины р. Веди последовательно срезывает среднеэоценовые конгломераты и нуммулитовые известняки, сенонские мергели и известняки и далее налегает непосредственно на порфириты юры (юго-восточнее сел. Даргалу).

Толща эта состоит из желтовато-серых туфогенных песчаников, красных (в основании толщи) и серых гипсоносных глин, частью коралловых известняков и цереновых ракушечников.

А. А. Габриелян подразделяет эту толщу в окрестностях сел. Шагап на две свиты: нижнюю, состоящую из желтовато-серых и желтовато-бурых песчаников и глин с Variamussium fallax Kor., Cryptodon rollei Meyer et Gümb., Leda perovalis Ken., Callista sokolowi Slodk., Cuspidaria scalaria Meyer, Natica helicina Brocchi, Nummulites garnieri de la Harpe и др. и верхнюю, состоящую из желтовато-серых и желтовато-бурых песчани-

ков и глин с Pecten arcuatus Brocch., Diastoma costellatum Lam., Mut martini Bouss., D. costellata Lam. mut. elongata Bronn, Cerithium plicatum Brug., C. margaritaceum Brocchi, C. charpentieri Bast., C. viverii Opp., Trochus lucasianus Bronn, Strombus naticiformis Opp., Melongena pyruloides Gratt., Conus indeterminatus Abich., Cypraea angusta Fuchs, Turritella clamancensis Bouss., Natica crassatina Lam., N. garnieri Bayan, N. deshayesiana Nyst и др. Мощность нижней свиты 70 м, верхней— 100 м.

Основанием толщи в данном разрезе являются оверзские туфогенные песчано-глинистые отложения.

Вся приведенная фауна и вмещающие ее отложения полностью параллелизуются с таковыми нижних горизонтов Шорахбюрской долины, где они относятся к латторфскому (слои с Pecten arcuatus) и приабонскому (самые нижние слои с Variamussum fallax) ярусам.

Богатая фауна из окрестностей сел. Шагап собрана П. Боннэ и была обработана им совместно с Г. Дувийье. В работе 1927 г. им приводится следующий список фауны: Nummulites intermedius d'Arch., N. vascus Joly et Leym., Pectunculus phillipsi Desh., Meretrix verneuili d'Arch., M. villanovae Desh., Tellina nistii Desh, Throcia prominensis Oppenh., Trochus boscianus Brongn., Diastoma costellatum Lam. mut. elongata Brong; Hipoonix preveri Fab., Campanile managazzai Fuchs, Cerithium plicatum Brug., Turritella biarritzensis Buus., Natica Picteti H. et R., Dou, N. garnieri Bay., N. scaligera Bay., Cypraea angusta Fuchs, Cassidea nodosa Sol., C. ambigua Sol., Ancilla studeri H. et R. Douv. и др. ближе неопределимые формы. По мнению П. Боннэ, эта фауна может датировать рюпельский ярус. К. Н. Паффенгольц полагает, что сборы П. Боннэ произведены в слоях, расположенных стратиграфически выше слоев с латторфским Pecten arcuatus, указанном в списке А. А. Габриеляна.

В олигоценовых отложениях Армении и сопредельных районов обнаружена также довольно богатая флора, которая с той или иной детальностью была изучена А. Н. Криштофовичем, И. В. Палибиным, А. Л. Тахтаджяном и Г. М. Касумовой. Наиболее детальной является работа Г. М. Касумовой (1955), касающаяся флоры северо-восточных склонов Малого Кавказа.

Из отложений нижнего олигоцена, охарактеризованного морской фауной (Leda perovalis Koen., L. crispata Koen., Arca domgeri Koen. и др.) Г. М. Касумова руководящими считает: Carya Heeri (Ett.) Heer, Quercus parallelonervoides Kas., Hakea spathulata Schmal., Dicotylophyllum lanceolatum Kas., для среднего олигоцена (слои с Pectunculus obovatus Desh.). Rhamnus Dechenii Web. и большое количество разновидностей Cinnamomum. Общий состав флоры (Pinus, Sequoia, Quercus, Iuglans, Caria, Mognolia, Cinnamomum, Rhamnus, Myrica, Ficus, Laurus, Phragmites, Engelhardtia и др.) указывает, по Г. М. Касумовой, на сухой жаркий горный климат.

Необходимо отметить, что западнее Малого Кавказа, в пределах Анатолии, олигоценовые отложения развиты в двух резко различных фациях— в морской и лагунно-континентальной. Морские фации, по сообщению Р. Фюрона (1955), развиты в Понтических цепях и в предгорных впадинах Таврских цепей, где они так же, как и в Араксинском поясе, характеризуются присутствием Nummulites intermedius Ficht. Лагунно-континентальные отложения олигоцена Анатолии описаны Е. Ланом (1950). По его данным, они развиты во внутренней Анатолии между указанными выше двумя цепями и представлены пестроцветными конгломератово-песчано-глинистыми гипсоносно-соленосными отложениями, лишенными характерной фауны. В верхах разрезов преобладают красноцветные пес-

чано-глинистые отложения. Е. Лан к этому комплексу причисляет также лагунно-континентальную лигнитоносную толщу района гор. Эрзерум.

Описанные выше отложения олигоцена Армении обнаруживают исключительное сходство с таковыми Ахалцихского бассейна Грузии. Песчано-глинистые отложения Ереванского бассейна с зонами Pecten arcuatus и Pectunculus obovatus в той же фации и с теми же комплексами фауны повторяются в Ахалцихском бассейне. Эквивалентами верхней надрупельской лигнитоносной свиты Ахалцихского бассейна с солоновато-водной Cyrena semistriata и пресноводным Melanopsis callosa Braun являются в Армении Амасийская и Дилижанская толщи конгломератово-песчано-глинистых отложений, включающие прослои лигнитов и горючих сланцев, но залегающие уже на эоценовых отложениях. По этим данным, возраст их определяется как верхний олигоцен (возрастные аналоги хаттского яруса). В Ахалцихском бассейне верхний олигоцен (лигнитоносная свита) перекрывается пестроцветной молассовой толщей, содержащей, по данным Л. К. Габуния, остатки Cholicotherium, датирующего, по всей вероятности, аквитанский ярус.

2. НЕОГЕН

А. МИОЦЕН И ПОНТ

Миоценовые отложения пользуются на территории Армении огромным распространением, занимая около одной четверти ее площади.

Основные сведения по ним содержатся в работах В. В. Богачева, В. Ф. Захарова, А. А. Габриеляна, А. Т. Асланяна, А. Н. Назаряна, Л. М. Радопуло. По смежным с Арменией районам Азербайджана и Грузии такие сведения содержатся в работах Ф. Фреха и Г. Артгабера, М. И. Варенцова и А. Г. Лалиева, Л. Н. Леонтьева и В. Е. Хаина, Ш. А. Азизбекова.

Представлены эти отложения в составе нижнего—среднего миоцена, нижнего сармата (конкские слои), верхнего сармата и мэотиса-понта, которые выражены в виде более или менее единой геологической формации, характеризующей определенный крупный этап тектонического развития Армении.

Нижний-средний миоцен. К этому возрасту относится мощный комплекс конгломератово-песчано-глинистых гипсоносных-соленосных отложений, широко распространенных в пределах Араратской котловины и окружающих ее предгорий. Комплекс этот состоит из трех отчетливо обособленных толщ, которые подробно изучены по естественным обнажениям и особенно бурением. Это будут снизу вверх:

1. Пестроцветная или красноцветная толща мощностью до 750 м.
2. Соленосная глинистая толща мощностью до 700 м.
3. Гипсоносная глинистая толща мощностью до 500 м.

Пестроцветная толща обнажается в районе гор. Ереван, где она участвует в строении Шорахбюрской антиклинали и расположенной южнее Ацаванской синклинали, имеющих юго-западное простирание. В скважинах она отмечена у сел. Двин в интервале глубин 350—441м, у сел Нор-гюх на глубине 220 м, у сел. Енгиджа на глубине 175 м, у сел. Аван на глубине 1202 м, у сел. Спандарян на глубине 456 м, у сел. Паракар на глубине 125 м и у сел. Покр Шагриар на глубине 675 м.

В строении толщи принимают участие рыхлые конгломераты, полимиктовые песчаники серого, светло-серого и зеленовато-серого цветов, кирпично-красные и зеленые алевролиты и глины, а также прослои и крупные линзы глинистого гипса, причем отдельные горизонты часто обнаруживают косую слоистость. Наиболее характерными составляющими толщи являются кирпично-красные глины и алевролиты, многократно чередующиеся с конгломератами и песчаниками. Галька конгломератов состоит из полосчатых туфопесчаников, пелитоморфных туфов, андезитовых и дацитовых порфиритов, яшм различных окрасок, реже интрузивных пород гранодиоритового состава. Совокупность этих эффузивных и туфоосадочных пород и яшм характерна для вулканогенной толщи эоцена (лютет-оверз) горных сооружений, окружающих Араратскую котловину

В тяжелой фракции глинистого компонента толщи ведущими являются гематит в ассоциации с магнетитом (до 50%), биотит и циркон (определения И. Г. Гаспарян). В цементе пород пестроцветной толщи существенную роль играет известь, которая достигает в песчаниках 46,6%. Грубообломочный материал преобладает в низах толщи и закономерно убывает снизу-вверх и уже в самых верхах толщи встречается горизонт однородных песчанистых глин с богатой равномерно распределенной примесью ангидрита.

Максимальная мощность толщи фиксирована в пределах северо-западного крыла Шорахбюрской антиклинали к юго-востоку от гор. Ереван, где она залегает вертикально, с частичным опрокидыванием на запад—северо-запад и имеет мощность 750 м. В 6 км к северо-западу у сел. Аван в скважине глубокого бурения мощность толщи оказалась равной 465 м. Эти данные могут указывать на уменьшение мощностей отложений пестроцветной толщи в направлении с юго-востока на северо-запад. В отношении распределения мощностей важные данные дало бурение в центральной части Араратской котловины у сел. Нор-гюх и Енгиджа, к югу от гор. Ереван, а также у сел. Двин. Оказалось, что в первых двух пунктах пестроцветная толща имеет мощность соответственно 200 м и 125 м, в то время как на небольшом расстоянии от них, в пределах северо-западного крыла Шорахбюрской антиклинали (расстояние между скв. у сел. Нор-гюх и ближайшим выходом пестроцветной толщи равняется 250—300 м) она имеет мощность 750 м. Ранее указывалось, что такие соотношения имеют место также для олигоценовых и эоценовых отложений. Эти соотношения нами трактовались как проявление глубинного разлома, проходящего по линии сел. Агамзалу — Нор-гюх — Чарбах — Эчмиадзин.

В третьем пункте, у сел. Двин, мощность ее составляет около 100 м, причем здесь она перекрывается нормально более молодой гипсоносной толщей и подстилается фаунистически охарактеризованными отложениями датского яруса, обнажающимися на склонах г. Еранос.

Каких-либо находок фауны в пестроцветной толще пока не отмечено. Из остатков флоры известны редкие отпечатки злаковых.

По своему литологическому составу пестроцветная толща должна быть отнесена к фации молассовых озерно-речных отложений, формировавшихся в предгорной или межгорной впадине, причем, судя по чередованию в разрезе красных и зеленых глин, следует думать, что в водном бассейне соответственно чередовались окислительные и восстановительные режимы.

Соленосная толща вскрыта многочисленными буровыми скважинами в гор. Ереван и его окрестностях, на Канакерском и Егвардском плато (среднее течение р. Раздан) и в крайней западной части Араратской кот-

ловины, в окрестностях сел. Малый Шагриар, недалеко от Кара-кала и в Аштаракском районе у сел. Мугни.

Наибольшая мощность толщи констатирована в районе гор. Канакер (в опорной скважине у сел. Аван и в скважине в ущелье р. Раздан), где скважины прошли по толще соли около 700 м. Отсюда в стороны мощность соли значительно уменьшается, достигая в южной части гор. Ереван нескольких десятков метров (на расстоянии 15—18 км).

В западной части котловины, в районе сел Покр Шагриар скважина вскрыла соленосную толщу в интервале глубин 386—665 м над пестроцветной толщей, прослеженной по мощности лишь на 55 м. Вверх по разрезу соленосная толща сменяется в этой скважине гипсоносными глинами мощностью 23 м, которые, в свою очередь, сменяются верхнесарматскими отложениями, имеющими под покровом верхнеплиоценовых базальтов мощность 63 м.

Соленосная толща состоит из серых, красновато-серых и зеленовато-серых комковатых глин, изредка с пропластками горючих сланцев и прослаивается (чаще через каждые 20—30 м) различной мощности пачками и пластами чистой каменной соли, содержащей местами примесь красновато-оранжевого цвета калийных солей В общей массе соленосной толщи преобладающей является кристаллическая идиоморфная каменная соль, в которой содержание хлористого натрия составляет по отдельным пластам и пачкам 96—99%. В минералах тяжелой фракции пород соленосной толщи преобладают ангидрит в ассоциации с пиритом. Нередко встречаются также авгит, гиперстен, обыкновенная и базальтическая роговая обманка, слюда и др. В керне соли часто наблюдаются явления интенсивного смятия и течения, характерные для соленосных толщ вообще.

У сел. Аван в трех буровых скважинах, на глубине 550—600 м отмечено внедрение в толщу каменной соли пластовой интрузивной залежи оливиновых долеритовых габбро-базальтов мощностью около 200 м с образованием в контакте заметных скоплений пирита, пирротина, скаполита, слюды, амфибола, апатита, незначительных количеств (спектрально) свинца, цинка и никеля. Породы контактового ореола сильно смяты и брекчированы.

В глинах соленосной толщи отмечены неясные остатки микрофауны. Переход от пестроцветной толщи к соленосной отмечен горизонтом розовато-серых слабо песчанистых глин с ангидритом (мощность горизонта около 40—50 м).

Гипсоносная толща залегает в центральных частях соленосного бассейна над собственно соленосной толщей. Представлена она комковатыми желтовато-серыми, серыми и красновато-бурыми глинами, содержащими пропластки, пласты и пачки кристаллического гипса, при мощности пластов до 10—15 м. В районе сел. Аван в буровых скважинах и юго-восточнее сел. Джрвеж, в верховьях Джрвежского ущелья в гипсоносной толще отмечены прослои андезитовых и липарито-дацитовых туфобрекчий. Гипсоносная толща наибольшую мощность имеет южнее меридиана гор. Ереван, вдоль Джрвежского ущелья, где она достигает мощности 300 м (в обнаженной части разреза). В скважинах, пробуренных на Канакерском и Егвардском плато (среднее течение р. Раздан), а также в западной части Араратской котловины гипсоносная толща имеет мощность чаще несколько десятков метров, изредка 150 м, что, возможно, в отдельных случаях объясняется размывом толщи после ее отложения и складчатости.

В накоплении осадков гипсоносной толщи наблюдается отчетливо выраженная ритмичность— вначале образовались красно-бурые глины, затем гипс (ангидрит в виде пластов) и далее зеленовато-серые глины. Ритмы эти повторяются многократно.

Фауны и флоры гипсоносная толща не включает, но хорошо отбивается минералогически обильным содержанием целестина в ассоциации с пиритом. В подчиненном количестве их сопровождают обыкновенная и ба-

СВОДНАЯ
СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ КОЛОНКА
Неогеновых отложений
Армянской ССР

м 400 0 400 800 м

Под Отд	Под Ярус	Ярус		Мощ. в м.	Характеристика пород
Плиоцен	Верхний	Акчагыл-апшерон		1500	Долеритовые и др. базальты, андезиты, дациты, липариты и их обломочные разности, фациально переходящие в озерные глинисто-диатомовые отложения с Hipparion и Elephas planifrons.
Миоцен	Верхний	Мэотис - понт		2500	Зеленовато-серые глины, рыхлые песчаники и конгломераты с прослоями ракушечников углистых сланцев, туфов с Unio flabellatus, которые фациально перемежаются и перекрываются андезитами, андезито-дацитами, дацитами, липаритами и их туфобрекчиями.
		Сармат		800	Чередование песчаников и известковистых глин с прослоями оолитовых известняков и ракушечников с Mactra caspia, M. bulgarica фациально переходящие в вулканогенные породы.
		Конк.		100	Песчаники, глины, ракушечники с Rhodas cubanicum.
	Нижний - Средний	Кар.		100	Известняки с Spaniodontella.
				500	Гипсоносные, зеленовато-серые и красные глины с прослоями гипса и туфобрекчии.
				700	Каменная соль с прослоями глин и пропластками горючих сланцев.
				750	Рыхлые конгломераты, песчаники и красноцветные, местами гипсоносные глины (молассы).

зальтическая роговая обманка, авгит, биотит, глаукофан, турмалин, сфен, гиперстен и др.

Необходимо отметить, что в естественных обнажениях гипсоносная толща непосредственно залегает на пестроцветной толще и, таким образом,

соленосная толща выпадает из разреза. Такие разрезы наблюдаются в северо-западном крыле Шорахбюрской антиклинали, в обнажениях окрестностей сел. Паракар и в скважине у сел. Двин, где мощность свиты составляет 350 м. Что касается соотношения этих толщ в буровых скважинах, то повсеместно, за исключением одной скважины, пробуренной в южной части контура соленосной толщи у сел. Паракар, было установлено налегание последней на пестроцветную толщу и гипсоносной толщи на соленосную толщу. Нами было сделано предположение о перетекании соли при деформации соленосного комплекса с последующим полным выщелачиванием соли в обнажениях между гипсоносной и пестроцветной толщами (1949). Это предположение подтвердилось скважиной, пробуренной в конце 1957 г. у сел. Джрвеж, вскрывшей каменную соль на глубине 100м на расстоянии 200—300 м от обнажений пластов подошвы и кровли соли.

Касаясь вопроса о возрасте рассматриваемых отложений, необходимо отметить, что для однозначного его определения данных не имеется. Одно лишь достоверно, что они подстилаются различными горизонтами средне - верхнеолигоценовых (рюпельский ярус), верхнеэоценовых и датских отложений и перекрываются верхнесарматскими фаунистически охарактеризованными отложениями.

В работах К. Н. Паффенгольца все три указанные свиты относятся к верхнему эоцену провизорно, без учета богатой олигоценовой фауны, содержащейся в подстилающих пестроцветную толщу отложениях.

Нижняя пестроцветная свита разреза А. А. Габриеляном (1947) условно относится к верхнему олигоцену в предположении, что подстилающие олигоценовые отложения переходят в нее постепенно и согласно. Соленосную и гипсоносную свиты он отнес в ранних своих работах предположительно к верхнему миоцену, а в последних работах—к среднему миоцену.

При съемке Араратской котловины (1948—1950) нами было установлено налегание пестроцветной толщи на различные горизонты дискоциклиновых отложений верхнего эоцена (район сел. Соцгюх, Гарни, пещерного монастыря Гехард), нижнего и среднего олигоцена (Шорахбюрская антиклиналь). Позднее бурением было установлено залегание пестроцветной толщи на нижних слоях олигоцена у сел. Нор-гюх, на верхнем эоцене у сел. Арбат и на датском ярусе у сел. Двин. Таким образом, доказано наличие длительного перерыва (амплитуда размыва до 1000 м) между морским средним олигоценом и веком лагунно-континентальной пестроцветной толщи при постепенном переходе последней через соленосную толщу в гипсоносную толщу.

Пестроцветная толща с большим угловым несогласием перекрывается вохчабердской (в низах она же белесоватая) толщей со средне-верхнесарматской фауной. Если пестроцветная и гипсоносно-соленосная толщи едины и непрерывны в своем развитии, то отсюда следует логический вывод об их более раннем возрасте по сравнению с верхним сарматом.

Далее, учитывая, что во всем Альпийско-Гималайском поясе пестроцветные гипсоносно-соленосные фации приурочиваются в главной своей массе к нижнему—среднему миоцену (аквитанский, бурдигальский, гельветский ярусы), можно сделать предположение о таком же возрасте рассматриваемых нами отложений. Укажем, что пестроцветная толща Ахалцихского бассейна, являющаяся фациально-стратиграфическим аналогом пестроцветной толщи Ереванского бассейна, включает Cholicotherium (аквитан — бурдигал).

Аналоги соленосной формации Араратской котловины имеют широкое развитие в Нахичеванской котловине. В последние годы они детально

были изучены Ш. А. Азизбековым (1949) и А. А. Кадыровым, Э. Л. Саруханяном, причем ими широко использовались данные глубокого бурения.

Разрез олигоценовых и миоценовых отложений этой области, по данным Э. Л. Саруханяна, представляется снизу вверх в следующем виде.

1. Верхний олигоцен — нижний миоцен (?) — красноцветные андезитовые туфобрекчии, туфоконгломераты и туфопесчаники, переслаивающиеся красно-бурыми и бурыми глинами, мергелями и озерными кремнистыми известняками с Planorbis ex gr. cornucopiae Baily (аквитанский ярус Анатолии). Мощность свиты переменная—от 200—250 до 700—800 м; эта свита залегает согласно на андезитовой вулканогенной толще (абракунисская толща), относимой условно к олигоцену.

2. Тархан и чокрак—пестроцветные глины, песчаники, мергели и известняки. Мощность 100—200 м. Возраст обоснован микрофауной.

3. Караган и конк—шоколадно-бурые, красно-бурые, зеленовато-бурые и серые известковистые глины и алевролиты с прослоями рыхлых песчаников, мергелей, гипса и каменной соли. Мощность 800 м. Возраст свиты обоснован фаунистически (аналоги спаниодонтелловых слоев и собственно фоладовые слои).

4. Нижний и средний сармат (?)— шоколадно-бурые, красно-бурые, зеленовато-бурые и серые известковистые глины и песчаники с залежами каменной соли и гипса. Мощность 735 м.

5. Верхний сармат — зеленовато-серые и красно-бурые глины и песчаники с характерной мактровой фауной. Мощность 440 м.

А. А. Кадыров полагает, что образование залежей каменной соли началось еще в караганском веке и продолжалось в конке, нижнем и среднем сармате.

Караганский горизонт. Незначительный останец отложений среднего миоцена отмечен В. П. Ренгартеном в Ноемберянском районе, в Прикуринской тектонической зоне. Представлены они конгломератами и ракушечниками - известняками, содержащими, по определению В. П. Ренгартена, спаниодонтеллы, и залегающими на размытой поверхности сенонских мергелей (вершина г. Кяклик на отметках 700—710 м). Мощность покрова 20 м, падение на север.

Конкский горизонт. Отложения этого раздела миоцена развиты в бассейне верхнего течения р. Раздан, в окрестностях сел. Верхн. Ахта и Нижн. Ахта и описаны в ранней литературе под назнанием мэотических отложений.

Эти отложения выступают, в основном, среди четвертичных лавовых полей на высотах 1800—1850 м, занимая площадь около 1, 5 кв. км.

Более или менее подробно они изучались в обнажениях к востоку от сел. Нижн. Ахта, в массиве горы, сложенной метаморфическими сланцами эопалеозоя и мергелистыми известняками сенона, прорванными интрузией гранодиоритов.

На этом участке разрез конкского горизонта начинается мелкообломочными полимиктовыми конгломератами, которые сменяются выше желтовато-серыми песчаниками, еще выше рыхлыми тонкозернистыми известковистыми песчаниками светло-серого цвета с прослоями желтовато-серых ракушечников и завершается крупнозернистыми песчаниками и рыхлыми мелкообломочными конгломератами. Мощность свиты составляет около 70 м. Базальные конгломераты перекрывают последовательно сланцы эопалеозоя, меловые известняки, туфогены среднего эоцена и прорывающую их интрузию гранодиоритов.

На участке сел. Верхн. Ахта характер отложений значительно меняется. Здесь над измененными, сильно окремненными под влиянием гранодиоритовой интрузии сенонскими известняками (силициты по В. Л.

Егояну) залегает неотсортированная рыхлая конглобрекчия, состоящая из угловато-окатанных обломков метаморфических сланцев, известковистых силицитов, порфиритов, зернистых интрузивных пород с песчано-глинистым заполнителем.

В профиле эта толща мощностью около 50 м соответствует низам толщи нижнеахтинского участка. Пространство между обоими участками занято покровными лавами и мощными делювиально-пролювиальными наносами.

С севера, со стороны правобережья р. Раздан, к указанной горе с конкскими отложениями на гребне подходят более молодые андезитовые лавы, относимые к верхнему миоцену, причем лавы эти нивелируют рельеф, выработанный после отложения конкских слоев. Залегание последних ингрессивное.

Возраст толщи обосновывается наличием массовых скоплений модиол, образующих ракушечники. Отложения, аналогичные указанным, были констатированы К. Н. Паффенгольцем также в бассейне р. Шамхор, где они трансгрессивно перекрывают интрузию гранодиоритов. И в тех, и в других, по сообщению Ш. А. Азизбекова (1945), была собрана одинаковая фауна, которая определялась А. Г. Эберзиным и была отнесена им к конкскому горизонту. Им в сборах К. Н. Паффенгольца были определены Modiola volhynica Eichw. var. minor Andrus. (массовые скопления), Cerithium cf. disjunctoides Sinz., Micromelania sp., Hydrobia sp., Neithina (?) sp. Из более ранних сборов фауны отсюда же были определены Congeria panticapea Andrus., Pholas sp., Cardium sp. (сборы П. П. Гамбаряна, определения В. В. Богачева), Pholas kubanicum Zhizh., Modiola sp. и др. (сборы С. Т. Тигранян, определения Б. П. Жижченко), которые в совокупности определяют конкский возраст вмещающих слоев.

К. Н. Паффенгольц предполагает, что описываемые отложения, относимые им к мэотису, являются речными и имеют террасовый характер, причем наличие в них морской фауны он считает возможным объяснить конвергенцией.

Сарматский ярус. Отложения сарматского яруса связаны с вышележащими отложениями мэотиса-понта согласными и постепенными переходами и занимают большие площади в юго-западных и центральных районах области. Выражены они в двух различных фациях—в вулканогенной и осадочной.

Нормально - осадочные фации сармата развиты в пределах Араратской котловины примерно в тех же контурах, что и описанная выше соленосная формация. Естественные выходы сармата известны в ущелье р. Раздан, в среднем ее течении (от г. Ереван до сел. Нурнус), в бассейне р. Джрвеж на северном склоне Вохчабердского плато, на склонах г. Мурадтапа, в окрестностях сел. Верх. Двин, в долинной части р. Аракс, в ущелье р. Касах у сел. Карби и в ущелье р. Аракс в районе между Севаберд и Шаварут в западной части котловины. На участках между указанными выходами, сложенными обычно плиоплейстоценовыми лавами и наносами, наличие сарматских отложений констатировано в буровых скважинах под лавами Канакерского и Егвардского плато (у сел. Дзорахбюр (Теджрабак), Мангюс, Гямрез, Маяковское, Аван, Давидашен, Раздан, Чаткран, Нурнус, в сел. Фонтан, у сел. Авазан (Озанлар), у гор. Эчмиадзин, у сел. Хатунарх, Маркара, Малый Шагриар и недалеко от гор. Октемберян в западной части котловины, где они уходят в направлении к нижнему течению р. Ахурян под мэотические отложения, ввиду погружения шарниров складок на запад и северо-запад.

Сарматские отложения во всей области развития отличаются большим или меньшим постоянством характера пород и фауны. Состоят они в глав-

ной массе из мергелевидных желтовато-зеленоватых и отчасти розовых пластичных глин и слабо сцементированных желтовато-серых кварцево-полевошпатовых песчаников, включающих прослои мактровых и гастроподовых ракушечников, оолитовых известняков, горючих сланцев и гипса. Максимальная мощность толщи, приходящаяся на Канакерское и Егвардское плато, около 800 м. Разрез сармата сравнительно детально изучен в ущелье. р. Раздан между гор. Канакер и сел. Нурнус. Нижняя часть разреза представлена зеленовато-серыми глинами и включает ряд прослоев мелкозернистых песчаников, сахаровидного и прозрачного гипса и горючих пиробитуминозных сланцев. В этих отложениях встречены ракушечники с пресноводной гастроподовой фауной (Melanopsis, Bythinia и др.), прослои глины с пресноводными устрицами (Anodonta arzniana Bog.) и рыбными остатками. Из этого же горизонта происходит Mactra caspia Eichw., находящаяся в коллекции А. М. Терзибашяна (из участка курорта Арзни).

Выше, в средней части разреза залегает свита чередующихся зеленовато-серых глин и желтовато-серых кварцево-полевошпатовых песчаников, содержащая прослои белых и черных оолитовых известняков (несколько горизонтов), ракушечников с Mactra bulgarica Toula и M. crassicolis Sinz. (определения В. В. Богачева, А. А. Габриеляна, Л. М. Радопуло) и пропластки гипса и горючих сланцев.

В верхах разреза залегает свита зеленоватых пластичных глин с прослоями песчаников, причем глины на отдельных горизонтах имеют кирпично-красную окраску.

Глины сармата содержат богатую микрофауну: Nonion soldanii d'Orb., N. subgranosus Egger., N. baucanus d'Orb., Elphidium noniformis Gerke, E. rugosum d'Orb. var. atschiensis Suzin, Uvigerina asperula d'Orb., Bolivina festigia Cushm., Rotalia beccarii Zin., E. macellum Ficht. et Moll., Bulimina buchiana d'Orb., Eponides octocameratus Subb., Globigerina regularis d'Orb., G. bravispira Subb., Globigerinoides trilocularis d'Orb., Cyprideis sarmatica Zal. (определения Н. А. Саакян, Ю. А. Мартиросян и С. А. Бубикян) и некоторые др., доказывающие в согласии с конхилиофауной верхнесарматский возраст вмещающих отложений.

По данным минералогических исследований, выполненных И. Г. Гаспарян, наиболее характерными минералами тяжелой фракции сарматских отложений являются авгит (до 50%), обыкновенная роговая обманка (до 15—20%), базальтическая роговая обманка (до 5%), биотит и магнетит. Кроме того, в глинах сармата значительное место занимает разложившееся вулканическое стекло, придающее породе облик бентонитовых глин с высокими абсорбционными свойствами.

Сарматские отложения Приереванского района содержат также обильную флору. И. В. Палибин из собственных сборов, а также из сборов С. Е. Айвазяна и К. Н. Паффенгольца, указывает: Zelcovia Ungeri Ett., Populus mutabilis Heer, P. balsamoides Goepp., Betula prisca Ett., Ulmus Bronni Ung., Podagonium Knorii Heer, Caesalpinia europaea Ung., Persea princeps Schimp., Rhamnus Heeri H., Glyptostrobus europaeus Brogn., Quercus cf. elaena Ung., Salix angustata Heer, S. integra Goepp., S. varians Goepp., Ibex (Cassia) ambigua Heer, Carpinus grandis Ung., Iuglans acuminata Brogn., Laurus primigenia Ung. (?), L. lalages Ung., Cinnamomum scheuchzeri Heer, Ficus zangae Palib., Acer trilopatum Sternb., Robinia regelii Heer, Leucothoe protogaea Schimp., Liospytos brachycepala Brogn., Myrica deperdita Ung. и др.

Флора эта представляет смесь вечнозеленых и листопадных форм и имеет, по мнению И. В. Палибина, сарматский возраст, а по мнению

В. В. Богачева—плиоценовый возраст. Наличие характерной мактровой фауны решает вопрос в пользу первого предположения.

Породы сарматского возраста с Cyprideis sarmatica Zal. во вторичном залегании были обнаружены недавно также в южной части Ленинаканской котловины в керне буровой скважины, заложенной у сел. Норабер Агинского района. Керн этот, представленный пепельно-серыми известняками, происходит из горизонта галечников, подчиненных нижнечетвертичной озерной толще, содержащей Dreissensia diluvii Ab.

В отношении фации и фауны описываемые отложения сармата так же, как и отложения конкских слоев, обнаруживают большое сходство или вернее тождество с таковыми Черноморско-Кавказско-Каспийской области, в частности с таковыми Рионской и Куринской низменности и района Босфорского пролива. Наиболее типичными и общими формами являются: Mactra caspia, M. bulgarica u M. crassicolis. Ближайшим за пределами Армении районом нахождения последних является Эльдарская степь в северо-западной части Куринской низменности, где так же, как и в Армении верхнесарматские песчано-глинистые отложения (Эльдарская свита) с мактрами постепенно сменяются кверху мэотическими отложениями с Unio flabellatus, U. mactrella, Dinotherium и др.

Сарматские отложения в осадочной своей фации отличаются повсеместно значительным смятием вплоть до опрокидывания пластов (среднее течение ущелья р. Раздан) и образуют сравнительно узкие осложненные многочисленными второстепенными складками структуры с относительно пологими крыльями и сильно сжатыми ядрами.

Мэотический ярус. Отложения мэотиса представлены на территории Армении в нормально-осадочной и вулканогенной фациях и, как уже указывалось, составляют вместе с сарматскими отложениями и отложениями, относимыми предположительно к понтическому ярусу, единый молассовый комплекс.

Нормально-осадочные фации мэотиса развиты исключительно в западной части Араратской котловины и возможно имеют значительное развитие также в южной части Ленинаканской котловины под плиоплейстоценовыми лавами и озерно-речными отложениями.

К мэотису нами относится мощный комплекс отложений так называемой Кохбской мульды, подробно изученный В. В. Богачевым (1915), А. М. Марголиусом (1909) и Н. Н. Барбот-де-Марни (1883). В новое время этот комплекс на территории Советской Армении был изучен К. Н. Паффенгольцем, отнесшим его к верхнему эоцену, и автором настоящей работы (1949), обосновавшим фаунистическими данными мэотический его возраст.

К мэотическому возрасту относятся две следующие свиты комплекса Кохбской мульды:

1. Свита непрерывно чередующихся зеленовато-серых глин, рыхлых песчаников и конгломератов, прослаивающихся гастроподовыми и пелециподовыми ракушечниками, углистыми сланцами и пелитоморфными желтыми туфами андезитового состава.

Относительно более полный разрез свиты вскрыт в скважине опорного бурения в западной части Октемберянского лавового плато, недалеко от вулканического конуса Кара-Букянд. После маломощного (11 м) наносного слоя скважина эта прошла по базальтовым лавам верхнеплиоценового возраста до глубины 180 м и далее до глубины около 2700 м бурилась в указанных конгломератово-песчано-глинистых отложениях, включающих более или менее крупные обломки унионид и мелких гастропод. Из этих отложений скважина пока не вышла.

2. Свита многократно чередующихся кирпично-красных глин, рых-

лых песчаников и конгломератов с прослоями ракушечников. Мощность 750 м.

Первая свита слагает левобережье р. р. Аракс и Ахурян на участке от развалин сел. Карабах до развалин сел. Шаварут, где слагает три параллельно расположенные близширотного простирания антиклинальные складки и переходит в правобережье р. Аракс. Терригенный материал толщи сложен главным образом продуктами размыва метаморфизованных габбровых пород. В частности галька рыхлых конгломератов, слагающих около одной трети толщи, состоит из метаморфизованных, сланцеватых габбро, габбро-диоритов и в небольшой мере из зеленых порфиритов, кварцевых порфиров и мергелистых известняков типа сенонских.

Гастроподовые ракушечники в виде отдельных пластов мощностью от 0, 5 до 1, 5—2 м, представляют по существу известняки и состоят почти нацело из Bithinia (Elona) ventricosa Gray и Melanopsis buccinoides Ol. Эти ракушечники приурочены к нижней половине разреза, хотя песчаные пласты с такой фауной встречаются и в других горизонтах. Пелециподовые ракушечники тяготеют к верхам свиты и состоят из Unio cf. moldavensis Hoern, U. flabellatus Goldf., U. mactrella Bog. Мощность отдельных пластов с унионидами достигает 5—6 м.

Микрофаунистические исследования, проведенные после наших работ С. А. Бубикян и Ю. А. Мартиросян, установили наличие в песчано-глинистых осадках рассматриваемой толщи массовых скоплений Testoleberis sp., Candona ex gr. undulata, Darvinula Stevensoni, Limnocythere sp., Ilyocypris sp., Herpetocypris achurjanensis Bub. (in litt.).

Из остатков флоры здесь встречены во множестве злаковые, а также Cinnamomum lanceolatum.

Верхняя пестроцветная (красноцветная) свита развита за пределами Советской Армении на правобережьи р. Аракс, между сел. Кохб и р. Аракс и лишь на одном участке у развалин гор. Ервандашат переходит на левый берег реки. Эта свита залегает на первой согласно и по данным В. В. Богачева (1915) содержит те же унионицы и гастроподы, что и подстилающая свита. Кроме того, Н. Н. Барбот-де-Марни (1883) указывает из этой пестроцветной толщи остатки Rhinoceros.

Нижняя свита, как уже указывалось, связана с подстилающей сарматской свитой района Шаварут-Севаберд постепенными переходами и содержит фауну, отличную от фауны сармата. Этим устанавливается нижняя возрастная граница свиты.

Фауна этой свиты по своему видовому составу идентична фауне ширакской свиты Куринской депрессии, которая, как известно, подстилается здесь верхним сарматом (эльдарская свита) и трансгрессивно перекрывается верхним акчагылом. В исследованном районе к верхнему акчагылу относятся лавовые покровы, резко несогласно перекрывающие сарматские и мэотически-понтические отложения.

Литологические особенности и фауна описываемых отложений указывают на то, что последние отлагались в предгорной или межгорной впадине, окруженной интенсивно вздымающимися поднятиями и заполненной пресными, отчасти солоноватыми водами. Как показывают залегающие выше по разрезу отложения, относимые условно к нижнему понту и содержащие мощные пластовые залежи каменной соли, режим бассейна к концу века Кохбской толщи резко изменился в сторону осолонения и стало возможным выпадение в осадок каменной соли и ангидрита в больших количествах.

Пестроцветная толща Кохбской мульды по правому склону бассейна р. Аракс протягивается от устья р. Ахурян до подножья большого Арарата. По данным Г. Абиха (1873), она уходит под четвертичные лавы вулкана

Кабах-тапа (у сел. Аргачи) и плиоценовые лавы самого Арарата, причем падает эта толща на всем своем простирании на юг—юго-запад. Этот факт имеет большое палеогеографическое значение и указывает на то, что бассейн, в котором отлагались описываемые гипсоносно-соленосные молассы, занимал во всяком случае всю Араратскую котловину и, возможно, также Ленинаканскую и Нахичеванскую котловины. Это становится более очевидным, если учесть, что толща Кохбской мульды протягивается по бассейну верхнего течения р. Аракс далеко на запад до района крепости Гасан-кала, где с нею связаны проявления нефти.

Вулканогенная фация сармата-мэотиса-понта имеет огромное распространение по всему Малому Кавказу и представлена мощной чередующейся толщей различных лав и пирокластических образований от базальтов до липаритов включительно при преобладании лав и туфобрекчий андезитового состава. В различных районах эта толща включает прослои нормально-осадочных песчано-глинистых, углистых и гипсоносно-соленосных отложений с морской или озерно-речной фауной.

В пределах Армянского нагорья вулканогенная толща сармата-мэотиса-понта слагает значительные площади в области Кечутских и Амасийских гор, Ширакского, Цахкуняцского, Памбакского, Гегамского и Варденисского хребтов, Айоцдзорского, Зангезурского и Баргушатского хребтов, а также на участке между Араратской и Ленинаканской котловинами (толща туфобрекчий района ст. Баяндур). Небольшие останцы этой толщи сохранились также на Севанском хребте и в привершинных частях массива г. Лалвар в Алавердском рудном районе. Верхние части указанных хребтов, а также значительная часть их склонов и отрогов сложены почти исключительно указанной вулканогенной толщей, причем она покрывает древние пенеплены, зачастую нивелирует рельеф, созданный на фоне этих пенепленов. Мощность толщи в большинстве районов достигает 1000—1200 м (Кечутские горы, южные склоны Ширакского хребта, западные отроги Памбакского хребта, Гегамский, Варденисский, Айоцдзорский и Зангезурский хребты).

Наряду с типичными лавовыми и пирокластическими образованиями описываемая толща включает одновозрастные с ними некки, дайки (корни излияний), лакколиты, пластовые залежи базальтового, андезитового, андезито-дацитового, трахи-липаритового, липарито-дацитового и дацитового составов, а также экструзивные щитовидные тела из липаритов, липарито-дацитов и обсидианов. Такие субвулканические тела отмечены на южном склоне Ширакского хребта, в краевой части Ленинаканской котловины (некки и дайки роговообманковых андезитов), на хребте Цахкуняц и Памбакском хребте (дайки андезитового состава), в предгорьях Араратской котловины (андезиты г. Одзасар и вершины г. Боз-бурун), в окрестностях сел. Элпин (субвулканические санидиновые трахиты по Л. А. Варданянцу, А. А. Габриеляну, П. С. Саакяну и др.), в верховьях р. Арпа (гранодиорит-порфиры в массиве г. Амулсар), на Зангезурском хребте (в окрестностях сел. Нор-Аревик—дациты); дайкообразные тела обсидианов отмечены на правом склоне бассейна р. Мармарик.

Наиболее характерными породами рассматриваемой вулканогенной толщи являются пепельно-серого и сиренево-серого цветов глыбовые андезиты, имеющие андезитовую или порфировую структуру с крупными вкрапленниками плагиоклаза, базальтической роговой обманки и иногда биотита и авгита, андезитовые туфобрекчии, трассы и пемзово-пепловые образования белого и желтовато-белого цветов с нередкой диагональной слоистостью. При этом наличие базальтической роговой обманки, описанной впервые Т. Ш. Татевосяном, характерно лишь для андезитов верхнемиоценового возраста. По нашим наблюдениям, а также по данным

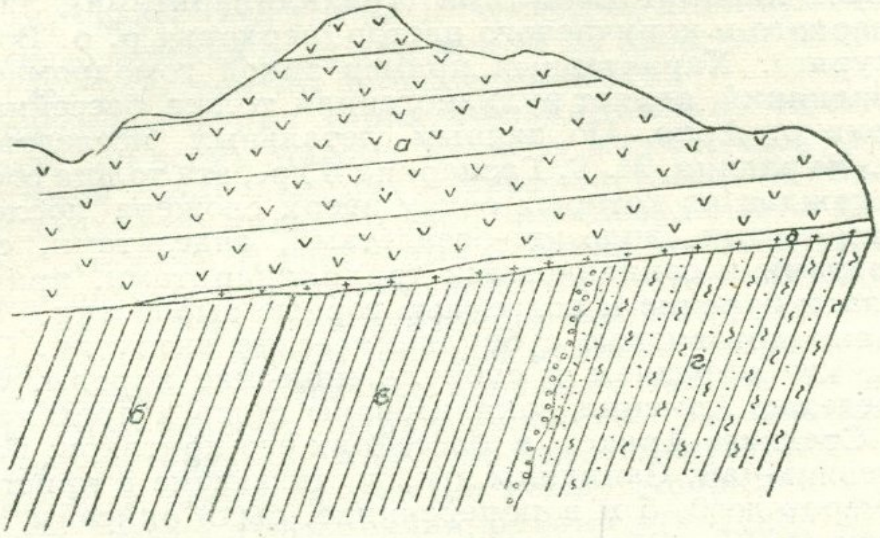
литературы, более древние домиоценовые и молодые плиоплейстоценовые лавы Армении базальтической роговой обманки не содержат.

В разрезе толщи, как правило, основные базальтовые излияния сменяются кверху андезито-базальтами, последние роговообманковыми андезитами, а андезиты—андезито-дацитами и дацитами (трахидацитами). Венчается разрез липарито-дацитами (трахилипаритами), липаритами и обсидианами черного и коричневого цветов (верховья р. р. Воротан, Гарни, Арпа, Ахурян). Характерный пример такой гомодромной последовательности излияний являет вулканогенная толща бассейна р. Элпин, правого притока р. Арпа. По данным детальных исследований П. С. Саакяна, Г. А. Мурадяна, М. Г. Гаспаряна и др., эта толща состоит здесь из трех свит, каждая из которых снизу вверх сложена последовательно авгитовыми базальтами, андезито-базальтами, андезитами, санидиновыми трахиандезитами и санидиновыми трахилипаритами, причем последние, как показали бурение и подземные горные выработки, в ряде мест переходят в лакколитовидные субвулканические интрузии. Следует при этом отметить, что эффузивы и субвулканические породы, содержащие санидин, в пределах Армении локализованы лишь в пределах бассейна левого склона Среднего Аракса, в бассейнах его притоков: Гарни, Веди, Арпа и Нахичевань-чай. Санидины эти, достигающие в кристаллических агрегатах размеров до 0, 5 м в поперечнике, были описаны впервые Л. А. Варданянцем (1947). Обратные (антидромные) соотношения в последовательности излияний отмечены лишь на Цахкуняцском и Памбакском хребтах, где на отдельных участках в основании толщи андезитовых лав и туфобрекчий залегают черные и коричневые обсидианы и полосчатые флюидальной текстуры розовато-серые липарито-дациты и липариты. Несмотря на отмеченные закономерности, вулканогенная толща имеет в целом сложный фациальный состав. Нередки переходы в пределах одного и того же стратиграфического горизонта лав андезитового и дацитового составов в типичные обломочно-вулканогенные образования, а последних—в нормально-осадочные породы. Особенно многочисленны в толще пропластки диатомовых глин, углистых сланцев, лигнитов с остракодами и мелкими пресноводными гастроподами, глин с рыбными остатками, суббентонитовых глин, рыхлых туфогенных песчаников и др.

Автор настоящей работы проследил вулканогенную толщу по всей территории Армении. При картировании удается выделить в ее основании почти повсеместно горизонт белых и желтовато-белых пемзово-пепловых отложений с прослоями туфобрекчий и отдельными обломками различных лав—базальтов, андезитов, дацитов, липаритов, обсидианов и др., причем в основании горизонта нередко залегают конгломераты с галькой из подстилающих пород. Мощность горизонта колеблется в значительных пределах, достигая 150—200 м. Выше располагается мощная толща грубообломочных туфобрекчий и лав, имеющих, как указывалось, преимущественно андезитовый состав.

Вулканогенная толща залегает на отложениях самых различных возрастов—от эопалеозоя до среднего миоцена включительно. Так, например, на Памбакском и Цахкуняцском хребтах она залегает на различных горизонтах метаморфической толщи эопалеозоя, турона, сенона и эоцена, на левом склоне бассейна р. Аракс—на отложениях среднего миоцена (пестроцветная толща Приереванского района), олигоцена (Шорахбюрская долина), среднего и верхнего эоцена (бассейн р. Гарни), сенона и турона (бассейн р. Веди), среднего — верхнего палеозоя (Айоцдзорский хребет), на интрузивных гранитоидных породах (в бассейне р. Мегри), в области Кечутских гор и бассейна р. Ахурян—на олигоценовых, эоценовых, сенонских и туронских отложениях, а также на гипербазитовых интрузиях

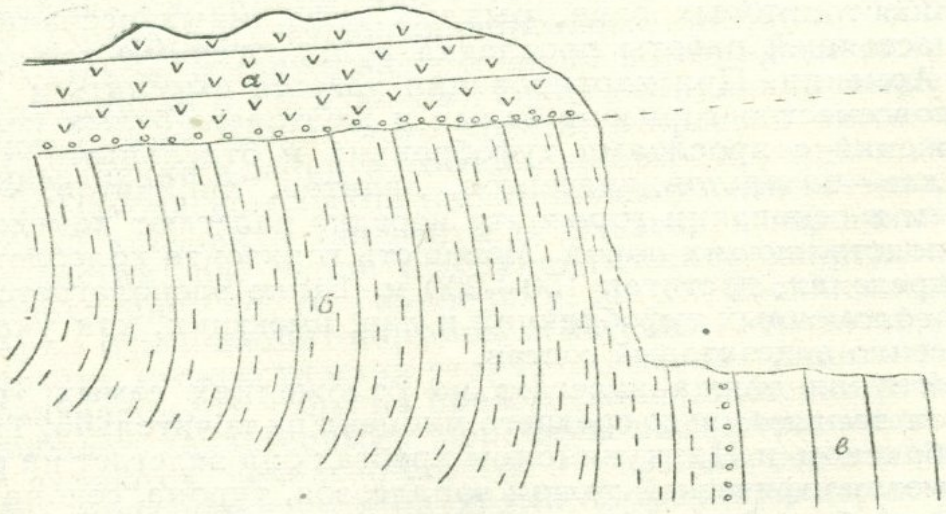
верхнемелового возраста, причем наблюдаются угловые несогласия между вулканогенной толщей и подстилающими отложениями (до среднего миоцена включительно) до 120° (залегание толщи на опрокинутых пластах). Лучшие примеры этого отмечены на южных склонах Ширакского



Угловое несогласие до 70-80° между вулканогенно-осадочной толщей среднего-верхнего сармата (а), молассово-гипсоносно-соленосной толщей (свиты б и в) среднего миоцена и песчано-глинистой толщей олигоцена (г) между сел. сел Джрвеж и Вохчаберд (Катайкский район). В основании покровной толщи силловая залежь габбро-базальтов (д).

хребта, в Мумуханских горах (район оз. Арпи-лич), на Памбакском хребте, в Приереванском районе и в верховьях бассейна р. Арпа.

Накопление пород вулканогенной толщи в различных районах



Угловое несогласие до 120° между лигнитоносной вулканогенной толщей верхнего миоцена (а) и комплексом эоценовых (б) и сенонских (в) отложений на южном склоне Ширакского хребта между сел. сел. Кормракар и б. Сариар (Ахурянский район).

происходило в различных условиях. В центральной зоне области, в пределах так называемого центрального вулканического нагорья Армении

они несомненно отлагались в наземых континентальных условиях и нивелировали древний рельеф, заполняя речные долины и покрывая нагорные равнины. В Приараксинской зоне, а также частично в бассейне оз. Севан накопление происходило отчасти в морском и лагунном водоемах (Араратская и Севанская котловины) и в большинстве районов—в озерных бассейнах, на что указывает содержащаяся в них фауна, которая имеет аналоги в фауне современного пресного оз. Севан. Интересно отметить, что на Памбакском хребте под вулканогенной толщей погребена серия речных и денудационных террас высотой от нескольких метров до 875 м (в бассейнах р. р. Мармарик и Агстев).

В определении возраста вулканогенной толщи имеются значительные разногласия. К. Н. Паффенгольц по косвенным данным приписывает ей олигоценовый возраст, А. А. Габриелян, В. Е. Хаин, Л. Н. Леонтьев, Ш. А. Азизбеков и ряд других исследователей—средне-верхнеплиоценовый и отчасти нижнеплиоценовый возраст (Е. Е. Милановский, 1956), автор данной работы—верхнемиоценовый возраст (верхний сармат, мэотис и частично понт).

Накопленный к настоящему времени палеонтологический и стратиграфический материал позволяет говорить в целом о миоплиоценовом возрасте толщи, вернее о верхнемиоценовом ее возрасте и совершенно исключает возможность олигоценовой ее принадлежности.

Верхнемиоценовый возраст толщи впервые был обоснован автором (1949) в Приереванском районе, где было установлено переслаивание пород вулканогенной толщи с нормально-осадочными песчано-глинистыми отложениями верхнего сармата (на участке между сел. Вохчаберд, Мангюс, Джрвеж). В последующем верхнемиоценовый возраст толщи подтвердился находками фауны и данными буровых скважин.

Прямые данные, касающиеся возраста вохчабердской толщи, следующие.

1. На южном склоне Ширакского хребта, непосредственно севернее Ленинаканской котловины в средней части вулканогенной толщи, представленной андезитовыми лавами и туфобрекчиями мощностью около 1000 м, залегает пачка туфогенных песчаников, пиритоносных глин и лигнитов (на участке между сел. Кети и ст. Маисян, у развалин сел. Молла-хараба) с Valvata и массовыми скоплениями крупных остракод Herpetocypris achurjanensis Bub. (сборы автора, определения С. А. Бубикян), которые известны из описанных выше мэотических нормально-осадочных отложений Кохбской мульды, включающих также прослои вулканогенных пород и углистых сланцев.

Из того же лигнитового горизонта Ширакского хребта А. П. Демехиным были собраны растительные остатки, среди которых И. В. Палибиным были определены: Phragmites oeningensis Heer, Sphaerites Kunkleri Mesh., Myrica hakeaefolia Sar., Koelrenteria caucasica Palib. и Cercis Komarovi Pal., датирующие, по мнению И. В. Палибина, сарматское время (в работах К. Н. Паффенгольца лигнитовый горизонт ошибочно причленен к среднеэоценовой вулканогенной толще).

2. В Приереванском районе у сел. Мангюс вохчабердская вулканогенная толща и зангинская песчано-глинистая толща (верхний сармат) приходят в соприкосновение, образуя моноклинальную структуру с падением пластов в южные румбы, причем, по наблюдениям всех исследователей, на этом участке андезитовые туфобрекчии вохчабердской толщи залегают на зеленовато-серых песчаниках зангинской толщи без каких-либо видимых признаков стратиграфического перерыва и тектонического несогласия.

Для оконтуривания пластов горючих сланцев, подчиненных осадочной толще сармата района сел. Вохчаберд—Мангюс, по рекомендации автора, у сел. Мангюс в пределах распространения туфобрекчий была заложена буровая скважина, которая вскрыла следующий разрез:

а) 0—55, 5 м — грубообломочная андезитовая туфобрекчия с пемзово-пепловым цементом;

б) 55, 5—204,4 м— чередование зеленовато-серых известковистых глин и песчаников с обильной микрофауной сарматского возраста.

в) 204,4—206,4 м— остроугольные обломки андезитовых лав, пемзовая мелочь и вулканический пепел, сцементированный зеленовато-серой известковистой глиной с микрофауной сарматского возраста;

г) 206,4—209,9 м— зеленовато-серая известковистая глина с минерализованными формами остракодовой фауны;

д) 209,9—212,6 м— зеленовато-серый пироксеновый базальт с миндалинами кальцита;

е) 212,6—234,5 м— зеленовато-серые глины и песчаники с примесью угловатых обломков серых и сиренево-серых андезитовых лав, пемзы и пепла;

ж) 234,5—238,5 м— грубообломочная андезитовая туфобрекчия с пемзо-пепловым заполнителем;

з) 238,5—310,6 м— зеленовато-серые известковистые глины и песчаники с примесью угловатых обломков серых, пепельно-серых и сиренево-серых андезитовых лав и пемзы;

и) 310,6—315,5 м— крупно- и среднеобломочные андезитовые туфобрекчии с розоватого цвета пемзово-пепловым заполнителем.

Скважина была остановлена в андезитовых туфобрекчиях.

В интервале глубин от 66 до 239 м в 14 различных горизонтах в керне глин было установлено наличие многочисленных Globorotalia avanensis Sahak., Globigerina bulloides d'Orb., Cibicides boneanus d'Orb., Nonion aff. boneanus d'Orb., N. subgranosus Egger, Rotalia beccarii L., Bolivina ex gr. fastigia Cushm., Cyprideis sarmatica Zal., Cassidulina sp., Limnocythere sp., Candona sp., Radiolaria и рыбных остатков (определения С. А. Бубикян и Н. А. Саакян), датирующих сарматский возраст вмещающих слоев. Кроме того, недалеко от развалин сел. Мангюс в глинистых отложениях оврага Шор-джри-дзор, где им подчинены прослои горючих сланцев и силлы мандельштейновых базальтов, были обнаружены: Mactra sinzovi Pavl., M. supernaviculata Macar., M. luxata Zhizh. (определения Л. М. Радопуло), доказывающие верхнесарматский возраст отложений.

3. На юго-западном побережьи оз. Севан, на участке Сарикаинского мыса, вулканогенная толща, состоящая из андезитовых туфобрекчий, рыхлых туфопесчаников, пемз и белых липарито-дацитов, прослаивается гипсоносными глинами, ракушечниками, диатомовыми глинами и включает небольшие массивы рифогенных известняков, отмеченных впервые Г. Д. Афанасьевым и Е. Н. Дьяконовой-Савельевой. Последние состоят из Membranipora cf. kischenevensis Foef. и вместе с гипсоносными глинами и ракушечниками, состоящими из Hydrobia, Bythinia, Valvata приурочиваются к низам вулканогенной толщи. Выше располагается свита туфобрекчий и пемзово-пепловых отложений с белыми ракушечниками и диатомовыми глинами.

Ракушечники состоят из створок своеобразных Dreissensia, которые нами рассматривались как новый вид рода Congeria. Эта же форма в более ранней литературе отмечается под названием Dreissensia cf. diluvii Ab., но А. Г. Эберзин в настоящее время считает ее (экземпляры из сборов Е. Е. Милановского) более древним видом, имеющим вообще верхнетретичный возраст. С. В. Ковалевский (письменное сообщение) считает возможным отнести эту форму (экземпляры из наших сборов) к миоцену.

В образцах ракушечников и диатомовых глин наших сборов из разреза, идущего от сел. Арцвакар к берегу оз. Севан, обнаружены также Cyprideis sarmatica Zal. (определения С. А. Бубикян), а из сборов Е. Е. Милановского (1952) также Ilyocypris gibba Rand., Paracypris candida Liv., Cythere caljanica Liv. (определения Л. М. Халилова).

Диатомовая флора из разреза Сарикаинского мыса была определена А. П. Жузе. В сборах Е. Е. Милановского (1952) им определено большое количество разнообразных диатомей, которые подразделяются на три комплекса, последовательно сменяющих друг друга в разрезе. По мнению автора, флора эта имеет плиоценовый возраст.

4. В бассейне р. Элпин, в окрестностях сел. Гортун, А. Л. Тахтаджян и А. А. Габриелян (1948) в туфопесчаниках, прослаивающих вулканогенную толщу, собрали богатую и разнообразную флору, среди которой А. Л. Тахтаджяном были определены: Betula marophylla Heer, B. prisca Ett., B. Brongniarti Ett., Salix varians Geopp., Alnus subcordata CAM, Carpinus grandis Ung., Acer hyrcanum F. et M., A. platanoides L., Ulmus carpinoides Geopp. По мнению А. Л. Тахтаджяна, флора эта может характеризовать время от верхнего сармата до понта включительно.

5. Рассматриваемая вулканогенная толща к западу от Кечутских гор и бассейна верхнего течения р. Ахурян прослеживается через Ашоцкие, (Агбабинские и Чилдырские) горы на запад и с небольшими перерывами продолжается через всю северную Анатолию до Босфорского пролива и далее в Грецию, а южнее и юго-восточнее—в Иранский Азербайджан. Классические комплексы млекопитающей фауны, марагинский в Иранском Азербайджане и пикермийский в Греции, представляющие смесь азиатских и африканских форм, происходят из этой вулканогенной толщи. По данным Э. Шапю, Дж. Макссона, Х. Н. Памира (1952), Э. Лана (1951), Ж. Мерсье (1949), Р. Фюрона (1955) и др., обильная и разнообразная фауна пикермийского и марагинского типа обнаружена в вулканогенной толще также в целом ряде пунктов Анатолии, в том числе и в Восточной Анатолии. Из вулканогенно-осадочной толщи ими указываются: Hipparion gracile, Mastodon pentelici, Synconolophus serridentinoides, Aceratherium, Rhinoceros schleiermacheri, Giraffa (Camelopardalis) attica, Helladotherium, Paleotragus roueni, Tragoceros amaltheus, Docatherium puyhauberti, Gazella gaudryi, Paleoryx pallasi, Intitherium, Mustella pentelici, Machairodus pentelici, Sus erymanthius. и др., которые датируют время от среднего сармата до нижнего понта включительно. Важно при этом отметить, что в окрестностях гор. Стамбул указанные отложения так же, как и в Приереванском районе, переслаиваются с морскими верхнесарматскими отложениями, причем Hipparion gracile встречен там между слоями с Mactra caspia и Mactra bulgarica, которыми датирован также верхний сармат Приереванского района.

Недалеко от Зангезура, в Иранском Азербайджане из свиты лигнитов, подчиненной вулканогенной толще и сопоставляемой с лигнитовой свитой Зангезура (в бассейне р. Мегригет), Г. Рибеном (1934) обнаружены остатки Hipparion, которые, по его данным, характеризуют понтический ярус (средний сармат—нижний понт по схеме Э. Ога).

Б. ПЛИОЦЕН

Геологическое развитие Армянского нагорья в плиоценовое время, начиная со среднего плиоцена, а также в четвертичное (антропогеновое) время происходило однотипно и отмечалось формированием однотипных же наземно-вулканических, озерных и речных образований, характеризующихся сходными условиями залегания и распространения. Во все это время мегаантиклинорий Малого Кавказа испытывал с отдельными перерывами и остановками общее дифференциальное поднятие при попутном относительном неравномерном погружении смежных Куринской и Среднеараксинской депрессий. Кроме того, большое сходство обнаруживается также между фауной и флорой средневерхнеплиоценового и антропогенового времен, что позволяет рассматривать их как единый этап в истории геологического развития страны.

Отложения, относимые условно к понту, в данном разделе не рассматриваются, поскольку они в своем развитии едины с миоценовыми отложениями и были описаны выше вместе с миоценом. Присутствие отложений среднего плиоцена нигде на территории Армении не установлено, или во всяком случае нигде не обосновано палеонтологическими данными. Ниже речь будет идти о верхнем плиоцене в составе акчагыльского и апшеронского ярусов.

Верхний плиоцен. К верхнему плиоцену относятся молодые, обширные покровы основных, средних и частично кислых лав центрального вулканического нагорья Армении, а также некоторые толщи пирокластических, озерных и речных отложений, приуроченных к площадям развития этих лав. Крупнейшие вулканы Армянского нагорья: Большой Арарат (Мец Масис), Арагац, Аладжа, Яглуджа, Аждаак, Араи-лер, Голгат, Ишхансар, Езнасар, Атис, Артени, Кябир-тапа, Кармир-блур, Ераблур являются центрами излияний огромного большинства указанных лав, распространенных в бассейнах р. р. Дзорагет, Дебед, Храм, Ахурян, Касах, Раздан, Воротан, Аракс, оз. Севан и на Карсском плато.

В пределах Северной Армении распространение акчагыльских лав ограничивается бассейнами р. р. Дзорагет, Дебед, Ахурян и верховьев р. Храм, где они, нивелируя древний рельеф, образуют покровы площадью до 500 км² и лентообразные узкие (1—2 км) потоки в долинах рек, достигая мощности 400 м.

Центры излияний лав расположены на гребне и восточном склоне южной части Кечутских гор. и в бассейне оз Арпи-лич (вулканы Езнасар, Кармир-блур, Кябир-тапа и западного края Лорийского плато). Беря начало из вулканов Кечутских гор, потоки лав достигают в южном направлении северо-западных окраин гор. Ленинакан и далее, как показывают данные бурения, прослеживаются под нижнечетвертичной озерной толщей Ленинаканской котловины на юг и вновь выступают на поверхность в ущелье р. Ахурян в окрестностях сел. Кегач, В. Джрапи, Н. Джрапи, Айкадзор. Длина потока от оз. Арпи-лич до сел. Агин более 50 км.

В восточном направлении они протягиваются от центров Кечутских гор до устья р. Дзорагет и далее по ущелью р. Дебед прослеживаются до ст. Садахло, образуя на своем пути нагорные равнины (Лорийское плато и плато оз. Арпи-лич) и обширные террасовидные плато, покрытые мощным (до 10—15м) слоем делювиально-пролювиальных суглинков и частично вулканическими песками. Длина потока около 85 км.

В северо-восточном направлении потоки лав текли по руслам притоков р. Храм, причем в основании лав залегают во многих местах желтые суглинки и др. делювиальные накопления мощностью до 40—50 м.

Во многих местах указанные реки пока полностью не пропилили толщу лав, а р. Дебед пропилив лавы на участке ст. Туманян — ст. Айрум на глубину 300 м, в районе сел. Ламбалу и Садахло течет непосредственно по их первичной поверхности.

В бассейне р. Дебед толща лав, состоящая из 10—15 различных самостоятельных потоков, прослаивается озерными песчано-глинистыми отложениями с мелкой пресноводной фауной и местами имеет в своих верхах кварцево полевошпатово-пемзовые белые пески (у сел. Агарак, Кармир Агек, Ктеван, Куртан, Айгеат, Кариндж, Туманян, Мегрут) и черные туфовые пески (на участке Ахтальского месторождения), перекрытые указанными выше суглинками.

Базальты макроскопически мелкозернистые, пепельно-серого цвета, нередко ошлакованы, обладают глыбовой, изредка плитчатой и столбчатой отдельностью и включают местами миндалины кальцита. Структура большинства потоков долеритовая и микродолеритовая, в остальных случаях пилотакситовая, гиалопилитовая и интерсертальная. Основная масса породы состоит из лейст плагиоклаза, моноклинного пироксена и рудного минерала. Порфировые выделения представлены лабрадором, авгитом и реже оливином. В полнокристаллических долеритовых разностях интерстиции между лейстами основного плагиоклаза выполнены моноклинным пироксеном и оливином.

Особняком стоят лавовые потоки, распространенные к юго-западу от оз. Арпи-лич, которые имеют центром излияния мааровое углубление диаметром 2 км и глубиной 10—15 м, расположенное в 3 км к юго-западу от озера. Лавы эти черного цвета с крупными вкрапленниками полевого шпата, имеют глыбовую отдельность.

В области Кечутских гор лавовые покровы прислонены к склонам размытой толщи андезитовых лав и туфобрекчий верхнего миоцена—нижнего плиоцена, слагающего хребет, а в бассейне среднего течения р. Ахурян заполняют депрессии рельефа, созданного в толще верхнего миоцена и более древних олигоценовых, эоценовых и меловых отложений (окрестности сел. Амасия и Мумух). Глубина ущелий, в которые вложены долеритовые лавы, достигает 1400 м (бассейны р. р. Дзорагет и Дебед). Центры извержений сложены из черных и коричневато-бурых шлаков, пемз, горошин и песков. Последние обнаруживают отчетливую слоистость с периклинальным залеганием, согласным со склонами вулканических аппаратов.

В северо-западной части системы Кечутских гор, на Ахалкалакском нагорьи с рассматриваемыми вулканами одновозрастны замечательные вулканы Абул (3300 м) и Самсар (3285м), давшие обширные покровы лав долеритов, андезито-базальтов, андезито-дацитов и дацитов. По времени образования к группе вулканов Кечутских гор относится также зарождение полигенного вулкана Голгат, расположенного в котловине между массивом г. Арагац и Памбакским хребтом. Подробное его описание дается ниже в связи с характеристикой нижнечетвертичного вулканизма. Видимый обширный лавовый комплекс Голгата принадлежит к нижнечетвертичному времени, к плиоцену же относятся вулканические слоистые пески, пеплы, лапилли, пемзы, брекчии, обнажающиеся в размытых частях вулканического аппарата, а также долеритовые базальты, встречающиеся кое-где на склонах конуса.

На геологических картах эти разновозрастные образования Голгата пока не разграничены. Отнесение древних излияний и извержений Голгата к плиоцену аргументировано пока недостаточно (К. Н. Паффенгольц и А. Н. Заварицкий считают их среднечетвертичными), однако присутствие среди этих продуктов долеритовых базальтов, а также мощных слоис-

тых песков, пемз, брекчий, делают указанное предположение приемлемым, поскольку таковые в Армении известны лишь в дочетвертичных вулканических комплексах. Кроме того, А. Н. Заварицкий отмечает, что лавы Голгата в петрохимическом отношении тождественны лавам Арагаца, относимым к плиоцену.

Южнее и юго-восточнее вулканов области Кечутских гор расположен громадный плиоплейстоценовый лавовый комплекс Арагаца, занимающий площадь около 3000 км² (10% площади Армении) и увенчанный размытым четырехзубым центром извержений на высоте от 3880 до 4905 м и рядом мелких конусов извержений на склонах и высотах между горизонталями 800 и 3600 м.

Массив Арагаца представляет сложный полигенный вулкан, действовавший с определенными перерывами в течение всего верхнеплиоценового и четвертичного времен, причем к четвертичному времени относятся лишь небольшие центры извержений и связанные с ними узкие потоки и незначительные покровы лав и туфов, расположенные на далеких склонах массива, а к плиоцену—подстилающая эти молодые образования мощная многоярусная толща периклинально залегающих лав, прослеживающаяся до вершины массива, а также экструзивные конусы Артени на юго-западном его склоне, сложенные липаритами, перлитами и обсидианами.

В плиоценовом лавовом комплексе Арагаца морфологически обособляется центрально расположенный щитовидный массив с диаметром основания 50 км и диаметром вершины 4 км при углах падения склонов в среднем 6°. Между четырьмя вершинами горы расположено циркообразное углубление размером 2 × 1,6 км, открывающееся на восток и соединяющееся с ущельем р. Гехарот. За пределами щита лавовые потоки прослеживаются далеко до ущелий р. р. Ахурян, Аракс, Апаран и средних течений р. р. Манташ и Гехадзор, однако теряют на большинстве участков морфологическую связь с периклинально залегающими лавами центральной части массива. На высотах порядка 3000—3200 м отчетливо выделяется довольно плоский, широкий уступ, который резко отделяет вершинную косогорную зону от главного пологого массива. Кроме того, от вершинной зоны радиально отходят глубокие ущелья Амберд, Геховит, Манташ, Гехарот, которые сохранили в своих верховьях ясные следы ледникового выпахивания в виде трогов и ригелей.

Непосредственно восточнее центрального массива Арагаца расположен пенепленизированный хребет Цахкуняц, который сложен метаморфической толщей и прорывающими ее интрузиями эопалеозоя, частично верхнего мела, эоцена и верхнего миоцена. Лавы восточного склона г. Арагац в долине р. Апаран нивелируют рельеф, созданный на фоне Цахкуняцского пенеплена, имеющего абсолютную высоту порядка 2700—2800 м, а сам пенеплен в западном направлении упирается в массив Арагаца таким образом, что указанный выше лавовый уступ располагается непосредственно выше этого пенеплена. Стало быть выясняется, что лавовый комплекс верхней части массива г. Арагац бронирует Цахкуняцский среднеплиоценовый пенеплен, который тем самым и является основанием вулканического аппарата. Этот вывод подкрепляется гидрохимическими исследованиями А. П. Демехина, который доказал, что минеральные воды хребта Цахкуняц, выходящие из метаморфической толщи эопалеозоя, по химизму сходны с минеральными водами вершинной части Арагаца. Из этого в полном соответствии с данными морфологии и тектоники следует, что под лавовым комплексом привершинной зоны Арагаца залегает, по всей вероятности, метаморфическая толща эопалеозоя, ближайшие выходы которой расположены на расстоянии 25 км к востоку, северо-вос-

току и северу от вершины и в долине р. Апаран (за краем лавового комплекса). Как указывалось ранее, в мэотическое время область г. Арагац снабжала терригенным материалом бассейн Кохбской мульды, где этот материал представлен в существенной мере метаморфизованными интрузивными породами и кристаллическими сланцами.

Детальное исследование петрографии лавового комплекса Арагаца приведено в обстоятельной работе П. И. Лебедева (1937). По его данным, а также по данным исследователей более позднего времени (О. Т. Карапетян, К. Н. Паффенгольц, П. Т. Саркисян, К. Г. Ширинян, А. Т. Асланян) в этом комплексе выделяются почти все характерные типы лав Средиземноморского орогена, относящиеся к семействам базальтов, андезитов, дацитов и липаритов. В частности, П. И. Лебедев среди них описал долеритовые андезито-базальты, протягивающиеся от кратера до Бюраканского участка р. Амберд, темно-серые оливиновые андезито-базальты, слагающие большие площади на южном склоне массива, андезиты с моноклинным и ромбическим пироксенами, слагающие большую часть северо-восточного склона, андезито-дациты в предвершинной и вершинной зонах, дациты и щелочные дациты, слагающие западную вершину, липариты, липарито-дациты и обсидианы, образующие моногенные бескратерные вулканы—Большой и Малый Артени на юго-западном склоне. Кроме лав, в комплексе Арагаца заметное участие принимают также слоистые андезитовые туфобрекчии, пемзы, вулканические пеплы и пески, которые обнажаются на краях главного центра извержений и в разрезах многоярусной толщи лав, вскрытой в ущельях Архашан, Амберд, Геховит, Манташ, Каранлух, а также на далеком восточном склоне массива, в Апаранской котловине, которая на площади порядка 150 км² сложена слоистыми перемытыми темно-серыми вулканическими пеплами и песками, перекрытыми четвертичными дацитовыми лавами и флювиогляциальными валунно-галечными отложениями. По данным наших исследований, озеро, в котором отлагались пеплы и пески, было создано запрудой долеритовых лав Арагаца и Араи-лера, а сами вулканические выбросы сопутствовали излияниям долеритовых и более молодых андезитовых лав.

Наиболее древним членом разреза плиоценового комплекса Арагаца являются пепельно-серые полнокристаллические долеритовые базальты (вернее, андезито-базальты), которые в периферической зоне, в ущельях р. р. Ахурян, Аракс и Касах залегают на сильно дислоцированных отложениях сармата и мэотиса-понта. К верхнему миоцену относится также толща туфобрекчий и интрадацитов Агинского района в левобережной части р. Ахурян, перекрытых частично дацитовыми лавами западного склона Арагаца и долеритовыми базальтами Арпи-лича.

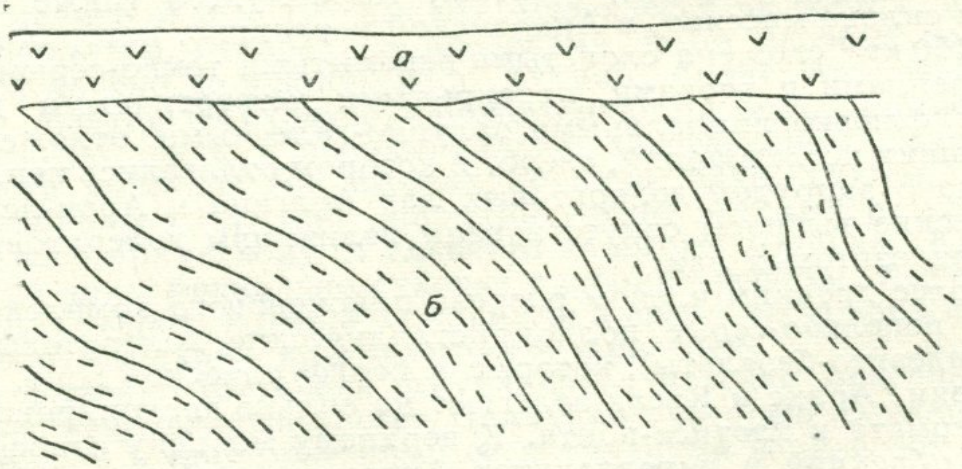
По юго-восточному склону массива долеритовые лавы прослеживаются по ущелью р. Амберд до верхней части горы. К. Н. Паффенгольц к наиболее древним излияниям Арагаца относит также лавы северо-западного его склона.

За покровами и потоками долеритовых лав следуют в разрезе светло-серые пироксен-амфиболовые андезиты, прослаиваемые пирокластическими образованиями. Еще выше располагаются андезито-дацитовые и дацитовые лавы, слагающие вершинную и привершинную зоны и значительную часть западного склона. Наиболее молодыми дочетвертичными образованиями являются экструзивные массивы Большого и Малого Артени и окрестностей сел. Пирмалак и Сабунчи, сложенные многократно чередующимися, скрученными липаритами, полосчатыми липарито-дацитами, коричневыми, пятнистыми и черными обсидианами и белыми литоидными пемзами. Эти массивы выдаются на юго-западном склоне

центрального щита в виде самостоятельных, резко обособленных моногенных вулканических сооружений.

Излияние названных лав происходило из современной вершинной зоны, а также из трещин, которые заняты ныне дайкообразными андезито-базальтовыми телами, спорадически встречаемыми в предвершинной широкой зоне массива (данные Б. Л. Личкова, П. И. Лебедева, Н. В. Думитрашко, С.П. Баляна и др.), причем вулканические пеплы и пески, встречающиеся в самой верхней части вершинной зоны в разрезе наивысшего северного зуба (4095м) и имеющие падение на север, являются, очевидно, выбросами центрального очага. Слоистость их и наклонность носят здесь, очевидно, первичный характер, как то наблюдалось на одновозрастных вулканах бассейна оз. Арпи-лич и Голгат. К. Н. Паффенгольц считает, что указанные пески отлагались в морском бассейне средних глубин и были дислоцированы в миоценовое время.

Западнее и юго-западнее, в бассейне нижнего течения р. Ахурян лавы массива г. Арагац переплетаются с лавами Карсского плато, на котором расположен ряд крупных вулканических сооружений (Аладжа, Яглуджа и др.) верхнеплиоценового возраста. Лавы их в виде обширных покровов слагают Карсское плато к северу от Среднего Аракса и к западу от нижнего течения р. Ахурян. По данным наших съемок, проведенных по р. р. Ахурян и Аракс, и по данным А. М. Марголиуса, по южной части Карсского плато, лавовый комплекс последнего состоит в нижней части из долеритовых базальтов, а в верхней части из смоляно-черных афанитовых дацитов.



Угловое несогласие до 70° между покровом верхнеплиоценовых (анчагыльских) лав и песчано-глинисто-конгломератовой толщей мэотиса на левом борту каньона р. Ахурян между сел. сел. Бахчалар и Багрон (Октемберянский район)

В каньоне р. Ахурян долеритовые базальты протягиваются от района ст. Ани на юг до района развалин сел. Карабах и далее к нижнему течению реки выклиниваются, уступая место верхнему потоку смоляно-черных дацитов, которые в районе слияния Аракса и Ахуряна залегают на мэотическо-понтических сильно дислоцированных молассах и нивелируют древний рельеф. Потоки дацитовых лав направляются на левобережье р. Ахурян со стороны Карсского плато, с запад—северо-запада на восток—юго-восток, приходя впритык к лавовому потоку, стекавшему из вулка-

нических центров, расположенных на юго-западном склоне Арагаца, к север—северо-востоку от ст. Кармрашен. Интересно отметить, что в каньоне р. Ахурян, в районе головного сооружения Талинского канала, а также у сел. Кегач и Айкадзор под покровом долеритовых базальтов залегают на большом протяжении кирпично-красные, обожженные глины с превосходно развитой шестигранно-столбчатой отдельностью.

Вдоль южного края Карсского плато, по левобережью верхнего течения Аракса под лавовым покровом прослеживается четко выраженный пенеплен относительной высотой 1000—1200 м, цоколем которого являются складчатые молассы мэотиса-понта.

В южной части Араратской котловины, против массива Арагаца возвышается величественное вулканическое сооружение библейского Большого Арарата (5156м), который по всем известным нам данным—по характеру пород, происхождению и возрасту—является эквивалентом Арагаца. Сходство между ними достаточно четко было отражено еще в работах Г. Абиха (1859) и, в частности, на его пятиверстной геологической карте.

Вулканический массив Б. Арарата имеет форму, близкую к конусу с диаметром основания около 70 км и диаметром вершины около 5 км. Вершинная часть массива, судя по геологической карте Г. Абиха и по данным Ф. Ю. Левинсон-Лессинга, сложена теми же породами, что и вершина Арагаца, то есть дацитовыми лавами, склоны же сложены андезито-базальтами, андезитами и пирокластическими образованиями, причем они, так же, как и в массиве г. Арагац, образуют многоярусную грубослоистую толщу, хорошо видную в глубоком Ахуринском ущельи, открывающемся к р. Аракс на северо-восточном склоне Б. Арарата. Среди пирокластических образований верхней части массива Ф. Ю. Левинсон-Лессинг отмечает значительное развитие землистых пемзово-пепловых туфов, свойственных также верхней части Арагаца

На склонах массива Б. Арарата расположен ряд небольших центров вулканических излияний четвертичного времени: вулканы Кабах-тапа и безымянный на северо-западном склоне и центр Такялту на восток—северо-восточном склоне. Несколько юго-восточнее Большого Арарата расположено четвертичное вулканическое сооружение Малого Арарата (3914 м), которое соединяется с первым перемычкой «Сардар-булах», сложенной, по данным Ф. Ю. Левинсон-Лессинга, такситовыми трахитами, андезитами и землистыми туфами, принадлежащими к тому же плиоценовому комплексу Б. Арарата.

Андезито-базальтовые и андезитовые лавы Б. Арарата спускаются до долины р. Аракс и, по-видимому, смыкаются с одновозрастными лавами Арагаца и Аран-лера, образуя вместе с ними ложе нижнечетвертичной озерной толщи центральной части Араратской котловины.

Наиболее молодыми образованиями, подстилающими лавовый комплекс Б. Арарата, являются верхнемиоценовые (мэотис-понт) молассовые отложения Кохбской мульды, которые от устья р. Ахурян отчетливо протягиваются по южным предгорьям Араратской котловины до северо-западных склонов Б. Арарата (до окрестностей сел. Аргачи), падая под углами 20—25° на юго-запад. Молассовая толща, как уже указывалось, пенепленизирована на больших площадях и пенеплен имеет высоту над руслом Аракса 1000—1200 м. Этот пенеплен, имеющий своим основанием мэотическо-понтическую молассовую толщу, бронируется лавовым комплексом Б. Арарата. Необходимо отметить, что западнее Б. Арарата, на водоразделе хр. Армянский пар (Агры-даг), на абсолютных высотах 2500—2700 м, прослеживается древний денудационный уровень типа пенеплена. Морфологический анализ показывает, что лавы Б. Арарата бронируют, по всей вероятности, и этот пенеплен и что привершинное плато

его, расположенное на абсолютной высоте 3300—3500 м, повторяет форму поверхности погребенного пенеплена.

Из приведенных выше данных следует, что вулканические центры Б. Араената и Арагаца возникли на древних, очень высоких, поперечно расчлененых горных сооружениях, и лавы их бронировали соответствующие сегменты этих сооружений. Следовательно, ни массив Б. Арарата, ни массив Арагаца не могут считаться вулканическими сооружениями во всем их объеме.

Между массивами Б. Арарата и Арагаца расположена Араратская котловина, выполненная, в основном, нижнечетвертичными озерными отложениями и вулканическими продуктами. По данным бурения в основании озерной толщи котловины на всем ее протяжении от района Волчьих ворот на юго-востоке до Октемберянского (Сардарабадского) плато на северо-западе залегает покров долеритовых базальтов и андезито-базальтов, подстилающийся мэотическими, сарматскими и более древними осадочными отложениями. Наличие таких лав установлено в интервале глубин: 124—137 м у разъезда Араздаян, 120—155 м южнее ст. Арарат, 304—360 м в районе развалин храма Звартноц, 320—382 м у сел. Джрарат, 203—248 м у сел. Аразап, 261—373 м у сел. Аршалуйс, 117—136 м западнее гор. Октемберян (на территории совхоза над верхнесарматскими отложениями), 11—180 м в опорной скважине, расположенной в 13 км к юго-западу от гор. Октемберян (над мэотическими песчано-глинисто-конгломератовыми отложениями с Unio flabellatus) и в ряде других скважин.

По своему стратиграфическому положению и петрографическим особенностям (долеритовые базальты и др.) эти лавы являются эквивалентами лав ранних излияний указанных выше вулканов и, очевидно, принадлежат в южной и юго-восточной частях котловины излияниям Б. Арарата, а в северной части — излияниям Арагаца. Далее к северо-западу, ближе к Ленинаканской котловине, они смыкаются с долеритовыми лавами, берущими начало у вулканов района оз. Арпи-лич.

Указанные данные скважин характеризуют мощность лавовых потоков Арарата и Арагаца в крайних периферических частях сооружений. Мощность их значительно больше в центральных частях сооружений. Судя по тому, что ледниковые троги в центральной части щита Арагаца имеют глубину до 600 м и выработаны до дна в лавах и туфобрекчиях, следует полагать, что мощность вулканического комплекса не менее 600 м. По данным бурения, в предгорных частях массива мощность лав вместе с подстилающими туфобрекчиями составляет более 500 м у сел. Парби в долине р. Шахверд (темно-серые пузыристые андезито-базальты), более 457 м у сел. Дзитанков на юго-западном склоне (светло-серые андезиты), 170 м в окрестностях сел. Карвансара в Ахулинской равнине (110 м андезито-базальты, ниже 60 м слоистые вулканические пески). У сел. Шамирам, на южном склоне массива, по данным электроразведки, мощность лав над глинистой толщей составляет 300 м. О мощности лав Б. Арарата можно судить по глубине Ахуринского ущелья (более 600 м) на северо-восточном склоне массива.

Восточнее массива г. Арагац, на междуречьи р. р. Касах и Раздан, над Егвардским лавовым плато, в виде усеченного конуса возвышается стройное вулканическое сооружение Араи-лер (Карныярых) с абсолютной отметкой вершины 2614 м. Диаметр основания конуса на уровне плато, имеющего высоту 1800—1900 м, равняется 8, 5 км, диаметр кратера 2 км. Западные и южные склоны конуса — крутые, восточные и северные — пологие. В верхней части конуса имеется кратерообразное углубление,

которое посредством барранкоса открывается на юго-восток и переходит в плато.

Строение и петрографическое описание пород г. Араи-лер подробно исследовано Л. Г. Кваша (1953). Центральная часть конуса вместе с кратером сложена грубослоистыми аггломератовыми вулканическими брекчиями из ошлакованных андезито-базальтов и андезитов, включающих маломощные прослои скрученных андезито-базальтовых лав. Мощность толщи, по данным Л. Г. Кваша, 400 м, падение периклинальное под углами до 40°. Толща эта пересекается двумя радиальными системами даек андезито-базальтового, андезитового и дацитового составов, сходящихся на одной прямой близмеридионального направления. Средние и верхние части склонов сложены андезитовыми и андезито-базальтовыми лавами, сопровождаемыми брекчиями и включающими многочисленные мелкие шарики того же андезито-дацитового состава. Последние описаны П. П. Гамбаряном (1939) и Т. Ш. Татевосяном (1947), позднее Л. Г. Кваша (1953), которая рассматривает их как текстурное явление.

Нижние части южного и юго-восточного склонов сложены базальтами и андезито-базальтами, а верхние части—андезито-дацитами. Кроме того, на различных уровнях конуса встречаются дацитовые лавы (с тридимитом), слагающие небольшие гряды. По Л. Г. Кваша, они принадлежат к последней фазе излияния Араи-лера. На юго-восточном склоне горы выделяется небольшая коническая возвышенность, которая, по указанному автору, является, вероятно, побочным центром излияния, давшим четыре радиально расходящихся от него потока лав.

Южнее, юго-западнее и юго-восточнее Араи-лера располагается обширное лавовое плато, сложенное несколькими ярусами андезито-базальтовых лав — пепельно-серых в нижних горизонтах (долеритовые андезито-базальты) и пузыристых темно-серых—в верхних горизонтах. По данным бурения, мощность их вместе с подстилающими пемзово-пепловыми отложениями составляет 262 м у сел. Егвард, 150 м у г. Тагаворанист (Мурад-тапа), 232 м у сел. Давидашен, 210 м у сел. Спандарян, 158 м у сел. Мугни. В полосе Ереван-Эчмиадзин лавовый покров флексурно погружается под толщу нижнечетвертичных озерных отложений Араратской долины. В основании покрова залегают сильно дислоцированная песчано-глинистая толща верхнего сармата и более древние нижне-среднемиоценовые отложения гипсоносно-соленосной формации Ереванского бассейна, причем под лавами намечается погребенная речная сеть северо-восток—юго-западного направления, прослеживаемая под лавовыми покровами западных отрогов Гегамского нагорья.

Указанные выше лавы склонов и подножий г. Араи-лер, характеризующиеся крупными выделениями цветных минералов (авгит, гиперстен), в южном направлении протягиваются примерно до линии курорт Арзни—сел. Карби. В глубокой выемке строящегося оросительного канала Арзни-Шамирам видно налегание молодых лав Араи-лера (с крупными выделениями цветных минералов) на темно-серые пузыристые андезито-базальты, а последних—на пепельно-серые долеритовые андезито-базальты, причем в выемке канала, недалеко от г. Тагаворанист западнее акведука, в основании верхних андезито-дацитов залегают розовые кристаллические туфы типа Суботанских туфов бассейна оз. Севан. Это единственный случай обнаружения таких туфов в комплексе плиоценовых лав Армении. В этом же районе, на правобережном плато р. Раздан, ниже сел. Чаткыран, при проходке разведочных канав и шурфов в трассе канала были вскрыты слоистые пески и белые глинистые диатомиты, залегающие на покрове долеритовых андезито-базальтов и перекрытые андезито-дацитами последних излияний Араи-лера.

Таким образом, последовательность излияний Араи-лера такая же, как и на Арагаце; вначале излились пепельно-серые долеритовые андезито-базальты, затем темно-серые пузыристые андезиты и андезито-дациты с соответствующими им туфобрекчиями, пеплами и песками и в конце дацитовые лавы, содержащие тридимит.

Одновременность излияний Арагаца и Араи-лера четко вырисовывается в разрезе каньона р. Касах у сел. Сагмосаван, где видно переслаивание различных по петрографическому составу лавовых потоков обоих вулканов.

В работе Л. Г. Кваша не освещен вопрос о продуктах первых излияний Араи-лера. Кроме того, ею заимствовано ошибочное представление К. Н. Паффенгольца о пликативных дислокациях и олигоценовом возрасте пород Араи-лера.

Юго-восточнее Егвардского плато, отделяясь от него каньоном р. Раздан, располагается Канакерское лавовое плато, сложенное, в основном, пепельно-серыми долеритовыми и интерсертальными андезито-базальтами мощностью до 200 м.

По данным бурения и наблюдениям над естественными обнажениями, покровы этих лав тоже залегают на дислоцированных отложениях сармата и перекрываются различными озерными, озерно-речными, туфовыми и лавовыми образованиями более молодого возраста. Из последних наиболее древними являются описываемые ниже липариты и обсидианы экструзивного конуса г. Атис, перекрытые в ущелье р. Раздан верхнеплиоценовыми диатомитами.

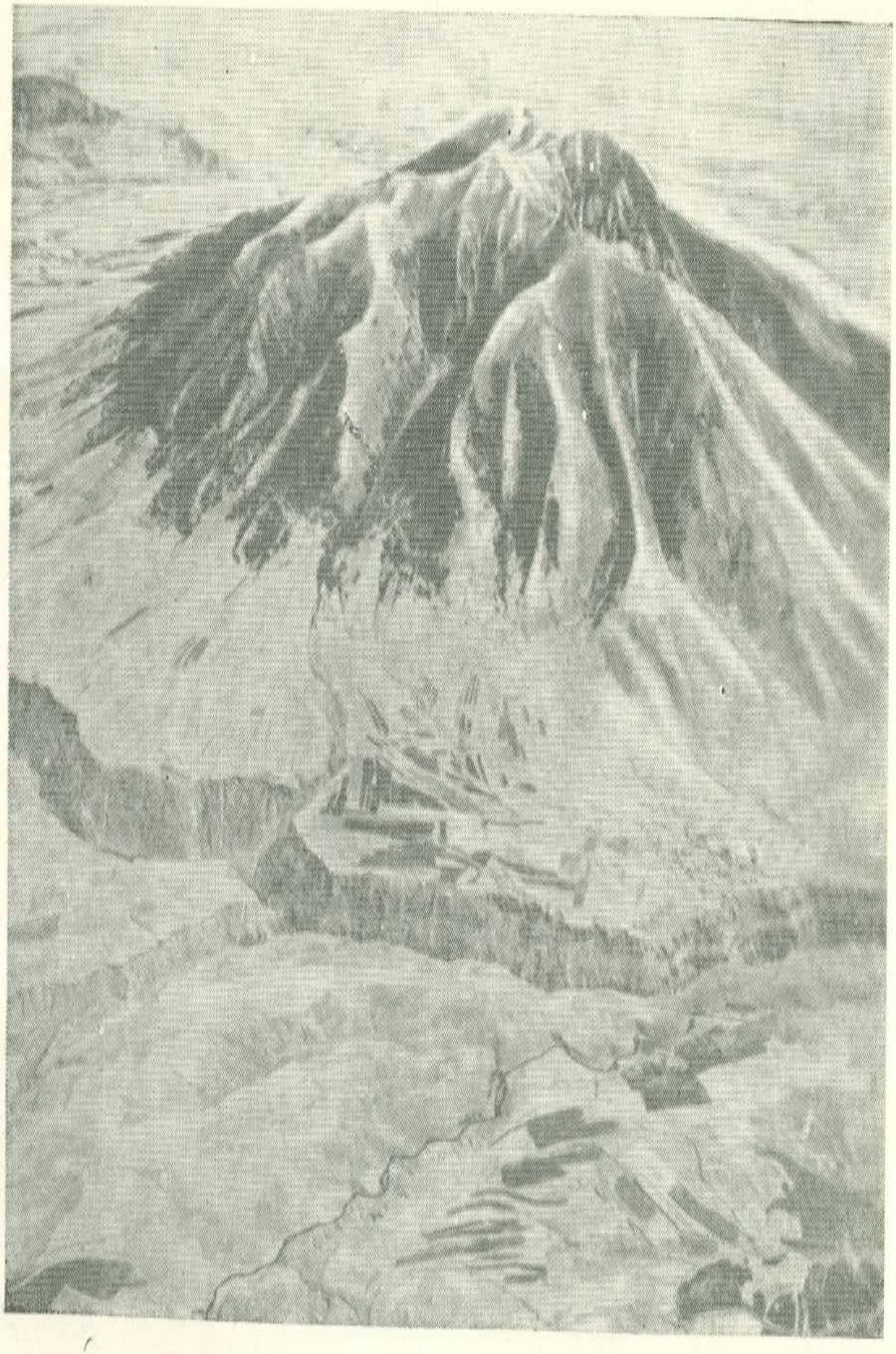
Покровы долеритовых андезито-базальтов Канакерского плато к северу распространяются до подножия массива г. Атис, на юго-востоке до сел. Джрвеж, на юге до развалин крепости Кармир-блур, расположенной на них. Южнее гор. Ереван лавы эти уходят под нижнечетвертичную толщу озерных отложений.

В пределах Канакерского плато, в основании лавового покрова залегают различной мощности (до 20—30 м) кислые пемзово-пепловые отложения и андезито-базальтовые туфоконгломераты (с примесью галек пестроцветной толщи миоцена и туфобрекчий аггломератового типа). У сел. Джрвеж такие же туфобрекчии отмечены в кровле покрова. Здесь же, и в районе сел. Джаткран, курорта Арзни и сел. Паракар, долеритовые лавы перекрываются мощными галечниками, слагающими террасу с относительной высотой 200 м (нубарашенская терраса, относимая к апшерону).

Очаги излияний долеритовых лав Канакерского плато находятся, вероятно, на юго-западных склонах Гегамского нагорья и погребены под более молодыми четвертичными лавами.

В 25 км к востоку— юго-востоку от г. Араи-лер расположен крупный экструзивный щитовидный массив г. Атис с отметкой вершины 2541 м, который сложен чередованием сильно скрученных, первично гофрированных, полосчатых, мелкоглыбовых липаритов, липарито-дацитов, перлитов, обсидианов и пемз и залегает на мощном покрове долеритовых андезито-базальтов, служащем для этого массива пьедесталом (данные буровой скважины в сел. Фонтан). По данным Ф. Ю. Левинсон-Лессинга, Б. М. Куплетского, А. С. Гинсберга (1927) и по нашим данным (1949), г. Атис представляет собой моногенный бескратерный экструзивный вулкан и является аналогом моногенного вулкана Артени на юго-западном склоне массива г. Арагац.

Вязкие лавы вулкана Атис распространяются от центра излияния радиусом порядка 10 км. Недалеко от него расположена конусообразная, изолированная г. Гутан-сар, которая сложена теми же породами, что и



Сооружение верхнеплиоценового вулкана Аран-лер. Вид с каньона р. Касах

г. Атис. Вершина ее представляет кальдеру взрыва, откуда в верхнечетвертичное время излились андезито-базальтовые лавы, которые лентообразно протягиваются отсюда вниз по ущелью р. Раздан до развалин урартской крепости Кармир-блур в Араратской долине.

Между Араи-лером и Атисом, в левобережной части р. Раздан расположены подобного же типа два экструзивных липаритовых, липарито-дацитовых куполовидных массива — один у сел. Гюмуш, другой — у сел. Авазан.

В связи со строительством у сел. Гюмуш гидроэлектростанции на склоне купола были пробурены скважины, которые показали, что указанные магматические массы были выдавлены через песчано-глинистую толщу сармата ущелья р. Раздан и включают в отдельных местах значительные массы сарматских глин (с остракодовой фауной) в виде ксенолитов.

Такие глинистые массы были обнаружены в керне скважин, пройденных в толще липаритов и липарито-дацитов. С внедрением этих масс мы связываем также происхождение расположенных в западных окрестностях гор. Ереван кучи четырех холмов Ераблур, сложенных периклинально залегающими долеритовыми андезито-базальтами. Под ними предполагаются криптолакколиты, состоящие, вероятно, из пород типа таковых для куполов у сел. Гюмуш, Авазан, Атис.

В среднем течении р. Раздан, между курортом Арзни и сел. Нурнус, в ряде участков над покровом долеритовых базальтов и более молодой липарит-обсидиановой толщей залегают маломощные пески, диатомовые глины и диатомиты, которые отлагались в мелких озерах, возникших в результате лавовых запруд при излиянии долеритовых базальтов, липаритов, липарито-дацитов и обсидианов. В диатомитах П. П. Гамбаряном были обнаружены остатки верхнеплиоценовой млекопитающей фауны.

В области Гегамского хребта аналоги описанных выше плиоценовых вулканических продуктов распространены на северо-восточном его склоне и в гребневой части. Здесь они представлены базальтовыми и андезито-базальтовыми лавами, слагающими большие поля в районе гор. Нор-Баязет, сел. Еранос, Арцвакар и у юго-западного берега оз. Севан. Залегают они на прерывистой слоистой вулканогенно-осадочной толще, состоящей из многократно переслаивающихся пемзово-пепловых образований, туфобрекчий, диатомовых глин, дрейссенсиевых ракушечников, и дислоцированы с ними в одинаковой мере (полого) и по одному и тому же плану. Мощность покрова достигает 50—60 м. В работах К. Н. Паффенгольца указанные лавы описаны под названием лав «маничарского типа» и отнесены к низам четвертичного времени. Не исключена вероятность того, что к периоду излияния долеритовых лав относится также верхняя часть подстилающей вулканогенно-осадочной толщи, относимой Е. Е. Милановским к верхнему плиоцену.

По данным К. Н. Паффенгольца, указанные лавы имеют порфировую и афировую структуру с гиалопилитовой и трахитовой основной массой. Последняя представлена микролитами основного плагиоклаза (№ 50—60), пироксена, магнетита и небольшим количеством стекла. Вкрапленники представлены плагиоклазами, пироксенами и изредка амфиболом, причем в разностях базальтов, распространенных в окрестностях сел. Еранос, встречены также вкрапленники оливина и ромбического пироксена. По мнению названного автора, эти базальтовые лавы, по сравнению с андезито-базальтовыми лавами района гор. Нор-Баязет, являются относительно более древними.

В гребневой части хребта к верхнему плиоцену относятся экструзивные массивы Большой и Малый Спитак-сар, сложенные, по данным детальных исследований Б. М. Куплетского, чередованием скрученных липарито-

дацитов, липаритов, обсидианов и пемз. Эти массивы являются бескратерными моногенными вулканами, генетически идентичными описанным выше вулканам Атис и Артени. Пьедесталом их служит полого дислоцированная вулканогенно-обломочная толща верхнего миоцена — нижнего плиоцена (вохчабердская толща).

Массив Большого Спитак-сара (3570 м) является одним из наиболее красивых вулканических сооружений, венчающих Гегамское вулканическое нагорье.

В бассейне р. Воротан верхнеплиоценовые отложения представлены четырьмя различными комплексами пород, занимающими довольно большие площади. Один из этих комплексов, известный под названием Сисианской диатомовой свиты, представлен чередованием рыхлых конгломератов, белых и желтовато-белых слабо сцементированных песков, озерных диатомовых глин и пемзово-пепловых образований и занимает относительно низменные части бассейна реки на пространстве от сел. Базарчай до сел. Шамб (около 40 км), перекрывая различные горизонты верхнемиоценовых (вохчабердская толща), палеогеновых и юрских отложений и частично интрузивные породы, прорывающие юрские и палеогеновые отложения.

От берегов р. Воротан (отметка реки у сел. Сисиан около 1500 м) эта свита прослежена по боковым притокам на значительные расстояния вплоть до северных склонов Баргушатского хребта (около 20 км), где подошва ее поднимается до горизонтали 2700 м (у Дастакертского месторождения медно-молибденовых руд). Здесь же виден отчетливый фациальный переход озерной диатомовой толщи в прибрежно-континентальную толщу галечников, песков и суглинков, залегающих над рудовмещающими порфиритами и гранодиоритами Дастакертского месторождения.

Диатомовая свита имеет мощность до 300 м и залегает полого, без всяких следов типичной пликативной складчатости. Наблюдаемая местами второстепенная складчатость несомненно имеет оползневое происхождение, а слабые флексурные нарушения приурочены лишь к краевым высокогорным зонам бассейна.

В раме гор, окружающих диатомовый бассейн, хорошо прослеживается пенеплен, заложенный на фоне верхнемиоценовой вулканогенной толщи и имеющий, как уже доказывалось, среднеплиоценовый возраст. Диатомовая толща вложена в депрессию рельефа (бассейн Палеоворотана), который был выработан после образования указанного пенеплена и имеет глубину над последним минимум 1000 м. На основании аналогичных данных К. Н. Паффенгольц рассматривает диатомовую свиту как ингрессивную толщу.

Второй комплекс известен в литературе под названием горисской толщи, которая детально была изучена А. Н. Соловкиным, К. Н. Паффенгольцем, Д. П. Исаханяном, А. А. Габриеляном, С. П. Баляном, П. Л. Епремяном, А. Т. Асланяном и др.

Горисская толща мощностью до 500 м представлена горизонтально залегающими, частично косослоистыми, грубо-и мелкообломочными туфобрекчиями, туфами и пеплами кварцпорфиритового и кварцтрахитового составов, андезитовыми лавами и нормально-осадочными песчано-глинистыми отложениями. По данным А. Н. Соловкина, туфо-осадочные образования состоят из неокатанных зерен полевых шпатов (до 80% объема), роговой обманки, моноклинного пироксена, гиперстена, биотита, магнетита и гипса.

На территории Армянской ССР указанная толща занимает большую часть Горисского района в пределах бассейна р. Воротан и к северу ухо-

дит под лавовый комплекс г. Ишханасар, а к югу, по данным наших исследований последних лет, прослеживается до левобережья р. Кашуни, где залегает на пенепленизированной поверхности барремских известняков.

Д. П. Исаханян в средней части разреза горисской толщи отмечает перерыв с резким угловым несогласием и подразделяет ее на два самостоятельных горизонта. По нашим наблюдениям 1954 г., указанное угловое несогласие обусловлено, по-видимому, косой слоистостью пород в нижней половине разреза, поскольку отложения нижнего горизонта залегают на подстилающих известняках баррема полого, в то время как угловое несогласие между нижнам и верхним горизонтами достигает 15—20°.

Так же, как и сисианская диатомовая толща, горисская толща занимает наиболее низменные части бассейна р. Воротан и находится тоже в «ингрессивном» залегании.

В среднем течении бассейна р. Воротан, в районе сел. Шамб, Урут, Вагуди, Агуди и Уз наблюдается фациальный переход горисской вулканогенно-обломочной толщи в сисианскую песчано-глинистую диатомовую толщу, выраженный в многократном переслаивании пород этих толщ. Подобный переход впервые был констатирован К. Н. Паффенгольцем и подтвердился данными всех последующих исследователей.

Из этих соотношений и данных геоморфологии следует, что обширная долина р. Воротан в верхнеплиоценовое время была запружена в районе гор. Горис вулканогенно-обломочной толщей, чем и создался крупный озерный бассейн в Сисианском районе, в котором одновременно с наращиванием плотины накапливались песчано-глинистые диатомовые отложения. Эта точка зрения развивалась К. Н. Паффенгольцем (1940) и позднее нами (1952).

Третий комплекс, известный под названием ишханасарской или ишихлинской толщи, сложен разнообразными лавами, кроющими сисианскую диатомовую и горисскую вулканогенную толщи. Ишханасарская толща слагает центральную часть Карабахского нагорья и в главной своей массе является продуктом излияний крупнейшего в восточной части Малого Кавказа, сильно размытого полигенного вулкана Ишханасар (3566).

К югу и юго-западу от массива г. Ишханасар расположено крупное лавовое поле Ераблур (Учтапалар) с многочисленными небольшими центрами излияний. В его строении принимают усчастие покровные базальтовые и андезито-базальтовые лавы со шлаками, обрывающиеся к ущелью р. Воротан.

В районе знаменитого Татевского монастыря, по данным В. Г. Грушевого, описываемые лавы имеют типичную долеритовую структуру, сильно ноздреватые, светло-серого цвета. Основная масса состоит из лейст основного плагиоклаза, зернышек и коротких изометрических лейст авгита и зерен магнетита. Вкрапленники представлены авгитом и частично оливином.

По своему стратиграфическому положению и петрографическому составу лавы окрестностей Татевского монастыря идентифицируются с долеритовыми базальтами (андезито-базальтами) бассейнов р. р. Раздан и Касах, где они имеют верхнеплиоценовый возраст и слагают основание лавового комплекса массива г. Арагац.

Лавовые покровы Ераблурского плато к северу уходят под лавовый комплекс средней части Ишханасара. Этот комплекс петрографически подробно был изучен А. Н. Соловкиным. В стратиграфической последовательности в строении комплекса снизу вверх участвуют андезиты, трахиандезиты, трахиты, трахидациты, дациты, трахилипариты и липариты. Таким образом, усматривается весьма близкое сходство в стратиграфи-

ческих, морфологических, генетических и петрографических особенностях массивов Арагаца и Ишханасара.

К последнему четвертому комплексу относятся толщи липаритов, перлитов и обсидианов, выступающих в виде экструзивных щитов в бассейнах верхних левых притоков р. Воротан (массивы г. Агдабан, г. Гузгуни и др.).

Акчагыльский возраст нижних членов описанных выше вулканических образований подробно обоснован в предыдущих наших работах (1949, 1952, 1953). В последующем доводы в пользу этого вывода были приведены разновременно А. А. Габриеляном (1952) и Е. Е. Милановским (1952). Крайнюю позицию в определении возраста этих отложений занимает К. Н. Паффенгольц. Долеритовые лавы бассейна р. Дебед и его притоков, а также среднего течения р. Ахурян выше гор. Ленинакан он относит к антропогену, такие же лавы верхнего течения р. Ахурян, массивов г. г. Арагац и Араи-лер, Егвардского и Канакерского плато—к олигоцену, липарит-обсидиановые экструзивные конусы Артени, Атис, Спитаксар он рассматривает как эрозионные останцы обширного, сильно размытого покрова олигоценового возраста, а сисианскую диатомовую толщу и горисскую вулканогенную толщу — как формации миоценового возраста.

Для обоснования возраста описанного вулканического комплекса мы располагаем в настоящее время следующими данными:

1. На далеких восточных склонах Кечутских гор долеритовые базальты перекрываются лессовидными суглинками, в которых Г. М. Заридзе и Н. Ф. Татришвили обнаружили остатки Elephas planifrons Falc. et Cautly u Equus stenonis Cocchi (определения Н. О. Бурчак-Абрамовича), характеризующие верхи акчагыла. Верхнеплиоценовая же фауна недавно была сбнаружена на долеритовых лавах р. Храм.

Глубина речного пропила в ущелье р. Дебед, имевшего место после излияния долеритовых лав, достигает 350—400 м, и река во многих местах еще не вышла из лавового потока.

2. В Ленинаканской и Араратской котловинах долеритовые базальты нивелируют рельеф, выработанный в мэотическо-понтических складчатых вулканогенно-осадочных отложениях с Herpedociprys achurjanensis Bub. и перекрываются толщей нижнечетвертичных озерных осадков мощностью до 400 м, включающей в верхах Elephas trogontherii Pohl.

3. В бассейне среднего течения р. Раздан, у сел. Нурнус над липаритами, пемзами и обсидианами экструзивного щита Атис, перекрывающего долеритовые базальты, залегают белые диатомиты, в которых П. П. Гамбаряном были найдены зубы малорослого Hipparion sp. Rhinoceros, Mustella и др; отсюда же Н. Н. Акрамовский указывает Limnaea palustri Müll и Bathyomphalus contortus Lam. По заключению В. В. Богачева (1937), указанный гиппарион совершенно неотличим от такового, найденного в верхнеакчагыльских отложениях Эльдарской степи в западной части Куринской депрессии. В новой работе Л. К. Габуния в стратиграфическом разрезе Закавказья нурнусскому гиппариону отводится место в переходных слоях между акчагылом и апшероном. О налегании покровов долеритовых базальтов бассейна р. Раздан на складчатые отложения верхнего сармата с Mactra bulgarica и Mactra crasicollis говорилось выше.

4. По сообщению Д. П. Исаханяна, в травертинах ущелья р. Воротан, подчиненных (прислоненных ?) горисской вулканогенной толще, был обнаружен зуб Sus erymanthius (определение В. И. Громова), который характерен для верхнего миоцена и плиоцена.

5. Из диатомовых глин Сисианского района А. Н. Криштофович определил: Gramineae gen. sp. ,Salix sp., Betula alba L., Quercus roburoi-

des Ber., Liquidambar europaeum A. Br., Acer monospessulanum Lam. var. iberica Koch., Prunus sp., Fraxinus sp. и др. (сборы А. М. Арутюняна), причем по мнению А. Н. Криштофовича, дуб из этого списка почти неотличим от современного армянского дуба Quercus armenica (hartwissiana). А. Н. Криштофович отнес указанную флору к плиоцену. Из этой же толщи А. Л. Тахтаджян указывает: Quercus iberica Stev. (преобладает), Acer ibericum MB (много), A. lactum CAM, Populus hybrida MB, Celtis caucasica W., Fraxinus oxycarpa W., Ulmus faliacea Gilib., Potamogeton lucens L., Phragmites communis L., Barbaris vulgaris L., Miriophyllum spicatum L., Carpinus betulus L., Soiraea crenata L., Salix sp., Thymus sp. и др., которые в большинстве произрастают в данной области и в настоящее время (К. Н. Паффенгольц, 1948).

6. Как было показано в предыдущих работах автора (1953), лавы и пирокластические образования рассматриваемого комплекса вложены в депрессии древнего эрозионного рельефа, имеющие глубину ниже плоских пенепленизированных водоразделов хребтов до 1400 м (ущелье р. р. Дебед, Ахурян, верх. течение р. Аракс, Касах, Раздан, Воротан), причем пенеплены эти заложены в ряде случаев на фоне вулканогенно-осадочной толщи сармата—мэотиса—понта.

7. В ряде районов рассматриваемые вулканогенные отложения перекрываются галечниками регионально фиксированной террасы с относительной высотой 180—220 м, относимой к апшерону.

8. На склонах массива г. Б. Артени, сложенной из обсидианов и липаритов, С. А. Сардаряном (1950) собрана богатая коллекция обсидиановых орудий эолита (?), шелля, ашеля, клектона, леваллуа, мустье, ориньяка, солютре, мадлена и азиля. Из них орудия эолита (?) характеризуют верхи плиоцена, шелля — низы четвертичного времени и т. д. Этим определяется верхний возрастной предел липаритов и обсидианов экструзивного щита Артени.

9. В северо-восточных предгорьях Малого Кавказа и в Куринской депрессии нижне-средне-и верхнеакчагыльские морские отложения и отложения апшерона включают довольно мощные прослои вулканических пеплов (Ш. А. Азизбеков, В. Е. Хаин, А. Н. Шарданов, 1952), которые ставятся в генетическую связь с одновозрастными вулканами Малого Кавказа. Пеплов в акчагыльских отложениях особенно много в Нафталанском районе, отстоящем от Горисского района на 90—110 км. В последнем случае можно утверждать, что горисская пеплово-туфобрекчиевая толща и фациально смыкающаяся с ней сисианская толща одновозрастны с акчагыльскими отложениями Нафталана.

Таким образом, по совокупности изложенных выше фактов рассматриваемый вулканогенно-осадочный комплекс Армении относится к верхнему плиоцену, причем сисианская и горисская толщи и залегающий на них покров долеритовых базальтов относятся к акчагылу, а следующие вверх по разрезу средние и кислые лавы и обсидианы, слагающие верхние части Арагаца, Артени, Атиса, Араи-лера, Спитаксара, Ишханасара и Карсского плато — условно к апшерону.

Как следует из вышеуказанного, в составе верхнеплиоценовых отложений Армении основное участие принимают продукты вулканической деятельности. В отличие от четвертичного вулканизма, имеющего четко выраженный ареальный (многовыходный) характер, плиоценовый вулканизм характеризуется весьма ограниченным количеством центров излияний, которые, однако, являются довольно крупными и дали несравненно большее количество лав, чем четвертичные вулканы.

Далее интересно отметить отсутствие в продуктах плиоценовых вулканов бомб, столь характерных для четвертичных вулканов, и присутствие

большого количества туфобрекчий и слоистых пемзово-пепловых отложений в составе самих вулканических аппаратов.

По типу излияний подавляющее большинство указанных вулканов обнаруживает некоторое сходство с вулканами гавайского типа, что относится особенно к вулканам, давшим однородные долеритовые андезито-базальты, распространяющиеся от центров излияний на много десятков километров.

Среди плиоплейстоценовых отложений по своему стратиграфическому положению и площади распространения особое место занимают покровы грубообломочных валунно-галечных отложений, имеющих в незначительно деформированных районах относительную высоту порядка 180—220 м.

Для удобства порайонное их описание приводится ниже, в разделе четвертичных отложений. Здесь отметим лишь, что они занимают большие площади на Канакерском и Егвардском плато (джаткранская терраса), в Приереванском районе (нубарашенская терраса), в бассейне Среднего Аракса, в бассейне р. Арпа (агхачская терраса), в бассейнах р. р. Агстев, Воротан, Вохчи, Цав и др. и достигают мощности 20—30 м, причем интересно отметить, что по данным С. П. Баляна эти галечники, в отличие от молодых галечников, залегают, как правило, в крупных синклинальных долинах (советашенская, айнадзорская, агхачская, ераблурская, среднеараксинская, иджеванская и др. террасы). Более выдержанными и мощными являются галечники, развитые в районах распространения миоплиоценовых грубообломочных туфобрекчий, где галька их состоит в основном из обломков лав этих туфобрекчий.

Для определения возраста покрова галечников фаунистических данных по Армении не имеется. Достоверно лишь одно, что они моложе долеритовых базальтов Приереванского района и туфобрекчий Горисского района, относимых к акчагылу, и древнее нижнечетвертичных озерных отложений Араратской котловины.

В нижних течениях р. р. Вохчи, Акера и в долине нижнего Аракса покровы этих галечников смыкаются с таковыми предгорной наклонной равнины Карабахской степи, относимыми азербайджанскими геологами к апшеронскому ярусу.

В одной из работ А. А. Габриеляна, В. П. Асратяна и А. А. Асатряна, а также в более поздней работе, составленной нами совместно с С. П. Баляном, указанные галечники отнесены к типу флювиогляциальных отложений (1953).

Из предыдущего описания следует, что к моменту излияния долеритовых базальтов (верхний акчагыл), подстилающих рассматриваемые галечники, современный рельеф Малого Кавказа в основных своих чертах уже был оформлен и существовали горные хребты, водоразделы которых возвышались над тальвегами рек до 1200—1400 м и более, причем общее поднятие Малого Кавказа составило за все последующее четвертичное время всего 180—220 м.

В свете накопленного к настоящему времени фактического материала можно утверждать, что если даже эти хребты не подвергались в то время оледенению, то во всяком случае здесь господствовал плювиальный режим с обилием ливневых дождей и грандиозных селевых потоков, охвативших все горное сооружение Малого Кавказа. Таким образом, обширные галечные покровы Армении, залегающие на относительных высотах 180—220 м, должны быть отнесены в общем к гюнцу и гюнц-минделю. Отметим, что по литературным данным, в области Большого Кавказа галечники террасы 180—200 м охарактеризованы Elephas meridionalis (гюнц—гюнц-миндель), а галечники Кусарской наклонной равнины, сход-

ные во всех отношениях с таковыми Карабахской степи и краевых частей Араратской котловины переходят фациально в апшеронские морские отложения.

3. АНТРОПОГЕН

В комплексе четвертичных отложений Армении принимают участие породы самых разнообразных фаций. Это лавы различного состава, туфы, травертины, озерные глины, пески, ракушечники и диатомиты, морены, флювиогляциальные, аллювиальные, пролювиальные и делювиальные наносы, элювиальные образования и др.

Ниже приводится описание этих отложений по отдельным генетическим типам, причем, учитывая большое их значение в нашей хозяйственной деятельности, изложение материала по ним дается с большей подробностью, чем это сделано для более древних отложений.

А. ОЗЕРНЫЕ И ОЗЕРНО-РЕЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

В четвертичное время озерные бассейны возникали в результате локальных тектонических погружений земной коры, запруживания речных долин продуктами вулканической деятельности и отчасти в результате деятельности ледников. Озерные отложения известны в составе нижнечетвертичных, среднечетвертичных и верхнечетвертичных образований.

Нижнечетвертичные озерные отложения

К этому возрасту относятся мощные линзообразные толщи песчано-глинистых отложений (с прослоями лав, туфов, галечников, ракушечников), выполняющие Араратскую и Ленинаканскую котловины. Постелью обеих толщ служит в основном прогнутый покров верхнеплиоценовых долеритовых базальтов, которые перекрывают различные горизонты сильно дислоцированных отложений миоцена, олигоцена, эоцена, мела и местами палеозоя. В пределах Армении озерный бассейн Араратской котловины простирался вдоль долины Аракса примерно на 100 км от района ст. Кармрашен до района ст. Араздаян, а в поперечном направлении на 60 км — от района гор. Игдыр до района сел. Акунк в северо-восточной части Канакерского плато.

Лучше изучена озерная толща Араратской котловины, с которой связан ряд горизонтов напорных пластовых вод. Для разведочных и эксплуатационных целей в этой толще пробурено около 700 гидрогеологических скважин, глубиной от нескольких десятков до 400 м.

Разрезы указанных скважин показывают, что озерная толща в главной своей массе сложена песчано-глинистыми отложениями с примесью и прослоями галечного материала и включает внутриформационные покровы базальтов и туфов, причем наблюдается почти полное замещение осадочных образований центральной части бассейна лавами и частично туфами в сторону южного и юго-восточного склонов массива г. Арагац.

Мощность озерной толщи увеличивается в районе створа Эчмиадзин-Игдыр в направлении с северо-востока на юго-запад и с юго-востока на северо-запад, достигая 400 м в центральной части котловины — между массивами Большого Арарата и Арагаца.

В низменной части Араратской котловины отложения этой толщи в обнажениях встречаются в районе между гор. Ереван и гор. Эчмиадзин

и несколько южнее в окрестностях сел. Арташат, Енгиджа, Масис (Эйлас), Геташен (Агджакишлаг), Аргаванд, Аревшат (Вармазиар), Паракар и др., где они представляют низы толщи и залегают на долеритовых базальтах верхнего плиоцена. Нижняя пачка толщи мощностью 20 м представлена здесь чередованием мелкообломочных галечников, гравия, песков, глин и дрейссенсиевых ракушечников, характеризующихся диагональной слоистостью; выше следует пачка мощностью 35 м желтовато-белых диатомовых песчанистых глин, переходящих кверху в серые вулканические пески; еще выше залегает пачка мощностью 15 м желтовато-белых и светло-серых диатомовых глин, супесей и суглинков с прослоями ракушечников из раковин пресноводных моллюсков.

В районе между урартской крепостью Кармир-блур и сел. Енгиджа на разных горизонтах этих отложений залегает довольно мощная толща галечников, слагающая террасу +22—25 м р. Раздан. Выходы озерных отложений известны также за пределами низменной части Араратской котловины — на Егвардско-Канакерском лавовом плато. Они отмечены на плато к северу от сел. Паракар, в среднем течении р. Гедар (ниже сел. Аван), у сел. Дзорахбюр (Теджрабак), Гямрез, Акунк, Элар и представлены в большинстве диагонально слоистыми нормальными и вулканическими песками (частью кварцево-полевошпатово-пемзовыми), нормальными и диатомовыми белыми глинами, гравием и частично галечниками, имеющими общую мощность до 100 м. Особняком стоят отложения этого возраста в краевой северо-восточной части поля развития озерных отложений — у сел. Акунк. По данным буровых скважин, пробуренных для каптажа акункских вод, озерная толща представлена здесь в основном песчано-галечными отложениями (с прослоями глин) и переслаивается лавовыми потоками, спускающимися с западных склонов Гегамского нагорья. Мощность их вместе с лавами около 130 м (подробнее см. ниже).

В буровых скважинах озерные отложения вскрыты в этом районе также у сел. Гямрез и у сел. Аван. По данным С. П. Баляна, с указанными озерными отложениями могут сопоставляться также озерные (озерно-флювиогляциальные ?) отложения бассейна р. Касах, обнажающиеся в окрестностях сел. Ацнгал, Оганаван и Кучак.

Сопоставление разрезов буровых скважин и естественных обнажений направлении Игдыр — Ереван — Акунк показывает, что грубообломочные прибрежные фации озера располагаются ближе к склонам Б. Арарата и Гегамского нагорья, в то время как фации внутренней части озера приурочены к север—северо-восточной части долины и прилегающей к ней юго-западной части Егвардско-Канакерского плато.

В предыдущих работах автора (1949) было доказано, что отложения озерной толщи юго-западной половины Араратского бассейна были опущены по флексурному нарушению, которое проходит по линии гор. Эчмиадзин — сел. Паракар — гор. Ереван — сел. Тазагюх. В этой связи следует напомнить, что подошва озерной толщи на Канакерском наклонном плато имеет отметки с юго-запада на северо-восток в пределах от 1200 до 1450 м и в приараксинской центральной части котловины, от сел. Аразап к гор. Ереван—в пределах от 450 м до 770 м.

Для определения возраста озерной толщи мы располагаем следующими палеонтологическими данными.

1. В диагонально слоистых песках и глинах участка Кармир-блур-Енгиджа, к юго-западу от гор. Ереван, ниже чарбахской террасы в песчаных карьерах найдены зубы и кости Elephas trogontherii Pohl. и Bos trochoceros Myr (остатки хранятся в Геологическом музее им. О. Т. Карапетяна в гор. Ереван), датирующие начало миндель-рисского меж-

ледниковья. Из этих же отложений, по сборам А. П. Демехина и К. Н. Паффенгольца (1948), И. В. Даниловским были определены: Radix ovata patula Da Costa, R. peregre elongata Cless., Valvata piscinalis Müll., Paludestrina ventricosa Mont., P. sieversi Bttg., Pisidium sapinum A. Schm., P. henslovianum Shepp., P. henslovianum inappendiculatum Bourg., P. aosertanum Poli, P. subtruncatum Malm., P. nitidum Ienyns, P. corertanum ponderosum Steflox, P. conventus Cless. Другими авторами во многих местах в обнажениях и в керне скважин указываются также Dreissensia diluvii Abich и Unio sp.

В работах К. Н. Паффенгольца имеется неточное указание о том, что отложения, включающие эту фауну, являются террасовыми, на основании чего он относит эти отложения к вюрму.

Необходимо отметить, что в связи с находкой нижнечетвертичных Elephas trogontherii и Bos trochoceros приведенная выше пресноводная фауна приобретает новое биостратиграфическое значение, поскольку возраст их до сего времени нигде точно не был определен.

2. В диагонально-слоистых серых вулканических песках и глинах из карьеров ниже сел. Аван, в ущелье р. Гедар рабочими в 1954 г. были обнаружены кости и зубы Elephas trogontherii Pohl. (определение Н. О. Бурчак-Абрамовича), датирующие начало миндель-рисского межледниковья (зубы мамонта хранятся в Геологическом музее им. О. Т. Карапетяна в гор. Ереван).

3. Из свиты диагонально-слоистых песков и диатомовых глин окрестностей сел. Дзорахбюр по сборам П. П. Гамбаряна (1934), В. В. Богачев (1938) определил Lymnea ovata Drap., Leuciscus Oswaldi Bog., Alburnus Gambariani Bog., Dreissensia diluvii Abich.

4. В окрестностях сел. Агджакишлаг, в песочных карьерах автором были обнаружены кости Cervus elaphus Og., зубы Bos trochoceros Myr. Кроме того, в песках нами были встречены фаланговые кости крупных пресмыкающихся эоценового возраста (предварительное заключение проф. Ефремова). Очевидно, в данном случае мы имеем дело с переотложенным материалом,поскольку указанные диагонально-слоистые песчаные отложения характеризуют дельту реки, питавшей обломочным материалом Араратское озеро.

Таким образом, фаунистическими данными доказывается довольно точно нижнечетвертичный возраст озерной толщи Араратской котловины, причем присутствие Dreissensia diluvii Abich в массовых скоплениях указывает на принадлежность толщи ко времени не древнее бакинского века.

Необходимо отметить, что указанная выше форма Bos trochoceros Myr была описана раньше под названием Bos primigenius Boj. В работе 1948 г. нами указывалось на противоречие между возрастом самой формы (вюрм-поствюрм) и возрастом вмещающих дельтовых отложений (миндель-миндель-рисс) и приводились данные о принадлежности рассматриваемого музейного экземпляра к виду Bos trochoceros Myr, который отличается от Bos primigenius лишь своими крупными размерами. Совместное нахождение с данным экземпляром остатков Elephas trogontherii Pohl. очевидно подтвердило указанное предположение.

Озерная толща Ленинаканской котловины хорошо обнажена в ущелье р. Ахурян почти на всем его протяжении от района сел. Айкадзор на юге до района сел. Вардахбюр на севере, а также кое-где на плато по обе стороны реки,причем значительное распространение она имеет за пределами Армянской ССР, по ту сторону государственной границы, особенно в районе развалин древней столицы Армении гор. Ани. Площадь бывшего озера по разрозненным выходам определяется в 500 км² (по К. Н. Паффенгольцу). Большая часть озерных отложений прикрыта молодыми сред-

не-верхнечетвертичными образованиями — туфами, лавами и наносами.

Озерная толща мощностью до 400 м сложена в основной массе зеленовато-серыми глинами. В строении толщи принимают также участие внутриформационные потоки андезито-базальтовых лав, игнимбритовые туфы, пемзовые и туфовые пески, известняки, а также рыхлые галечники, гравий и песок, являющиеся вместилищем артезианских и субартезианских вод. Строение толщи изучено в ряде мест буровыми скважинами.

Наибольшую глубину имеет скважина структурного бурения в сел. Ахурик, которая последовательно вскрыла озерную толщу мощностью около 400 м, долеритовые базальты верхнего плиоцена мощностью 30 м и толщу андезитовых туфобрекчий верхнего миоцена—нижнего плиоцена мощностью 800 м. Скважина на глубине 1400 м вошла в гранодиориты.

Во все стороны от сел. Ахурик мощность озерной толщи закономерно уменьшается, причем по данным буровых скважин в крайней южной части котловины озерные отложения переслаиваются пемзами и лавами и включают прослои известняков, которые в районе сел. Барцрадир занимают площадь около 2 км². Здесь же в галечниках основания озерной толщи встречается галька обсидианов, которая, по всей вероятности, была заимствована из мощных залежей обсидианов экструзивного щита Б. Артени.

По данным скважины, пробуренной в сел. Бениамин, озерная толща последнего участка смыкается в указанном направлении с андезито-базальтовыми и базальтовыми лавами вулкана Голгат. Скважина в сел. Бениамин, по данным О. С. Саркисяна, минуя почвенный слой и подстилающий слой галечников мощностью 9 м, прошла по базальтам около 40 м, далее 33 м по серым глинам (с ракушечниками) и вновь вошла в базальты, в которых была остановлена на глубине 121, 5 м. Сопоставление разрезов скважин у сел. Азатан и Бениамин, отстоящих друг от друга на расстоянии 3 км, позволяет считать лавовый комплекс западных далеких склонов г. Голгат фацией озерной толщи Ленинаканской котловины.

Такие же соотношения между лавами и озерными отложениями установлены А. Н. Назаряном и К. Н. Паффенгольцем в южной части котловины — в районе сел. Агин (см. ниже). О прослоях игнимбритовых туфов в озерной толще упоминалось выше. Они отмечены в верхах толщи в окрестностях сел. Джрапи и Барцрадир (данные А. Н. Назаряна).

Для обоснования возраста озерной толщи Ленинаканской котловины имеются следующие данные:

1. В обнажениях по обе стороны р. Ахурян известковистые зеленоватые глины включают массовые скопления Dreissensia diluvii Abich., Limnocythere cf. ramosa Schw. u Cypridae.

2. В керне скважины сел. Азатан (Малая Каракилиса) на глубине 39, 7 м и ниже встречены Hydrobia ulvae Penn., H. ventricosa Mant., H. sieversi Bog., Valvata piscinalis borealis Milasch., Pisidium sp., в интервале глубин 42, 0—88, 2 м — Dreissensia diluvii Abich u Melanopsis sp., на глубине 146, 7 м — Ostrea (?), а на глубине 150 м — Dreissensia diluvii Abich (данные А. П. Демехина).

3. В гравелистых песках окрестностей гор. Ленинакан (дельтовые отложения), венчающих разрез озерной толщи и перекрытых игнимбритовыми туфами, со времени Г. Абиха (1882) известны остатки млекопитающих, которые в последнее время монографически были обработаны Л. А. Авакяном (1950). Им определены Elephas trogontherii Pohl., Rhinoceros mercki Iaeg., Equus stenonis Cocchi, Camelus knoblochi Nehr., Cervus elaphus Ogilvy.

В ранних предварительных определениях В. В. Богачева (1937)

отсюда указываются также остатки Megaceros sp., Bison priscus s. latifrons Harl. и Elephas armeniacus Falc. Последняя форма известна также из Хнисской равнины в Западной Армении.

4. Из пластов песков окрестностей сел. Вардашен (северная часть котловины) Н. Н. Акрамовский (1956) описал Valvata piscinalis Müll., Pyrgula shadini Akr., Potamopyrgus sieversi Bttg., Radix peregra Müll. var. ovata Drap., Pisidium altum Akr., Dreissensia diluvii Abich*.

Приведенная фауна указывает на принадлежность озерной толщи к промежутку времени от конца апшерона до середины миндель-рисского межледниковья.

В комплексе перечисленной фауны важное стратиграфическое значение имеет Elephas trogontherii Pohl. (реставрированный скелет выставлен в Геологическом музее им. О. Т. Карапетяна в гор. Ереван). По данным радиофизических исследований В. В. Чердынцева кости этого экземпляра имеют возраст не менее 300000 лет. Этот музейный экземпляр из Ленинакана имеет необычайно большие для данного вида размеры и занимает промежуточное положение между более древними Elephas wüsti и Elephas meridionalis. В последнее время с Elephas trogontherii Pohl. отождествляется описанный позднее из Армении более крупный Elephas armeniacus Falc.

Выше мы указывали на подобные же соотношения между крупными и древними Bos trochoceros Myr. и мелким Bos primigenius Boj.

Хотя данный вопрос нуждается в более обстоятельном исследовании, нам кажется, что крупные варьитеты Elephas trogontherii должны по-прежнему сохраняться под названием Elephas armeniacus, который будет датировать время несколько более древнее (миндель), чем первая форма (миндель-рисс). О нижнем возрастном пределе толщи приходится судить по наличию Dreissensia diluvii Abich, которая, как известно, появляется в начале бакинского века.

Следует отметить, что приведенная выше фауна млекопитающих залегает в самых верхах озерной толщи, имеющей мощность до 400 м, почему представляется вероятным, что нижняя ее половина может принадлежать еще к концу гюнц-миндельского межледниковья.

Для обоснования нижнечетвертичного возраста озерной толщи косвенные указания дают также остатки материальной культуры.

В 1953 г. выше выемки железной дороги между ст. Маисян и Джаджур (северная окраина Ленинаканской котловины) на размытой поверхности древней галечной террасы, круто погружающейся на юг, автором были обнаружены многочисленные каменные орудия и полуфабрикаты этих орудий, изготовленные из смоляно-черных дацитов, встречающихся на Джаджурском перевале (подчинены верхнемиоценовой толще). С. А. Сардарян отнес эти орудия (рубила и др.) к премустьерскому (ашель-клектон) времени. Эта культура, принадлежащая человеку гейдельбергианской эпохи, В. И. Громовым сопоставляется во времени с эпохой Elephas trogontherii.

Нижнепалеолитические орудия (обсидиановые), более разнообразные, принадлежащие к шеллю, ашелю и клектону, открыты С. А. Сардаряном на склонах верхней части массива г. Б. Артени (2052 м) на границе между Ленинаканским и Араратским озерными бассейнами, а также в окрестностях сел. Арзни (ашель-клектон) в среднем течении р. Раздан (находки А. П. Демехина, Н. С. Замятнина и С. А. Сардаряна). Очевидно, стоянки

* Указание Г. Абиха в его «Продромусе» о находке в озерных отложениях восточной Анатолии Didacna catillus Eichw. нами не принимается во внимание, поскольку, как отмечает сам автор, раковина ему была передана посторонним лицом и эта форма позднее в Анатолии никем не была встречена.

нижнечетвертичного человека располагались в районах, прилегающих непосредственно к указанным озерным бассейнам. Судя по составу фауны, климат в это время был влажный, холодный.

Происхождение Араратского и Ленинаканского озер К. Н. Паффенгольц связывает с лавовыми запрудами в районе Волчьих ворот (поток лав Малого Арарата) и в районе между сел. Агин и Ани-Пемза. Приведенные выше данные по скважинам Араздаянской степи и окрестностей сел. Верин Джрапи (Кегач), Неркин Джрапи, Айкадзор, распространение озерных отложений на Канакерско-Егвардском плато до высоты 1600 м и в верхнем течении р. Ахурян, мощность толщи до 400 м, мощность лав от 10 до 60 м в районах предполагаемых запруд и др. доказывают, несомненно, тектоническую природу озерных котловин и лавовым запрудам отводят совершенно второстепенную роль. Правильным представляется предположение К.Н. Паффенгольца о том, что песчано-глинистый материал озерных толщ был заимствован, вероятно, из гюнцских моренных и флювиогляциальных отложений Карсского плато, Ардаганского массива и Ахалкалакского нагорья.

К таким моренным отложениям он относит в частности глины и суглинки с Elephas planifrons и Equus stenonis, покрывающие долеритовые базальты Ахалкалакского нагорья (у сел. Цалка).

Анализ геологической карты и данных буровых скважин показывает, что от истоков р. Ахурян (оз. Арпи-лич) до района ее устья (ст. Кармрашен) и далее по долине р. Аракс до выхода ее в Нахичеванскую котловину озерная толща подстилается покровом долеритовых базальтов верхнеплиоценового (верхний акчагыл) возраста. Очевидно, после излияния этих базальтов, зона вдоль р. Ахурян и Среднего Аракса в пределах Ленинаканской, Араратской и Нахичеванской котловин представляла собой сильно вытянутую в юго-восточном направлении межгорную равнину, располагавшуюся на уровне Егвардско-Канакерского плато. По этой межгорной равнине текла р. Аракс, которая, постоянно блуждая, покрыла ее мощным слоем галечников, образующих ныне деформированную террасу высотою 180—200 м.

Прогибание равнины и образование на ее фоне озерных котловин началось, вероятно, в конце плиоцена и продолжалось до середины миндель-рисского времени, после чего ввиду несоответствия между темпами осадконакопления и прогибания, озера оказались замкнутыми. Новые значительные опускания зона испытала в среднечетвертичное (хазарское время), с чем связаны большие флексурные дислокации долеритовых базальтов, древних террас и озерной толщи.

Среднечетвертичные озерные и озерно-речные отложения имеют крайне ограниченное распространение и образовались в небольших озерах запрудного происхождения. К ним относятся толща песков, глин и диатомитов у сел. Парби в бассейне р. Шахверд в Аштаракском районе, мелкие останцы таких же отложений в окрестностях курорта Арзни и у ст. Элар в бассейне р. Раздан, а также песчано-глинистые отложения у сел. Егвард, вскрытые в неглубокой (до 90 м) буровой скважине на Егвардском плато, у сел. Кечут в бассейне р. Арпа и в бассейне оз. Севан.

У сел. Парби, по данным бурения, игнимбритовые туфы заполняют ущелье глубиною до 100 м и перекрываются потоком андезито-базальтовых лав, идущим с юго-восточного склона г. Арагац. Ими создавалось небольшое запрудное озеро в ущелье реки, в котором отлагались мелкообломочные галечники, пески, глины и диатомиты. Эти же лавы запрудили устье ущелья, которое протягивалось от сел. Егвард к р. Касах (ниже сел. Оганаван). В ущелье образовалось озеро, которое было заполнено песчано-глинистым материалом.

В районе курорта Арзни ущелье р. Раздан было заполнено лавами вулкана Ковасар (Инак-даг). На поверхности лавового потока на короткое время образовалось мелкое пресное озеро, в котором отлагались диатомиты, диатомовые глины и частично пески. Тот же поток ниже сел. Арзни запрудил ущелье бокового левого притока, идущего к р. Раздан от сел. Элар. Ущелье притока было заполнено песчано-глинистыми отложениями, богатыми гумифицированными растительными остатками и превращенными местами в плывуны. На этих грунтах основаны опоры эларского железнодорожного моста.

У сел. Арзни в наносном слое, покрывающем молодой поток базальтов, были обнаружены обсидиановые орудия раннемадленского (ранневюрмского)возраста. Залегают же лавы на рисс-вюрмской галечной террасе (в окрестностях гор. Ереван). Этими данными определяется среднечетвертичный возраст рассматриваемых отложений. А. Л. Тахтаджян (1948) указывает из диатомитов окрестностей сел. Арзни многочисленные плохой сохранности Betula verrucosa Ehr.

По новым данным бурения средневерхнечетвертичные озерно-речные отложения широкое развитие имеют также в бассейне Большого Севана, где они представлены чередующейся толщей глин, песков и галечников мощностью около 110 м (ниже зеркала озера) и залегают на песчано-глинисто-пемзовых отложениях, содержащих миоплиоценовую остракодовую фауну. В основании современных наносных отложений и некоторых молодых лавовых потоков юго-восточных равнинных районов бассейна оз. Севан (Мазринская и Мартунинская равнины) залегает указанная озерная толща, которая включает три напорных водоносных горизонта.

Верхнечетвертичные озерно-речные отложения имеют ограниченное распространение и связаны в основном тоже с озерами запрудного типа.

К этим отложениям относятся песчано-глинисто-галечные отложения Налбандской котловины, покрытые мощным слоем современных наносов, и донные отложения оз. Севан.

В первом районе изверженный туфовый материал в створе сел. Сараарт создал плотину и запрудил синклинальную долину р. Памбак. В результате образовалось озеро длиною порядка 15 км и шириною 3 км. По данным буровых скважин, расположенных в районе ст. Спитак, мощность песчано-глинисто-галечных отложений, прослаиваемых туфами, более 100 м (считая от верха террасы + 30 м).

Время запруды определяется находками между двумя потоками туфов остатков Elephas primigenius Blum. у ст. Налбанд и Rhinoceros antiquitatus Blum. у ст. Арчут (подробнее см. ниже), датирующих верхнечетвертичное время. Неясен вопрос о возрасте нижних горизонтов толщи обломочных отложений, выполняющих древнее ущелье р. Памбак ниже современного русла. Не исключена вероятность того, что они относятся отчасти ко времени верхнеплиоценовой лавовой запруды в районе ст. Шагали—Туманян.

Скважина у ст. Спитак (отметка устья 1516 м) обнаружила следующую нисходящую последовательность рассматриваемых четвертичных отложений долины р. Памбак: почвенный слой — О, 5 м, песок со щебнем — 10 м, галечники—45 м, игнимбритовые туфы— 3 м, галечники— 13 м, слоистые желтовато-серые глины — 6 м, желтовато-зеленоватый глинистый песок—10 м, гравелистый песок—10 м. Скважина не дошла до коренных пород, каковыми здесь являются туфогены эоцена.

Значительно большую площадь занимают донные отложения оз. Севан, зеркало которого занимает площадь около 1400 км^2.

До лавовых излияний вулкана Молокани-сар (Богу-даг) в крайней северной части Гегамского нагорья бассейн оз. Севан являлся частью

бассейна р. Раздан, на что указывают, например, отчетливо выраженные галечные террасы, высотою до 185 м в ущелье р. Дзкнагет, впадающей в озеро недалеко от сел. Цовагюх, на северо-западном побережьи его. Небольшое озеро типа современного оз. Арпи-лич существовало на месте центральной части юго-восточной большей половины озера (так называемого Большого Севана), откуда и брала начало р. Раздан. На батиметрической карте озера, между мысом Норадуз и мысом Адатапа проходит соединяющий их подводный барьер, возможно тектонического (сбросового) происхождения, который отделяет Малый Севан (северо-западная часть озера) от Большого Севана. Барьер этот прорезан посередине порогом, существование которого ранее предполагалось С. Е. Манасаряном. Воды Большого Палеосевана поступали в р. Раздан через этот проток.

В начале верхнечетвертичного времени или в конце среднечетвертичного времени возник вулкан Молокани-сар, лавы которого заполнили ущелье р. Раздан до современной высоты 2020 м (верхняя отметка лавового плато между сел. Ахта и гор. Севан) и обусловили соответствующий подъем уровня воды в запрудной части. Судя по данным буровой скважины, заложенной в русле р. Раздан ниже сел. Ахта и показывающей общую мощность молодых лав около 100 м, глубина ущелья к моменту излияния лав была более 100 м, считая от отметки современного русла. Примерно такую же глубину имеет наиболее глубокая часть оз. Севан—Малый Севан, дно которого являлось в прошлом бассейном р. Дзкнагет—бывшего правого притока р. Раздан.

Существенную роль в заполнении озерной чаши водой играли, по всей вероятности, талые воды вюрмских ледников, покрывших верхнюю часть окружающей озеро рамы гор.

Донные осадки оз. Севан, подробно изученные С. Я. Лятти, представлены в основном известковистыми илами, переходящими фациально к песчаным отложениям и озерным травертинам прибрежной полосы. На пологих участках побережья, особенно в приустьевых частях рек, впадающих в озеро, широко развиты также мелкогалечные отложения, которые вместе с песками образуют довольно мощные валы, вытянутые параллельно берегу. Озерные травертины образуются исключительно в зоне волноприбоя. В спокойных бухтах они отсутствуют. Очевидно, в процессе прибоя углекислый газ удаляется из растворенного в воде двууглекислого кальция и карбонат кальция выпадает в этих условиях в осадок. В прибрежной полосе карбонат кальция цементирует песчано-галечный материал и образует вместе с ним белые конгломераты. Пласты последних падают вглубь озера под углами 10—15°.

По вычислениям С. Я. Лятти, донные осадки центральной части озера отлагались в течение 25000 лет, что, как известно, равно продолжительности всего верхнечетвертичного времени.

По вопросу происхождения котловины оз. Севан высказывались самые различные предположения, в том числе и предположения о тектоническом (рамповом) ее происхождении. Никаких признаков в пользу последнего предположения нам не удалось обнаружить, и точка зрения автора на этот счет совпадает с точкой зрения К. Н. Паффенгольца (1934) с той лишь разницей, что нами на месте современного Севана предполагается существование более древнего и крупного верхнеплиоценового озерного бассейна (Палеосеван), реликтом которого является бассейн современного Большого Севана. Это предположение аргументировано в одной из ранее опубликованных работ автора (1947) и было подтверждено бурением скважин в 1957 г., вскрывших в бассейне Б. Севана—в Масринской и Мартунинской равнинах озерные песчано-глинисто-галечные отложения мощностью около

110 м, залегающие на миоплиоценовой осадочно-вулканогенной толще (с остракодовой фауной) мощностью более 170 м.

Смешанные озерно-речные отложения верхнечетвертичного возраста имеют некоторое распространение также в Араратской долине. Они образовались в период блуждания Аракса по Араратской долине, когда образовывались небольшие мелкие водоемы, быстро заполнявшиеся песчано-глинистым материалом и превратившиеся в болота. Эти отложения тесно переплетаются с аллювиальными отложениями Аракса и его притоков.

К. Н. Паффенгольц сообщает (1948), что в районе сел. Арташат, в восточной части Араратской котловины, из таких песчано-глинистых отложений С. Т. Тигранян была собрана фауна пресноводных моллюсков в составе: Galba truncatula Müll., Planorbis L., Armiger crista inermis Lindh., Valvata piscinalis Müll., Pisidium cosertanum Poli, P. conventus. Cless., P. obtusale C. Pfeif., а также фауна наземных моллюсков. По мнению И. В. Даниловского, определившего эту фауну, названные пресноводные формы характеризуют мелкие сильно заросшие водоемы, а наземные формы (гидрофильные) — края этих водоемов. Из того же района у сел. Новрузлу, в мелкозернистых песках С. Т. Тигранян был обнаружен отпечаток листа Ena mantana Drap, которая, по И.В. Даниловскому, характеризует лиственные леса, произраставшие в области котловины.

К верхнечетвертичным же отложениям относятся пески, окружающие оз. Арпи-лич и мощные торфяники равнинных площадей за пределами озера.

Плоская чаша озера повторяет в основном рельеф покрова долеритовых базальтов, слагающих ложе озерных отложений. Не исключена, однако, и вероятность того, что некоторую роль в выработке чаши играла также ледниковая экзарация при последнем оледенении.

Б. ЛЕДНИКОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

В составе новейших образований Армении некоторое участие принимают также ледниковые отложения, которые представлены моренными и флювиогляциальными накоплениями, приуроченными обычно к высокогорным районам. Экзарационные формы выражены многочисленными цирками, карами, троговыми долинами, ригелями и др.

Как ранее указывалось, к отложениям наиболее древнего этапа оледенения относятся широко распространенные валунно-галечные накопления, приуроченные к террасе 180—220м. Это—мощные валунно-галечные толщи высоких террас Кохбской мульды, Советашенского плато в Приереванском районе, Агавнадзорского и Азизбековского плато в среднем течении р. Арпа, водораздела Варденисского хребта, плато Дуз-даг, Дашбаши и Чананаб на склонах Зангезурского и Айоцдзорского хребтов, валунно-галечные отложения террасы 180—220 м бассейнов р. р. Цав, Вохчи, Кашуни, Воротан, Агстев, оз. Севан и др. Характерно залегание этих толщ в ядрах синклинориев.

За пределами Армянской ССР указанные валунно-галечные отложения смыкаются с таковыми, слагающими обширную Карабахскую степь, где они, по данным азербайджанских геологов, переходят фациально в морские отложения апшеронского яруса. Фациально-стратиграфическим аналогом их считаются валунно-галечные отложения Кусарской наклонной равнины на востоке Б. Кавказа, где они также переходят фациально в морские апшеронские отложения.

Доказательства в пользу флювиогляциального-плювиального происхождения описываемых отложений приведены в нашей совместной с С. П. Баляном работе (1953). В ней, в частности, указывается на присутствие экзарационных форм рельефа в виде каров и сильно размытых цирков в толще туфобрекчий верхнего миоцена, слагающей водораздельный массив между р. р. Арпа, Воротан и Нахичевань-чай. Шлейф валунно-галечных отложений примыкает со многих сторон к этому массиву, достигающему высоты 3000 м.

Ледниковые отложения с соответствующими экзарационными формами рельефа в более типичном их проявлении описаны в связи со средне-верхнечетвертичными образованиями. Приурочены они к наиболее высокогорным районам массивов г. Арагац, Кечутских гор, Гегамского, Варденисского, Айоцдзорского и Капутджухского хребтов и др.

Ниже приводится краткое описание следов средне-верхнечетвертичного оледенения по отдельным районам.

Ашоцкие, Кечутские и Сомхетские горы. На меридионально вытянутых хребтах Ашоцких (Агбабинских) и Кечутских гор, сложенных главным образом миоплиоценовыми лавами и туфобрекчиями, установлено большое число (до 15) ледниковых цирков, расположенных рядами по обе стороны водоразделов. Длина цирков колеблется в пределах 2—4 км, ширина—от 1 до 3 км, глубина—от 150—200 до 500 м. Многие из них переходят в короткие троговые долины, в пределах которых расположены конечные и береговые коренные суглинисто-валунные накопления мощностью до нескольких десятков метров (данные Г. К. Габриеляна).

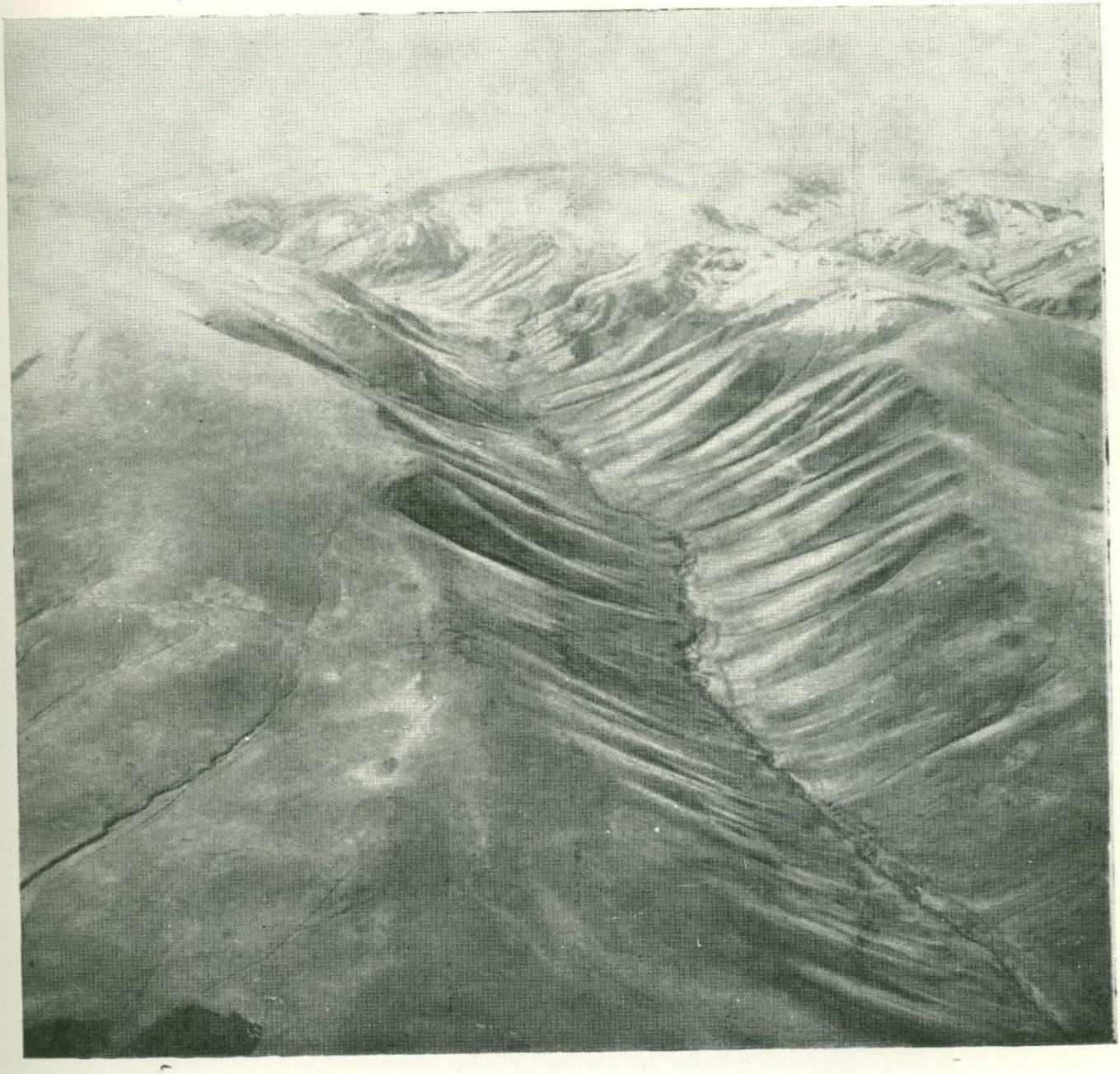
Наиболее мощные моренные отложения отмечены на склонах Кечутских гор в долинах рек, берущих начало у вершины г. Легли. Мощные флювиогляциальные шлейфы одевают склоны Кечутских гор в районе Карабулахской равнины, сложенной в основном из песчано-галечных наносов и частично суглинков.

На Сомхетском хребте следы оледенения в виде каров и кароидов отмечены на массиве г. Лалвар. Эти кары, разъедая вершинную часть горы, превратили ее в обрывистый остроконечный гребень, на юго-восточном склоне которого отмечаются два моренных языка с характерными формами стадиального отступления конечно-моренных гряд, переходящих в донно-моренные котловины. Конечные части донно-моренных языков достигают горизонталей 1650—1700 м.

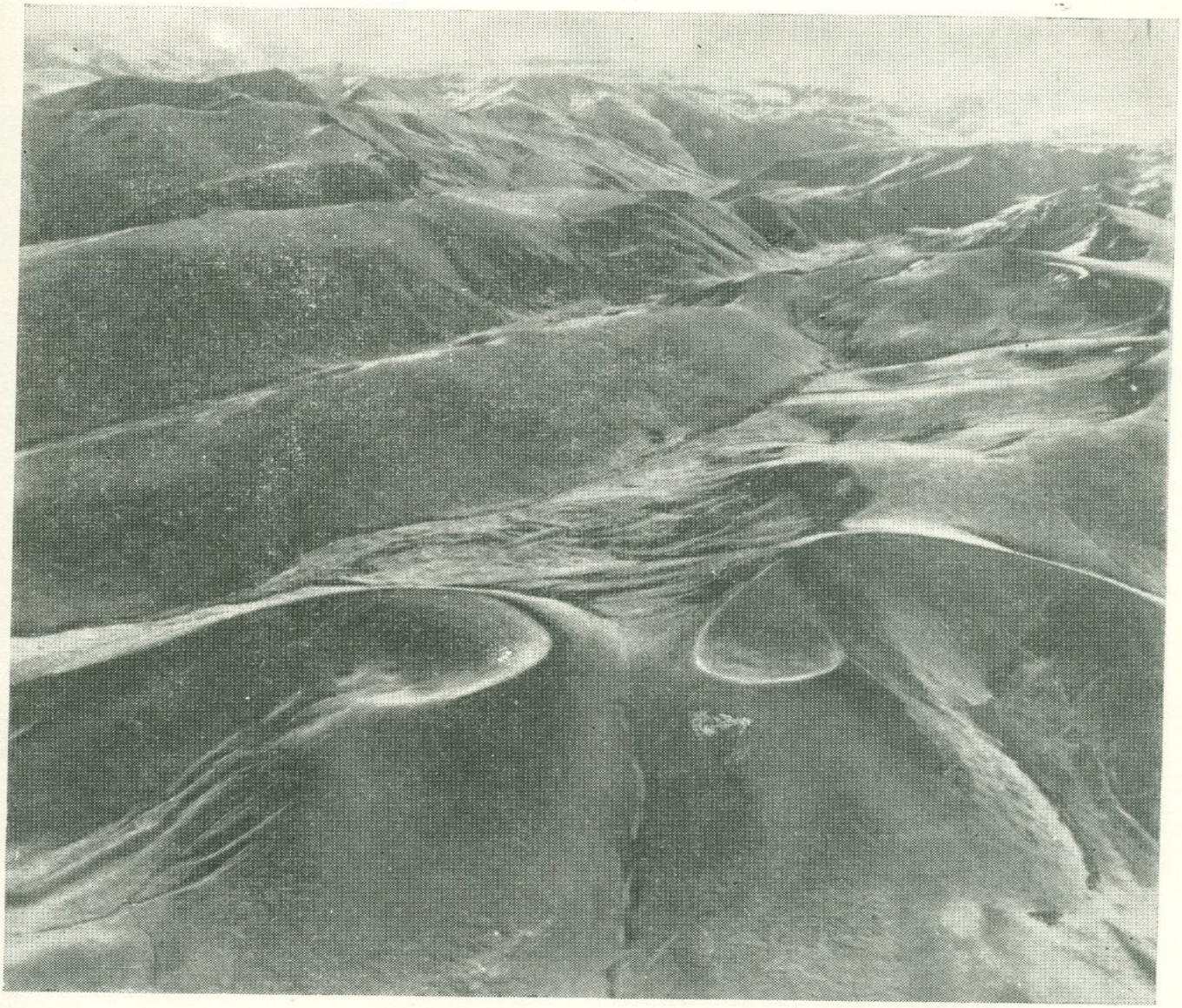
Массив г. Арагац. В вершинной части Арагаца насчитывается 9 цирков длиною 3, 5—4 км и шириною 1, 5—2 км, отделенных друг от друга узкими кряжами и седловинами. Площадь древнего оледенения, по данным Б. Л. Личкова, равнялась 186 км².

Указанные цирки вниз по склонам массива переходят в глубокие троговые долины — Манташ, Гехадзор, Дузкенд на северном склоне массива. Гехарот на восточном склоне, Архашен и Амберд на южном склоне, Члканы и Воскетас на юго-западном и западном склонах.

Троги и цирки эти сохранили на себе четыре ступени лестниц, каров и продольные уступы — плечи ригелей, указывающие на присутствие четырех стадий отступления ледников, бронировавших верхнюю цирковидную часть Арагаца. Вдали от области питания, на расстоянии 12—15 км, на южном склоне массива и в 8 км на северном склоне экзарационные формы переходят в мощные конечно-моренные отложения, которые выражены четырьмя всхолмленными валами мощностью порядка 80—100 м (данные буровой скважины в створе проектируемого водохранилища в троговой долине р. Манташ). С учетом последующей эрозии начальная мощность их может быть оценена в 120—130 м.



Ледниковая долина на Варденисском хребте.



Ледниковый рельеф на Варденисском хребте.

В предгорных районах за моренными отложениями следуют флювиогляциальные валунно-галечные отложения, которые образуют пологие веерообразные шлейфы и далее переходят на равнинах в зандровые песчано-глинистые и частично озерные отложения. Значительные накопления флювиогляциальных отложений отмечены в Ахулинской и Апаранской котловинах на северном склоне массива Арагаца, в районе между сел. Кучак, Арагац, Нигатун на восточном склоне, между сел. Аштарак и Воскеваз и сел. Агарак и Кош на южном склоне и на Сарнахбюрской равнине на западном склоне. По данным естественных обнажений и буровых скважин мощность их достигает 20—30 м. Крупнообломочный материал отложений состоит всецело из эффузивных пород Арагаца.

В районе сел. Кучак и Нигатун отмечено налегание на флювиогляциальные отложения трещинных излияний дацитов восточного склона Арагаца, а в районе сел. Агарак, Воскеваз и Аштарак—перекрытие их игнимбритовыми туфами.

Ледниковые отложения развиты в небольшой мере также в районе привершинного пояса Арагаца, где они представлены супесчано-суглинистыми и частью валунно-галечными накоплениями основных и конечных морен и достигают мощности 60 м.

По мнению К. Н. Паффенгольца, А. Л. Рейнгарда и С. П. Баляна (1939, 1939, 1949), эти отложения значительно древнее указанных выше ледниковых отложений.

Хребты бассейна оз. Севан. Следы оледенения в этой области отмечены на Гегамском нагорье, Варденисском хребте и хр. Муровдаг.

Гегамское нагорье сохранило следы оледенения в центральной и южной своих частях, причем основными участками питания ледников служили возвышающиеся на нагорных массивах г. г. Аждаак, Большой и Малый Спитаксар, Гндасар, Зоасар и ряд других конических вулканических аппаратов и экструзивных щитов. В их склоны ступенчато врезаны лестницы каров, от которых отходят глубокие долины в обе стороны хребта, служившие путями движения ледников (троги в верховьях р. р. Гаварагет, Гры-дзор, Башкенди-джур, Цахкашен). Ниже горизонтали 2700 м во многих местах указанных троговых долин (особенно широко в районе сел. Цахкашен) развиты мощные донные и конечные моренные накопления, которые ниже переходят в песчаные накопления зандрового типа (район сел. Гехаркуник, Батикян, Ацарат и гор. Баязет). Выше горизонтали 2700 м установлены сильно размытые шлейфы моренных отложений более древнего возраста, а также широкие, но более короткие троговые долины (в районах вершин Большой и Малый Спитаксар, Нал-тапа, Назел-тапа и др.).

На Варденисском хребте оледенением была охвачена вся его вершинная зона. В массивы г. г. Варденис, Соганлу, Дикпилакян, Тулуджа, Каракая и др. врезаны крутостенные лестницы каров и многочисленные нивационные углубления. От этих массивов в сторону оз. Севан продвигались довольно мощные долинные ледники, занимающие верхние и средние течения бассейнов р. р. Варденис, Каранлух, Астхадзор и др., причем трансфлюентные ледники, занимавшие значительную часть пригребневого плато в период стадиального отступления оставили на нем конечно-моренные гряды (урочище Азизнер, водораздельное плато между р. р. Варденис и Каранлух, пологие склоны плато, обращенные к долине р. Аргичи у Яныха и др.). Мощность моренных накоплений в троговых долинах достигает 60 м. На крутых склонах хребта, обращенных к долине р. Арпа, ледниковые отложения не сохранились.

Восточнее Варденисского хребта следы довольно крупного оледенения установлены на Алагелларской равнине и в верховьях р. р. Арпа и Воротан, где мощность моренных отложений достигает 50 м. Судя по сплошному развитию на Варденисском хребте чингилей, котловин выпахивания и мелких озер, можно предположить существование здесь более древнего покровного оледенения, языки которого спускались в сторону оз. Севан, вплоть до Басаргечарской равнины.

Следы оледенения на Муровдагском хребте отчетливо выражены на массивах г. г. Гямиш и Муровдаг, в верховьях бассейна р. р. Тертер и Шамхор-чай и оз. Гек-гель в виде экзарационных и ледниково-аккумулятивных форм Происхождение оз. Гек-гель связывается с этим оледенением. Б. А. Клопотовский предполагает двукратное оледенение Муровдагского хребта.

Айоцдзорский хребет. Следы средне-верхнечетвертичного оледенения фиксированы здесь экзарационными формами, приуроченными к наиболее высокогорной части хребта — к районам вершин Гоги (Кюки) и Кочиберд, а также г. Амулсар, откуда ледники спускались в долины р. р. Воротан, Арпа и Нахичевань-чай, оставляя в троговых долинах донные, боковые и конечные морены. Последние заметно большие скопления образуют в долинах речек Гоги, Зеркель и Джул. Здесь же, как уже указывалось, широко развиты флювиогляциальные валунно-галечные отложения гюнцского оледенения. Наиболее молодые моренные отложения перекрывают лавы и шлаки, центр извержения которых расположен на Воротанском (Кочбекском) перевале.

Карабахское нагорье. В этой области оледенение в четвертичное время испытали массив г. г. Ишханасар, Кызыл-богаз, Перегинчил, район оз. Ала-гель, Залха-гель и др.

В районе вершины с отметкой 3400 м С. П. Балян отмечает 4—5 конечно-моренных вала шириною до 100 м и протяженностью до 2—3 км, спускающиеся до горизонтали 2600 м, иногда до 2300 м (Сисианское лавовое плато). Пространства между конечно-моренными валами заняты флювиогляциальными отложениями временных запруд стадиального отступления ледников.

Из экзарационных форм рельефа широко развиты каровые лестницы, кароиды, цирки и троги. Последние особенно эффектно выражены на массиве г. Ишханасар. Одна из троговых долин Ишханасара прослеживается вплоть до гор. Горис, где переходит в корытообразную эрозионную долину. Видимая мощность моренных накоплений достигает здесь 50 м (в верховьях р. Горис, в окрестностях сел. Брун и др.).

Подавляющее большинство мелких озер нагорья приурочено к пространствам, расположенным между моренными выпуклостями рельефа, контролирующими одновременно выходы подморенного типа подземных вод (родники Гей-булах, Едди-булах, Союх-булах и др.). По данным С. П.Баляна, в ряде случаев молодые лавы Карабахского нагорья перекрывают моренные отложения.

Баргушатский и Капутджухский хребты. Следы четвертичного оледенения на этих хребтах выражены как экзарационными формами рельефа, так и флювиогляциальными отложениями. Наиболее крупным и хорошо изученным центром оледенения является массив г. Капутджух на одноименном хребте, откуда радиально расходился ряд языков долинных ледников. Как уже указывалось, наиболее древнее оледенение Капутджуха принадлежит к гюнцской эпохе. С ним связываются флювиогляциальные валунно-галечные отложения в верховьях р. р. Парага-чай, Шахбуз-чай, Нахичевань-чай, а также в бассейне р. Цав, где они сложены главным образом из продуктов размыва гранитоидных пород и покры-

вают террасы высотою 180—220 м. Областью сноса этого материала служил Зангезур (полоса Дастакерт-Каджаран-Мегри), поскольку в смежных областях отсутствуют крупные обнаженные массивы гранитоидных пород.

К средне-верхнечетвертичному времени относятся громадные каровые лестницы на северо-восточном склоне верхней части хр. Капутджух в верховьях р. Вохчи, переходящие вниз в троговую долину с обрывистыми ригелями, носящую на дне и на плечах трога боковые, донные и конечные моренные накопления. Последние прослеживаются по пути движения ледников на 10—15 км и достигают отметок 1600 м (бассейн р. Мегригет)—2000 м (Каджаран).

Необходимо указать, что высокие террасы в бассейнах рек, дренирующих Зангезурское нагорье, во многих местах перекрыты плювиального характера суглинками, достигающими мощности 20—25 м. Возможно, что они относятся к предпоследнему рисскому оледенению.

Не менее эффектно выражены следы оледенения в юго-восточной, относительно низкогорной части хребта. Типичной троговой долиной является верховье ущелья р. Мегригет, в которой широко развиты валунные нагромождения из гранитоидных пород, достигающие мощности 80 м, а а также многочисленные кары и мелкие озера ледникового происхождения. Отчетливые же следы оледенения констатированы на склонах г. г. Еркатасар и Джинал-даг, откуда простираются вниз в верховья р. Шахбуз-чай мощные моренные накопления.

В центральной части Зангезура, в полосе от г. Айрисар до г. Сарцали, в юго-восточном направлении широкое развитие имеют гляциальные — эрозионные формы рельефа, особенно четко выраженные на массивах г.г. Еркатасар, Джемал, Салвард, Араджи, где наряду с экзарационными формами имеются мощные моренные накопления, протягивающиеся от верховьев р. р. Тахтакерпи-чай и Дали-чай до сел. Аравус. В этом же районе отмечены мощные флювиогляциальные террасы в окрестностях сел. Тазагюх, троговые долины в районе г. Агдабан, конечно-моренные отложения в районе Сисианского перевала.

В пределах собственно Баргушатского хребта ледниковые формы констатируются на массивах г. г. Арамазд и Таари-ехуш, откуда по долине р. Татев протягиваются моренные отложения. Галечники высоких террас р. Татев (180 м и более) вероятно тоже имеют флювиогляциальное происхождение и относятся к первому оледенению. Достаточно вероятно также наличие оледенения на массиве г. Хуступ.

Стратиграфия ледниковых отложений Армении обоснована пока совершенно недостаточно и сами эти отложения тоже изучены весьма слабо. Основной материал по ним содержится в работах С. С. Кузнецова, Б. Л. Личкова, К. Н. Паффенгольца, А. Л. Рейнгарда, Л. А. Варданянца, Н. В. Думитрашко, С. П. Баляна, А. А. Габриеляна, Г. К. Габриеляна, С. Х. Геворкяна, М. В. Муратова, Б. А. Клопотовского, Е. А. Нефедьевой.

Мнения исследователей о количестве оледенений и стратиграфии ледниковых отложений расходятся. Одни исследователи (С. С. Кузнецов, Н. В. Думитрашко) считают, что Армянское нагорье в новейшее геологическое время испытало лишь одно оледенение, соответствующее во времени вюрмскому оледенению Альп, другие признают троекратное — четырехкратное оледенение с рядом фаз и субфаз. Что касается возрастного расчленения отложений, то опять-таки одни исследователи исходят из альпийской градации Пенка-Брюкнера, а другие—из схемы расчленения четвертичных отложений Черноморско-Каспийской области.

На основании всего изложенного выше материала по новейшим отложениям Армении мы можем утверждать, что, начиная с конца плиоцена

на территории Армении имели место четыре плювиальных периода, характеризовавшиеся более или менее холодным климатом и большим количеством осадков.

Первый из них (гюнц — гюнц-миндель) соответствует во времени периоду накопления покровных валунно-галечных отложений, слагающих почти повсеместно развитую террасу высотою 180—220 м и некоторые покровы суглинков. По возрасту он соответствует апшеронскому веку, что доказывается смыканием этих отложений с морскими апшеронскими отложениями северо-восточных и юго-восточных предгорий Малого Кавказа.

Второй период (миндель—миндель-рисс) соответствует времени накопления озерных толщ Араратской и Ленинаканской котловин, а также широко развитых галечных и суглинистых отложений, слагающих серию террас, высотою 100—150 м. Обилие диатомовой флоры и хладолюбивой моллюсковой фауны в этих озерных отложениях, многочисленные находки трогонтериевого мамонта в верхах толщи указывают на холодный климат, а обширное распространение валунно-галечных отложений — на обилие осадков.

Третий период (рисс—рисс-вюрм) соответствует времени накопления галечных и суглинистых отложений, слагающих террасы высотою от 25—30 до 70—80 м, а также флювиогляциальных и моренных отложений предпоследнего оледенения Арагаца и его эквивалентов в других районах Армении (подлавовые морены восточных склонов Арагаца, Карабахского нагорья, Гегамского и Варденисского хребтов и др.).

Четвертый период (вюрм—поствюрм) охватывает время накопления галечников нижних четырех террас (1—3 м, 10—15 м, 20—25 м, 40—45 м), а также флювиогляциальных и моренных отложений последнего оледенения Кечутских и Ашоцских гор, Арагаца, Гегамского и Варденисского хребтов, Карабахского нагорья, Айцдзорского и Капутджухского хребтов и др.

Возраст отложений первого периода может быть определен условно как гюнц—гюнц-миндельский.

Возраст отложений второго периода определяется точно как миндель—миндель-рисский на основании находок в верхах озерных отложений Elephas trogontherii и ашель-клектонских орудий на галечных террасах высотою 130 м.

Возраст отложений третьего периода определяется—как рисс—рисс-вюрмский на основании их стратиграфического положения.

Возраст отложений четвертого периода определяется как вюрмский-поствюрмский на основании находок в них остатков Elephas primigenius и Bos primigenius, а также находок в их основании остатков Homo sapiens fossilis. Совершенно бесспорно оледенение в вюрмское время, и более или менее хорошо обосновано также существование горно-долинного и частично покровного типа оледенения в рисское время. О миндельском оледенении ничего точно неизвестно, кроме того, что в это время климат был довольно холодным, а воздух влажным. Но вероятно, что все высокогорные районы страны были покрыты небольшими ледниками, как это имеет место в современную эпоху. Такое же утверждение с большим основанием может быть сделано в отношении гюнцского оледенения, причем к гюнцу или минделю могут быть отнесены отмеченные выше валунно-галечные поля флювиогляциального типа на высокогорных сооружениях.

Некоторые исследователи связывают оледенение на Малом Кавказе с орогеническими фазами четвертичного периода, в результате которых горное сооружение могло периодически подниматься выше снеговой линии и покрываться ледниками.

Такая концепция не находит подтверждения в фактическом материале. В частности, многочисленные геоморфологические и стратиграфические данные показывают, что за все четвертичное время сооружение Малого Кавказа испытало суммарное сводовое поднятие всего на 200 м, что, очевидно, совершенно недостаточно для регионального развития оледенения.

Высказывались также различные соображения о характере самого оледенения. В частности, были отдельные предположения о покровном характере ледников.

В настоящее время это предположение может быть отвергнуто, поскольку палеолитическая культура, обнаруженная на склонах Арагаца, на высотах 1500—2000 м, охватывает все стадии развития доисторической культуры (эолит?, шелль, ашель, клектон, мустье, ориньяк-солютре, азиль-тарденуаз). При сплошном покровном оледенении, разумеется, нельзя мыслить подобную эволюцию культуры на одном и том же участке.

В. ЛАВЫ

Среди образований четвертичного времени особое место занимают лавы, которые образуют обширные покровы и потоки в районе массива г. Арагац, на Гегамском, Варденисском и Карабахском нагорьях, на склонах Большого и Малого Арарата и частично в бассейнах р. р. Вохчи и Кашуни в Восточном Зангезуре, где они нивелируют на больших площадях древний рельеф, особенно речные долины, и скрывают под собой складчатые отложения и прорывающие их интрузивные породы, причем как правило, все лавовые потоки и покровы, залегающие в древних долинах, скрывают под собой мощные водотоки с прекрасными питьевыми качествами воды.

Наиболее полное и детальное описание четвертичных лав Армении дано К. Н. Паффенгольцем, который мастерски закартировал лавовые потоки, определил центры их излияний и выяснил в первом приближении возрастные взаимоотношения между отдельными потоками. Последующие работы пополнили и уточнили указанное исследование К. Н. Паффенгольца, причем значительные изменения были внесены в стратиграфическое обоснование вопросов, связанных с геологией всех четвертичных отложений.

Четвертичный вулканизм, в отличие от плиоценового, характеризуется многовыходностью (тип пюи или ареальный тип), что выражается кучевым или рядовым расположением множества лавово-шлаковых конусов-центров извержений и излияний (пюи или кызылы), более или менее равномерно разбросанных по всему вулканическому нагорью Армении.

Указанные вулканические центры представляют обычно хорошо сохранившиеся аппараты в виде усеченных конусов (пюи), состоящих из шлаков (часто сваренных), ляпилли, песков и бомб, прослаиваемых нередко ошлакованными прослоями лав. На многих конусах сохранились кратерные углубления в виде конических и эллипсоидальных депрессий. В ряде случаев конусы эти размыты до ствола постройки и можно видеть внутреннее строение аппарата. Это касается в особенности древнечетвертичных аппаратов.

Бомбы, как было отмечено А. Н. Заварицким (1944), чаще грушевидные, веретенообразные, скрученные, блинообразные, что указывает на стромболианский тип извержения подавляющего большинства четвертичных вулканов Армении. Бомбы с «хлебной коркой» встречаются на немногих вулканах и характеризуют извержения типа плинианских. Вообще же в характере излияний новейших вулканов Армении намечаются черты деятельности всех описанных в литературе типов вулканов — от гавай-

ских, характеризующихся спокойным излиянием жидкой основной лавы, до катмайских, характеризующихся катастрофическими выбросами раскаленных песчано-пепловых масс довольно кислого состава. Ф. Ю. Левинсон-Лессинг (1928), учитывая рядовое расположение большинства центров излияний, считал, что новейший вулканизм Армении может быть отнесен условно к трещинному типу.

Подавляющее большинство центров излияний расположено на крупных сводовых поднятиях страны, и лавы, стекая с гребней последних, спускаются в виде отдельных ливневых потоков далеко до подножий гор, где, сливаясь, образуют обширные лавовые покровы, причем ввиду неодновременности излияний в пределах отдельных фаз или наличия нескольких фаз излияний, разновозрастные потоки перекрывают друг друга и нередко молодые потоки вкладываются в древние потоки, в которых реки успели к этому времени выработать новые русла. Таких лавовых потоков насчитывается около 100. Наибольшая мощность потоков 150 м, наибольшая длина — 50 км.

Центры излияний являются обычно моногенными аппаратами и известно лишь несколько примеров, когда одни и те же центры действовали с более или менее продолжительными перерывами два-три раза (вулканы Голгат, Дали-тапа, Уши).

Лавовые покровы четвертичного времени не сопровождаются пирокластическим материалом. Постоянными их спутниками являются лишь шлаки и литомарге, которые чаще залегают в основании и в верхах потоков и реже в виде линз, прослоев и карманов внутри самих потоков.

На поверхности молодых потоков отчетливо наблюдается гофировка породы в направлении движения лавы, что, естественно, объясняется влиянием местных деформирующих сил, возникающих при движении лавы в ее приповерхностных остывающих вязко-пластических массах.

В высокогорных и предгорных районах лавовые потоки и покровы в целом ряде случаев превращены в хаотические нагромождения глыб (каменные моря), которые известны у местного населения под названием «чингил» и отличаются почти полным отсутствием почвенного слоя, растительного покрова и поверхностного водного стока. Подавляющее большинство исследователей — П. И. Лебедев, Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, К. Н. Паффенгольц, А. Н. Заварицкий, Н. В. Думитрашко, С. П. Балян и др. склонны связывать подробное перерождение лавовых потоков и покровов с морозным выветриванием. Автором настоящих строк было высказано предположение, что образование чингилов является в значительной мере следствием излияния лав на мощные снежные и, возможно, также ледниковые покровы. Разрушение лавового покрова с перерождением его в хаотические нагромождения каменных глыб происходило, вероятно, с одной стороны, вследствие взрыва под воздействием водяных паров, возникавших под лавовым покровом при таянии мощных скоплений снега (мощность последнего, естественно, бывает велика в высокогорных районах, в долинах и ущельях, которые одновременно являются путями движения лавы) и, с другой стороны, вследствие просадки покрова при таянии погребенных под ним скоплений снега и льда. На возможность образования хаотических нагромождений лавовых глыб вследствие газовых взрывов определенные указания дают, как известно, горнитосы, механизм образования которых уподобляется описанному выше механизму образования чингилов.

Другой характерной особенностью четвертичных лав Армении является столбчатая отдельность, приуроченная обычно к средним горизонтам тех потоков, которые залегают в древних узких ущельях. В заметке, составленной нами совместно с К. Г. Ширинянном (1956), возникновение

столбчатой отдельности поставлено в связь с большой мощностью лавового потока, обеспечивающей медленное его остывание и образование столбов, которое возможно в относительно однородной затвердевающей среде. Большие же мощности, естественно, приобретают лавовые потоки в узких глубоких ущельях. Замечательные примеры этому дают четвертичные лавы в ущельях р. р. Раздан, Гарни и Джермук.

Далее важное значение имеет установленная К. Н. Паффенгольцем и подтвержденная нашими более поздними наблюдениями закономерность, выявленная впервые В. П. Ренгартеном на Большом Кавказе, о связи во времени вулканической деятельности четвертичного времени с началом эрозионных циклов, что доказывается налеганием в ущельях рек лавовых потоков на очень близкие по возрасту террасы со слабо расчлененной поверхностью и отсутствием речных отложений, покрывающих лавовые потоки. Об этом же говорит присутствие внутриформационных лавовых покровов в нижнечетвертичной озерной толще, которая накопилась в мегасинклинальных депрессиях, возникших в период вздымания центрального вулканического нагорья Армении. На эти геологические соотношения указывал еще Г. Абих (1882), который связывал вулканическую деятельность центральной части современной Армении с прогибанием Араратской и Нахичеванской котловин и поднятием краевых гор.

Вопросы химизма четвертичных лав затрагивались многими исследователями. Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, К. Н. Паффенгольц, А. Н. Заварицкий (1928, 1941, 1945) отмечают принадлежность четвертичных лав Армении к андезито-базальтовому семейству в широком определении понятия. Как базальтовые, так и андезитовые лавы, которые описаны из Армении, по их мнению, по своему минералогическому составу скорее соответствуют андезито-базальтам, чем типичным базальтам и андезитам. Особняком стоит в этом отношении район массива г. Арагац, где наряду с андезито-базальтовыми лавами имеют значительное распространение типичные дацитовые лавы и пирокластические производные их—дацитового состава туфы — туфолавы.

Стратиграфия четвертичных лав Армении так же, как и других континентальных отложений этого возраста, разработана совершенно недостаточно, поскольку подстилающие и перекрывающие их отложения в большинстве случаев не охарактеризованы фауной, а одновозрастные террасы, к которым привязываются лавовые потоки и покровы, в бассейнах разных рек или в различных частях одних и тех же бассейнов имеют различные высотные отметки, не дающие возможности коррелировать как террасы, так и лавы. Хорошо разработана лишь схема последовательности излияний лав в определенных небольших районах.

Ценные данные для стратиграфии четвертичных и вообще молодых вулканических образований Малого Кавказа дают материалы по стратиграфии одновозрастных морских отложений Куринской депрессии, которые в ряде горизонтов содержат прослои и пачки вулканических пеплов и охарактеризованы руководящей фауной. Эти пеплы, по мнению всех исследователей, являются выбросами вулканов Армянского нагорья и были перенесены в Куринское море воздушным путем.

В новейшей сводке В. Е. Хаина и А. Н. Шарданова (1952) внутриформационные залежи вулканических пеплов в плиоплейстоценовых отложениях Куринской депрессии констатированы в фаунистически охарактеризованных морских отложениях нижнего апшерона (в полосе Карайз-Акстафа-Карягино), среднего апшерона (в Кобыстане), верхнего апшерона (на Коджашенском и Камыкаинском хребтах в западной части депрессии), баку (на хребтах Малый Харами и Мишовдаг в Алято-Сальянской области), гюргянского века (в районе ст. Пойли и г. Караджа у пос.

Мингечаур), хазара (на г. Караджа у пос. Мингечаур) и хвалына (г. Кюровдаг в Алято- Сальянской области). О присутствии вулканических пеплов в отложениях нижнего, среднего и верхнего акчагыла, сопоставляемых генетически с вулканическими комплексами горисской и ишханасарской толщ и их эквивалентами в других районах Армении, говорилось ранее.

Основываясь на указанных данных, а также на выводе о том, что новейшая вулканическая деятельность на Малом Кавказе отвечает во времени этапам прогибания и наступления моря в Куринской депрессии и что имеется определенная зависимость между террасами внутренних рек Малого Кавказа и Кура-Араксинской системы, представляется возможным расчленить лавы Малого Кавказа на ряд стратиграфических горизонтов.

Все закартированные лавовые потоки и покровы в порядке стратиграфической последовательности могут быть расчленены на три комплекса: нижнечетвертичный, среднечетвертичный и верхнечетвертичный.

1. **Нижнечетвертичные лавы** (миндельские и миндель-рисские — эоплейстоценовые).

Как уже указывалось, к промежутку времени от самых верхов плиоцена до нижнего плейстоцена включительно относятся озерные толщи Ленинаканской и Араратской котловин, имеющие мощность до 400 м и датированные в верхних своих слоях миндель-рисским Elephas trogontherii.

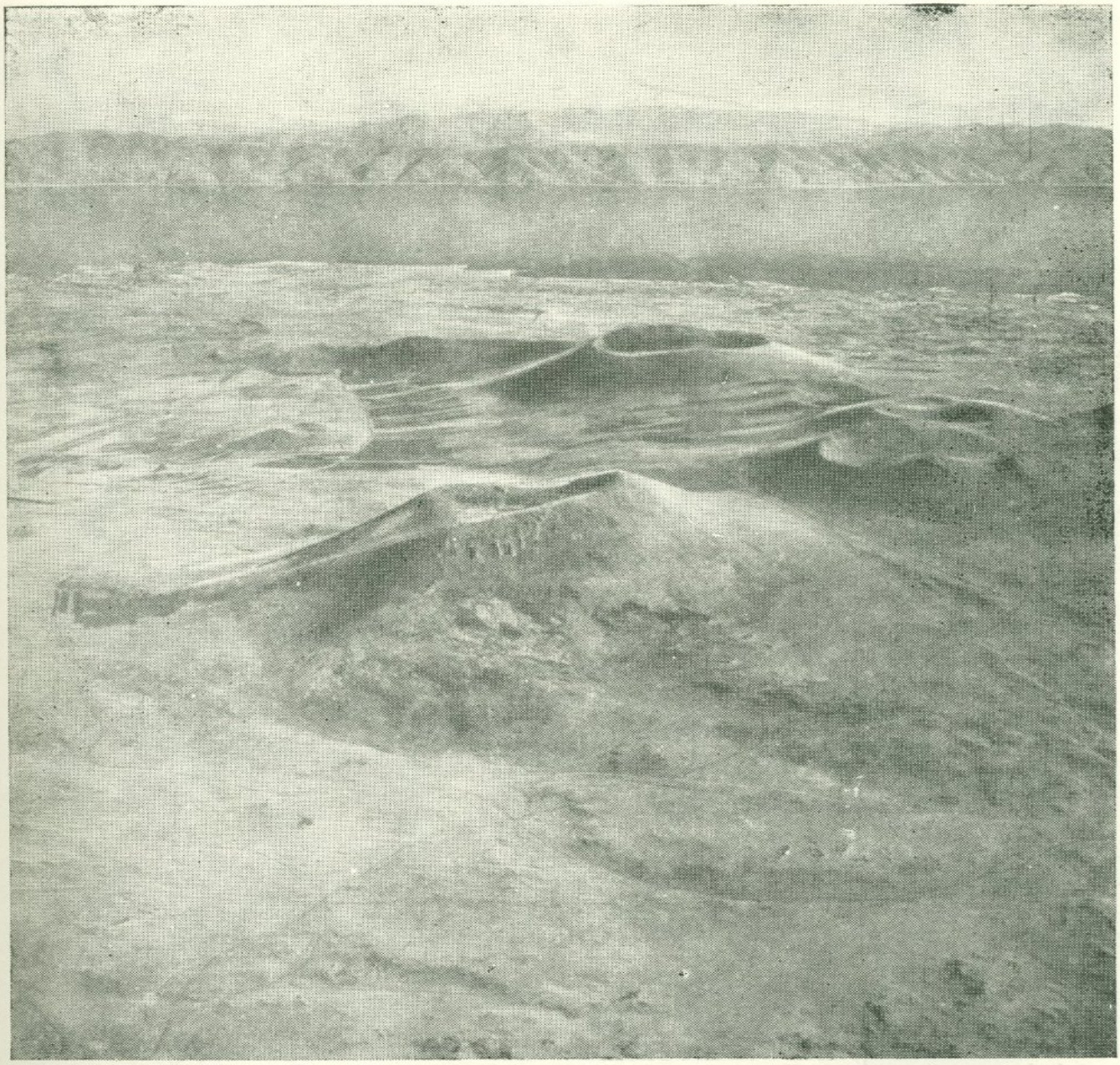
Как в Ленинаканской котловине, так и в Араратской котловине многочисленными буровыми скважинами доказано прослаивание озерных толщ лавовыми покровами и туфами, которые, естественно, относятся к тому же времени, что и сами озерные толщи.

В 1944—1945 гг. при инженерно-геологических изысканиях района, намечавшегося к строительству Ахурянского водохранилища, у сел. Кегач и Джрапи Агинского района был пробурен ряд скважин и проводилась детальная съемка чаши водохранилища.

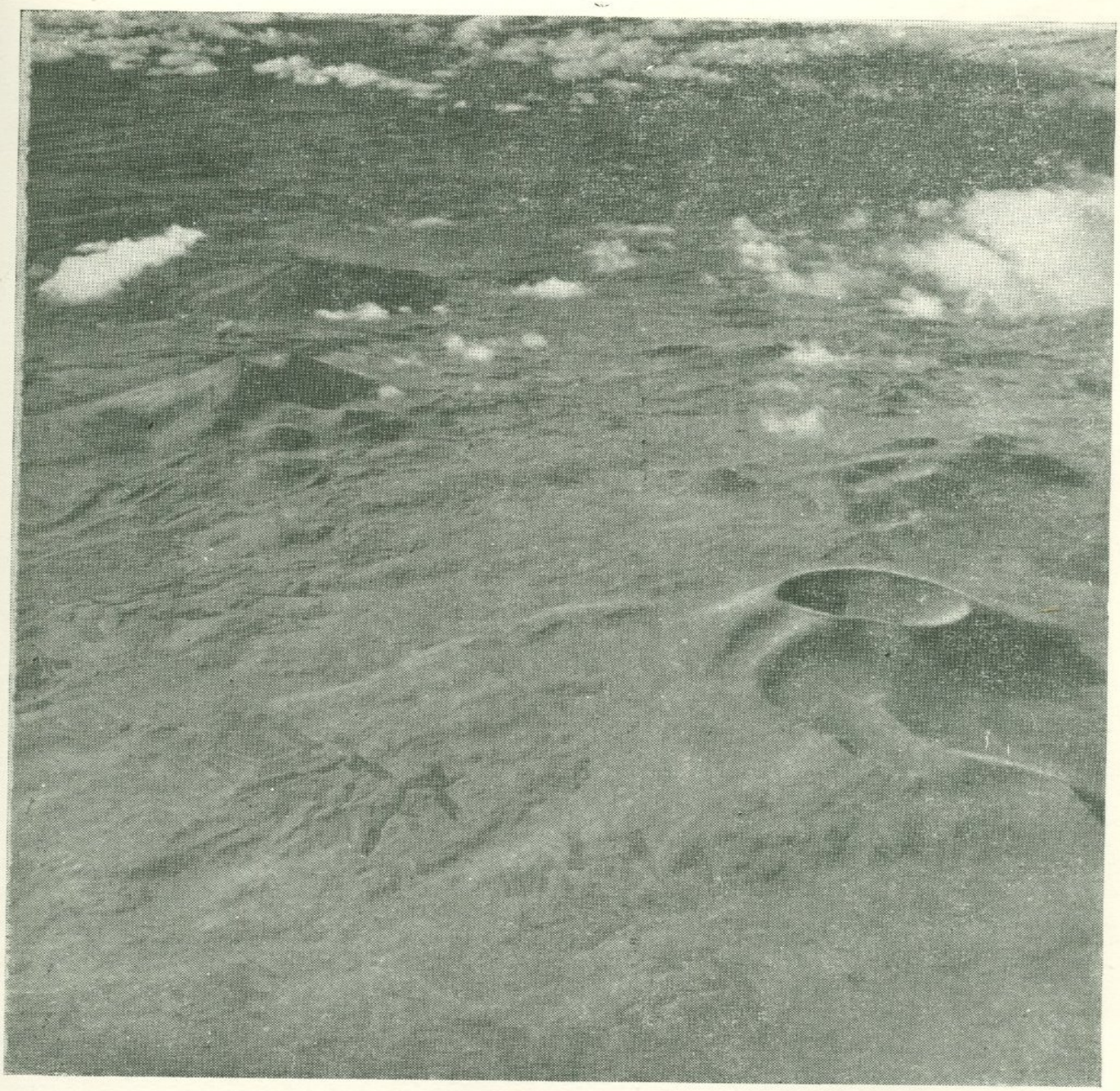
Работы эти показали, что в районе указанных сел в основании молодых отложений над толщей андезитовых лав и туфобрекчий верхнего миоцена залегают долеритовые базальты и андезито-базальты, которые по своему стратиграфическому положению увязываются с таковыми верхнего течения р. Ахурян, где они в южном направлении, к гор. Ленинакан уходят под озерную толщу и были вскрыты под последней буровой скважиной в сел. Айкаван на глубине 133 м. Южнее эти же лавы прослеживаются по ущелью нижнего течения р. Ахурян до района ст. Алагяз, где со столбчатыми обнаженными глинами в основании перекрывают интенсивно дислоцированные отложения верхнего миоцена. Выше, в районе сел. Верин Джрапи, Айкадзор над долеритовыми базальтами залегают озерные отложения мощностью до 38 м, сложенные микроконгломератами, песками, глинами, пемзовыми песчаниками и частично галечниками (скв. скв. №№ 5 и 6 в створе сел. Верин Джрапи). Над этими озерными отложениями лежит покров андезито-базальтовых лав мощностью от 15 до 26 м, которые, в свою очередь, перекрываются озерными же отложениями, мощность которых колеблется в зависимости от глубины последующий эрозии в пределах от 50 до 300 м.

У сел. Неркин Джрапи и Барцрадир в озерной толще А. Н. Назаряном отмечены также прослои туфов.

Над озерной толщей располагается далее поток андезито-дацитовых лав и покров игнимбритовых туфов, слагающий значительные площади в Ленинаканской котловине, причем верхний покров туфов оказывается моложе потока андезито-дацитов.



Центры извержения верхнечетвертичных лав северо-восточных отрогов Гегамского хребта у сел. Лчашен. Вдали оз. Севан и Севанский хребет, сложенный вулканогенными отложениями эоцена.



Новейшие лавовые потоки и центры излияний на Гегамском нагорье

В естественных обнажениях отчетливое переслаивание лав и озерных отложений наблюдается по ущелью р. Ахурян, в районе от сел. Агин до Ани. Плато на этом пространстве, ограниченное ущельем р. Ахурян и железной дорогой, является основным полем развития лав, которые прослаивают в районе сел. Агин озерную толщу Ленинаканской котловины. На этом плато расположено большое число центров излияний и извержений в виде размытых шлаковых конусов.

В районе Ленинаканской котловины стратиграфическим эквивалентом озерной толщи нами рассматривается верхний покровный лавовый комплекс вулкана Голгат и одновозрастных с ним двух небольших вулканов, расположенных к западу и северо-западу от него, на расстоянии соответственно 5 км (Малый Голгат) и 9 км (Караул-тапа).

Как уже указывалось, вулканическая деятельность на Голгате началась еще в акчагыльское время, одновременно с Арагацом, Араи-лером, Б. Араратом, вулканами оз. Арпи-лич и др. и возобновилась далее в нижнечетвертичное время. К плиоценовой фазе его деятельности относятся мощные слоистые пемзово-пепловые накопления в центральной части вулканического сооружения и, вероятно, некоторые лавовые потоки, слагающие самые низы комплекса Голгата и принадлежащие к андезито-базальтам с характерными для плиоценовых лав долеритовой и микродолеритовой структурами.

К четвертичному времени относятся верхние покровные комплексы Голгата, занимающие площадь размерами 10 км в близмеридиональном и 25 км в близширотном направлениях.

С вершины вулкана, абсолютной высотой около 2500 м, лавы распространяются во все стороны, прилегая на севере к палеозойским и туронконьякским отложениям Памбакского хребта, на северо-западе к роговообманковым андезитам, туфобрекчиям, туфоконгломератам и туфопесчаникам мэотиса-понта массива г. Арснакар (гялин-кая), а на юге к лавовому комплексу массива г. Арагац. В западном направлении лавы распространяются до центральной части Ленинаканской котловины и прикрываются здесь новейшими аллювиально-пролювиальными наносами и частично туфами.

Южнее гор. Ленинакан, у сел. Бениамин в 1954 г. Армянским геологическим управлением была пробурена скважина глубиною 121 м, которая, по данным О. С. Саркисяна, вскрыла последовательно аллювиальные наносы — 8 м, андезито-базальтовые лавы — 49 м, рыхлые песчаники и зеленоватые слоистые глины с пропластками галечников — 33 м, андезито-базальтовые лавы — 31 м и была остановлена в базальтах. Здесь же у селения, на фоне равнины возвышается небольшой холм, сложенный андезито-базальтами, к которым с запада прилегают озерные глины и пески.

Следующая скважина, пробуренная в сел. Айгабац (Илхиаби), недалеко от сел. Бениамин, прошла по базальтам около 80 м, вошла далее в игнимбритовые туфы и была приостановлена на глубине 85 м. Скважины, расположенные в окрестностях гор. Ленинакан, как уже указывалось, до глубины 325 м прошли в озерной толще, не встретив лав. Следующая скважина была пробурена в лавах Голгата у сел. Ахула, которая прошла по ним около 100 м и не вышла из них.

Таким образом, сопоставление разрезов ленинаканских скважин с таковыми в сел. Бениамин, Айгабац, Ахула доказывает вклинивание западных потоков лав Голгата в озерную толщу Ленинаканской котловины и налегание верхних потоков на эту толщу, что хорошо согласуется с подобными же соотношениями, установленными для лав и озерных отложений в Агинском районе.

Вулканическое сооружение Голгата и продукты его деятельности обстоятельно были изучены А. Н. Заварицким (1944). Им приводится детальное описание пирокластических пород центральной части сооружения (ляпилли, песков и пеплов), шлаков, вулканических бомб и лав.

Среди бомб А. Н. Заварицкий выделяет два типа:

а) бомбы базальтового типа, свойственные извержениям стромболианского типа — грушевидные, веретенообразные, скрученные и др., указывающие на тестообразное состояние извергаемой магмы и

б) бомбы андезитового типа, свойственные извержениям везувианского типа — угловатые с растрескавшейся коркой и пористой внутренней структурой.

Среди лав указанный автор выделяет базальтовые и андезито-базальтовые разности, одной из наиболее характерных текстурных особенностей которых является пузыристость с преобладанием пузырей неправильных очертаний над сферическими пузырями, что должно указывать на значительную вязкость лавы.

Главной составляющей лав является лабрадор, представленный почти исключительно микролитами, сочетающимися с зернами моноклинного и отчасти ромбического пироксена (гиперстена) и магнетита; из второстепенных минералов указываются оливин и апатит, из случайных— кварц и роговая обманка (?). Стекло, встречающееся в небольшом количестве, соответствует стеклу андезитового состава. Основной тип структуры микролитовый.

В озерной толще Араратской котловины внутриформационный покров базальтов встречен в буровых скважинах на интервалах глубин 44—153 м у сел. Геташен (скв. № 8) над игнимбритовыми туфами, 91—193 м у сел. Джанфида (свк. № 21), 171—249 м у сел. Пшатаван над валунно-галечными отложениями, подстилаемыми туфами (скв. № 25), 184—202 м у сел. Аразап (скв. №№ 35 и 36), 144—183 м у сел. Аракс(скв. № 68), 72 — 136 м в районе гор. Октемберян (два покрова, разделенные горизонтом песков — скв. № 12), 16—219 м на территории совхоза № 2 в Октемберянском районе (скв. № 29), 110—255м у сел. Мргашат (скв. № 16) в Октемберянском районе, 76 — 219 м на территории Звартноцского совхоза в Эчмиадзинском районе (скв. № 86), 17—107 м у сел. Аревшат Эчмиадзинского района, 16—252 м у сел. Аршалуйс (скв. № 50), 18—89 м у сел. Агавнатун (скв. № 516), 37—47 м у сел. Верхн. Зейва (скв. № 53 — остановлена в базальтах на глубине 47 м).

Кроме того, в 1954 г. у оз. Айгерлич были пробурены три скважины, которые прошли по базальтовым лавам (скв. № 43, на западном берегу озера до глубины 94 м, скв. № 38 в 0, 75 км к северо-востоку до глубины 111м и вскрывшая два покрова лав, разделенные на интервале 70—81 м игнимбритовым туфом, скв. № 39 в 0, 75 км к северо-западу от озера до глубины 37 м). Лавы этих скважин в разрезах увязываются полностью с лавами внутриформационного потока озерной толщи, имеющей максимальную мощность 400 м и подстилающуюся плиоценовыми лавами Арагаца и Арарата. Центры излияний лав района оз. Айгерлич находятся, по-видимому, в числе многочисленных конусов, расположенных в 6—10 км к северу от озера (группа кызылов). Аналогом потока айгерличских лав является также поток на участке между сел. Агарак и Агавнатун, вскрытый, как уже указывалось, также в буровой скважине у сел. Агавнатун на глубине от 18 до 89 м. К. Н. Паффенгольц считал, что айгерличские лавы лежат на верхнечетвертичной аллювиальной террасе р. Аракс и отнес их к поствюрмскому времени.

Следующий лавовый комплекс, для которого прочно обосновывается нижнечетвертичный возраст, это акункский лавовый комплекс, в ниж-

ней конечной части которого расположено сел. Акунк (Башгюх) с его знаменитыми родниками, известными под названием «Кырх-булах» («сорок родников»). Расположен он в крайней северо-восточной час и Канакерского плато, на северо-западном склоне Гегамского хребта, увенчанного многочисленными шлаковыми конусами — центрами лавовых излияний.

Судя по наклону лавовых потоков, центром излияний последних явился один из указанных конусов, но определить точное местоположение центра извержения не представляется возможным ввиду перекрытия верхнего течения потока более молодыми лавовыми потоками.

Внутреннее строение комплекса хорошо изучено буровыми работами, проведенными для коптажа вод, связанных с этим комплексом. Одна из скважин глубиною 137 м, пробуренная в западной конечной части лавового поля у сел. Акунк, обнаружила многократное чередование потоков базальтовых, андезито-базальтовых и андезитовых лав с песками, глинами, валунно-галечными отложениями и вулканическими шлаками. Разрез скважины, по данным А. А. Тер-Мартиросяна, сверху вниз следующий: наносы — 38 м, андезито-базальтовые шлаки — 87 м, андезито-базальты — 1, 0 м, водоупорные глины — 1, 0 м, андезито-базальтовые шлаки — 16, 8 м, пески с галькой — 1, 9 м, андезито-базальты, сменяющиеся книзу андезитами — 29, 9 м, андезито-базальтовые шлаки — 2,8 м, песок с галькой и шлаком—13, 9 м, глина с галькой — 27, 9 м, песок и галька — 3, 8 м, глина — 19, 5 м, андезитовые шлаки — 3, 1 м, андезиты—более 6 м (скважина была приостановлена в андезитах). Таким образом, в разрезе наблюдаются четыре шлаково-лавовых горизонта, разделенных глинисто-галечными отложениями.

Юго-западнее сел. Акунк, в окрестностях сел. Аван,к югу—юго-западу от него, в окрестностях сел. Дзорахпюр, а также западнее, в окрестностях сел. Элар, на относительно ровном покрове долеритовых базальтов верхнего плиоцена, на простирании акункского лавового комплекса, который тоже залегает на долеритовых базальтах, расположены описанные выше нижнечетвертичные озерные отложения, сложенные диагонально слоистыми темно-серыми и желтовато-серыми песками (частью полевошпатово-пемзовыми), глинами (частично диатомовыми) и галечным материалом (в основании свиты). Эти отложения в буровых скважинах были вскрыты также у Ереванского ботанического сада, где они имеют мощность около 70 м, залегают на долеритовых базальтах и перекрываются верхнечетвертичными туфами и наносами.

Все указанные терригенные осадки и вулканические полевошпатово-пемзовые выбросы являются отложениями единого озерного бассейна, а потоки акункских лав и шлаки прослаивают эту озерную толщу в краевой части бассейна, куда лавы затекали с прилегающих склонов Гегамского хребта.

В окрестностях сел. Аван, в нескольких пунктах, в песках озерной толщи были встречены остатки Elephas trogontherii Pohl., чем определяется нижнечетвертичный (ранний миндель-рисс) возраст озерной толщи и фациально смыкающегося с ней акункского лавового комплекса.

По данным К. Н. Паффенгольца, по возрасту с акункскими лавами сопоставляются также андезито-базальтовые лавы крупного потока, слагающего левобережье р. Воротан между сел. Борисовка и Ангехакот и занимающего площадь порядка 70 км². Вдоль северо-восточного края лавового поля расположены три шлаковых конуса, которые, по всей вероятности, и являются центрами излияний лав. Лавы по этому краю контактируют с более древними лавами верхов ишханасарского комплекса.

В долинной части р. Воротан лавовый покров залегает на различных горизонтах верхнеплиоценовой (акчагыльской) толщи диатомовых глин и песков и имеет среднюю мощность 30—40 м. На северо-западе и юго-востоке к этому потоку прислонены более молодые среднечетвертичные потоки андезито-базальтовых лав.

Отмеченные выше лавовые потоки и покровы, отвечающие во времени толще озерных отложений Араратской и Ленинаканской котловин, датированных в своих верхних слоях фауной раннего миндель-рисса, отмечают первую вспышку вулканической деятельности четвертичного периода в Армении. Более мощный пароксизм отмечен в период, соответствующий, по-видимому, времени формирования верхних горизонтов озерных отложений. Продуктами этой фазы вулканического пароксизма являются обширные андезито-базальтовые и андезитовые покровы и потоки Варденисского хребта, юго-восточной половины Гегамского хребта и небольшие потоки на Карабахском нагорьи.

На картах К. Н. Паффенгольца эти лавы выделены под названием лав типа «В», относимых им к гюнц-миндельскому межледниковью.

На Варденисском и Гегамском нагорьях указанные лавы покрывают панцырем высшие денудационные поверхности эоценовых и верхнемиоценовых вулканогенных отложений и, спускаясь с водораздельных гребней нагорья, достигают ущелий средних течений левых притоков р. р. Арпа, Гарни, верховьев р. р. Гедар и Джрвеж до берегов оз. Севан.

Центры извержений лав в виде шлаковых конусов расположены обычно на водораздельных гребнях нагорья.

К описываемым лавовым потокам относятся: потоки светло-серых андезитовых лав района курорта Джермук, занимающие междуречье верхних течений р. р. Джермук и Элегис к юго-западу от оз. Большой Ала-гель с крупными центрами излияний Мурадсар и Качал-тапа; останцы покровов на широте Айоцдзорского перевала в районе между меридианами сел. Кара-кая на востоке и сел. Джерманис на западе; покровы, расположенные к юго-западу, юго-востоку, востоку и северо-востоку от массива г. Большой Спитаксар, достигающие на юго-западе верхов высоких обрывов ущелья р. Гарни у Гехардского пещерного монастыря и сел. Гиланлар; фронтальная часть того же потока в полосе сел. Кянкян, Зовашен, Севаберд, Зар, Раздан, Гямрез, Арамус и небольшой язык лав, расположенный в долине между сел. Барцрадир и Кюллуджа; потоки на междуречьях р. р. Золакар и Варденис, Алучалу и Мазра, бассейна р. Аргичи, перекрывающиеся местами более молодыми средне-и верхнечетвертичными лавовыми потоками (Армаганский, Алучазинский, Загалинский и Акункский потоки в юго-восточной части бассейна оз. Севан).

Для определения стратиграфического положения этих лав важные сведения дает скважина, пробуренная в окрестностях сел. Гямрез. В разрезе скважины последовательно вскрываются: наносы — 3 м, серые пористые базальты — 50 м, валунно-галечные отложения с прослоями и пачками песков — 62 м, белесоватые диатомиты — 1 м, серые долеритовые базальты — 30 м, туфобрекчии — 63 м. Туфобрекчии относятся здесь к верхнему миоцену, долеритовые базальты—к верхнему плиоцену, а диатомиты, пески и валунно-галечные отложения, подстилающие верхние базальты—к нижнечетвертичному времени.

На Карабахском нагорьи к рассматриваемой группе относятся андезитовые лавы, берущие начало из шлаковых конусов, расположенных в 4—5 км к юго-востоку от вершины Кармир-ахбюр (Кызыл-булаг, 3584 м) и спускающиеся до левобережья р. Воротан (участок между сел. Агуди и Вагуди), где эти лавы перекрываются более молодыми средне-

верхнечетвертичными лавами и залегают на различных горизонтах сисианской диатомовой толщи и плиоценовых лав Ераблурского плато.

К нижнечетвертичному времени относятся далее некоторые из лавовых потоков, выделенных К. Н. Паффенгольцем в бассейне р. Арпа под названием Кодухванкского или Джанинского типа (лавы типа С).

В бассейне р. Арпа, по данным К. Н. Паффенгольца, этот тип лав в виде небольших останцев залегает несколько выше сел. Гетик-ванк на галечной террасе высотою 140—150 м над уровнем реки и представлен пироксеновым андезитом. На этой же террасе расположен центр излияний лав, что, как отметил К. Н. Паффенгольц, исключает возможность синхронизации их с описанными выше лавами, слагающими плато между верховьями р. р. Элегис и Джермук и располагающимися на денудационных поверхностях, имеющих высоту над тальвегами рек 200 м и более.

С данным типом лав указанный автор сопоставляет лавовый поток, на котором расположены сел. Н. и В. Алучалу на противоположном севанском склоне Варденисского хребта, где они залегают в краевых своих частях на описанных выше древних лавах Джермукского типа.

II. **Среднечетвертичные лавы** (рисс—рисс-вюрмские или мезоплейстоценовые). Лавы этого возраста распространены на юго-западных и юго-восточных склонах массива г. Арагац, в западной части Араратской котловины, в бассейнах р. р. Раздан, Арпа, Воротан, Вохчи. Во всех этих районах они располагаются стратиграфически выше описанных нижнечетвертичных лав и озерных отложений и в ряде мест перекрываются более молодыми верхнечетвертичными лавами и наносными образованиями.

Среднечетвертичный возраст лав с достаточной достоверностью устанавливается в ущелье р. Раздан. Здесь у шлакового конуса Ковасар (Инак-даг, 2402 м) размерами 1000 × 1500 м при относительной высоте 800 м берет начало поток андезито-базальтовых лав, который между сел. Ахта и Фонтан спускается в ущелье р. Раздан и далее по ущелью с незначительными эрозионными перерывами продолжается до центральной части гор. Ереван (выклинивается у Ереванского кожевенного завода, недалеко от устья р. Гедар). Длина потока около 40 км, мощность в верхнем течении до 100 м.

В районе гор. Ереван лавовый поток на протяжении нескольких километров кроет мощную галечную террасу относительной высотой 22—25 м. Эти галечники, в свою очередь, в виде обширного покрова налегают на различные горизонты косослоистых песков, глин и дрейсенсиевых ракушечников района Кармир-блур-Енгиджа, где в них обнаружены Elephas trogontherii Pohl. и Bos trochoceros Myr., датирующих середину нижнечетвертичного времени (ранний миндель-рисс). В разрезе левого борта ущелья р. Раздан, у зданий винных заводов треста «Арарат», между галечниками и лавами при ведении взрывных работ был вскрыт пласт игнимбритового туфа красного цвета.

В районе курорта Арзни, на плато, на котором расположено сел. Арзни, С. А. Сардаряном (1950) были обнаружены многочисленные обсидиановые орудия раннего мадлена (верхний палеолит), датирующие начало вюрма.

Таким образом, нижней возрастной границей лавового потока у центра Ковасар являются террасовые пески и галечники (с Unio mingrelicus Drouet), перекрывающие миндель-рисские отложения, а верхней границей — ранневюрмские образования.

Судя по разрезам окрестностей курорта Арзни, лавовый поток заполнил древнее ущелье р. Раздан на глубину более 80 м. Река повторно (после пропила в долеритах) пропилила новый поток лавы и новое ущелье было

залито верхнечетвертичными лавами, которые в виде лентообразного потока прослеживаются от вершины г. Гутан-сар до гор. Ереван и далее до сел. Аргаванд, залегая на террасе 12—13 м. Эти лавы вложены в лавы, кроющие террасу 22—25 м. От низовьев р. Раздан вверх к оз. Севан высотные отметки подошвы лавового потока закономерно уменьшаются. В юго-западной части гор. Ереван высота подошвы потока составляет 22—25 м, у курорта Арзни—Ом, западнее сел. Кахси и Ахта, у головного сооружения деривационного канала ГюмушГЭС—30 м ниже уреза реки (данные буровых скважин).

В бассейне р. Раздан к указанной возрастной группе относятся также андезито-базальтовые лавы и шлаки вулканов Молокани-сар (Бор-даг — 2397 м), расположенных в 4—5 км к юго-западу от сел. Севан, недалеко от берега озера, а также лавы вулкана Кармир-зоасар (3319 м) в центральной части Гегамского нагорья. Лавы первых вулканов, многократно чередующиеся шлаками, веерообразно распространяются от центров излияний на север, перекрывая вулканогенные отложения эоцена и частично древние аллювиальные отложения. В свою очередь вулканы, давшие эти лавы, обтекаются более молодыми лавами, идущими с востока. Эти же молодые лавы обтекают вулканический конус Ковасара с северо-востока и юга.

К началу излияния лав вулканов Молокани-сар и Ковасар котловина оз. Севан являлась бассейном верхнего течения р. Раздан, на что указывают высокие галечные террасы северо-восточного побережья озера и в частности бассейна р. Дзкнагет, где они достигают высоты до 120 м. Лавы Молокани-сара запрудили р. Раздан и положили начало формированию оз. Севан, при этом глубина Малого Севана в 100 м указывает на соответствующую мощность лав в створе запруды, что в свою очередь соответствует мощности лав Ковасара в ущельи р. Раздан между сел. Кахси и Ахта.

Лавы Кармир-зоасара образуют поток длиною 4 км и шириною 2,5 км и, достигая окрестностей сел. Севаберд, налегают на нижнечетвертичные лавы района родников Кырх-булах, обтекаясь с севера и юга андезито-базальтовыми лавами верхнечетвертичного возраста.

В западной части Араратской котловины с рассматриваемыми лавами коррелируются лавы оливиновых андезито-базальтов, которые образуют обширный поток, берущий начало несколько юго-западнее крупного шлакового конуса, который расположен между ст. Мастара и сел. Нижний Талин. Поток этот к югу от ст. Мастара протягивается до ущелья р. Аракс, переходит на правый ее берег и далее узкой лентой прослеживается в юго-восточном направлении, в район гор. Игдырь. В ущелье р. Аракс, между Каракала и Шаварут лавовый поток залегает на молассах миоцена и хорошо выдержанной галечной террасе высотою 22—25 м. На плато между ущельем р. Аракс и железной дорогой, среди лавового поля возвышается ряд шлаковых конусов. Генетическая связь с последними определенных лавовых потоков остается невыясненной. Возможно, они являются центрами извержений игнимбритовых туфов, залегающих на лавах. В пределах плато западным своим краем лавовый поток прислонен к смоляным дацитам плиоцена, идущим со стороны Карского плато, а на юго-востоке к галечникам террасы 70—75 м*.

На юго-западных склонах массива г. Арагац к среднечетвертичным лавам относятся лавы Мастара - Талинского покрова андезито-базаль-

---

* Указанные разновозрастные потоки дацитовых и андезитовых лав, залегающих на молассовой толще верхнего миоцена, К. Н. Паффенгольцем объединены в единый покров и отнесены к олигоцену.

тов, вытянутого в юго-западном направлении и прикрытого в южной своей части игнимбритовыми туфами, а также поток, расположенный между меридианом ст. Ани-пемза и липарит-обсидиановым экструзивным массивом г. Артени, который обтекается с северо-запада, и далее аштаракский поток. Залегают эти потоки на плиоценовых и нижнечетвертичных лавах. Местоположение центров излияний недостаточно ясно.

Второй поток, так же, как и первый, на большой площади прикрыт туфами и пемзами. Из окрестностей ст. Ани-пемза, где эти лавы подстилаются нижнечетвертичными лавами, в наносном слое, покрывающем пемзы, был обнаружен обсидиановый пирамидальный нуклеус, датирующий верхний палеолит (поздний мадлен), то есть поздний вюрм (С. А. Сардарян, 1950).

Третий поток, наиболее крупный, известный под названием аштаракского потока, берет начало у размытого шлакового конуса (отметка вершины 2432 м), расположенного в 3 км к северо-востоку от г. Амберд, недалеко от сел. Варденут. Поток этот спускается в юго-восточном направлении к сел. Арташаван, поворачивает на юг и далее на юго-запад через сел. Уши, Карби и Аштарак, на нем расположенных, протягивается до сел. Воскеваз, где перекрывается флювиогляциальными валунно-галечными отложениями вюрма, а также игнимбритовыми туфами. У истоков лавового потока, к югу от сел. Варденут, наблюдается налегание на него потоков верхнечетвертичных дацитовых лав, описанных ниже.

Ранние исследования А. П. Демехина и К. Н. Паффенгольца, а также буровые работы последних лет показали, что аштаракский лавовый поток залегает на значительной площади на игнимбритовых туфах и перекрывается туфами же. Очень интересные результаты дала в этом отношении скважина, пробуренная в сел. Парби, непосредственно у западного края лавового потока. Она прошла непрерывно 100 м в туфах и вошла далее в плиоценовые андезито-базальты и туфобрекчии юго-восточного склона г. Арагац, по которым прошла более 400 м. Выше по разрезу, восточнее сел. Парби, лавовый поток прикрывается такими же туфами, какие были вскрыты скважиной. Интересно отметить, что в окрестностях сел. Уши этот поток деформирован и на одном участке образует четко выраженное куполовидное поднятие. Вместе с П. Т. Саркисяном мы считаем, что поднятие лавового потока обусловлено куполовидным поднятием залежей каменной соли, которые встречены здесь под покровом молодых лав в районе сел. Мугни.

С некоторой условностью к верхам среднечетвертичного времени относятся также лавовые потоки вулканов Караберд и Малый Артени (Богутлу), на западном склоне массива г. Арагац.

Первый из этих вулканов расположен между сел. Караберд и Дзоракап и дает начало потоку, который распространяется на северо-восток, достигает окрестностей сел. Барцрашен, Лусахбюр и Ширакаван, где налегает на озерную толщу Ленинаканской котловины, на толщу туфобрекчий верхнего миоцена, а также на лавы Голгата. В районе сел. Маралик на них налегают с северо-востока игнимбритовые туфы. Длина потока 15 км, ширина в нижнем течении 7 км.

Лавы Малого Артени распространяются тремя основными потоками на северо-запад к вулкану Караберд, который они обтекают с северо-востока, на запад—северо-запад к сел. Саракап и Дзитанков и на запад—юго-запад к сел. Сабунчи и Зарнджа. Максимальная длина потока 17 км, средняя ширина 4 км. Западнее сел. Мастара распространение потока ограничивается среднечетвертичными андезито-дацитовыми лавами мастара-талинского потока, к которому он прислонен в широтном направлении.

Лавы Малого Артени представлены светло-серыми андезито-дацитами. В рельефе эти лавы отчетливо выделяются своим высоким гипсометрическим положением в виде вала северо-западного простирания. Из подстилающих пород наиболее молодыми являются игнимбритовые туфы, широко развитые к юго-западу и северо-востоку от вала (данные П. И. Лебедева и К.Г. Ширинян). Таким образом, лавовый поток оказывается подчиненным туфовой толще.

В бассейне р. Арпа к среднечетвертичному возрасту относятся описанные впервые А. В. Кржечковским (1930) гюллудузский поток оливин-пироксеновых андезито-базальтов, слагающих верх гребня между притоками р. р. Арпа, Элегис и Каракая, джермукский поток в ущельи реки ниже курорта Джермук, а также покровы лав в верховьях левых истоков р. Джермук.

По наблюдениям К. Н. Паффенгольца, гюллудузский поток, длиною 5 км, на котором расположены сел. Верх. и Ниж. Гюллидуз, лежит на галечной террасе высотою около 60 м и достигает мощности 60 м. На этой же террасе расположен центр излияния лав. Джермукский поток берет начало у шлакового конуса, расположенного в ущельи реки у курорта Джермук и спускается вниз по течению реки до впадения ее в р. Арпа. Длина потока 8, 5 км. Наибольшее распространение среднечетвертичные лавы имеют в бассейне верхнего течения р. Воротан. В этом районе на водораздельном плато между р.р. Джермук, Воротан, Тертер и оз. Севан расположено большое число центров излияний, которые дают обширные покровы и потоки, распространяющиеся во все стороны. Ими сложена большая часть левого склона бассейна верхнего течения р. Воротан в районе от верховьев р. Джермук до меридиана сел. Сисиан, где они залегают на эоценовых, миоплиоценовых и частично на нижнечетвертичных отложениях. В эти покровы вложены потоки более молодых верхнечетвертичных лав.

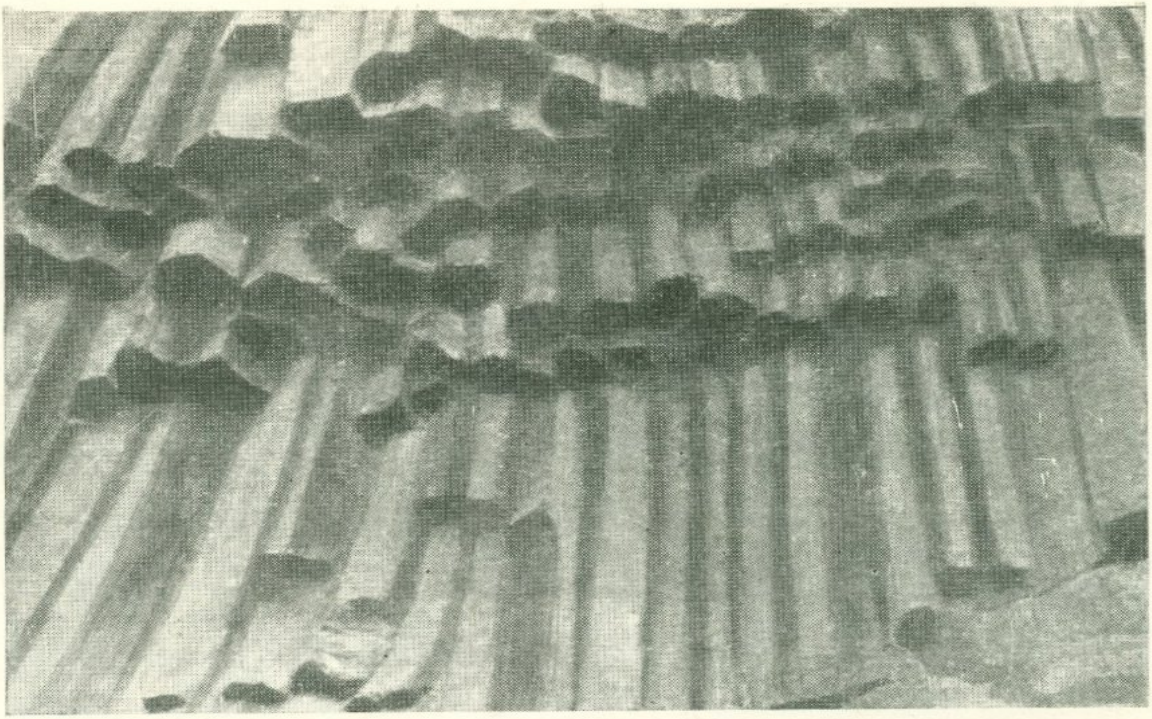
В бассейне р. Воротан, так же как и на Гегамском нагорье, обращает на себя внимание общая вытянутость огромного количества центров излияний в ряд северо-запад—юго-восточного простирания, что, очевидно, должно указывать на приуроченность корней излияний к единой системе сближенных разрывов того же простирания.

В бассейне правого склона р. Воротан небольшие потоки лав констатированы в районах Сисианского и Воротанского перевалов с отчетливо выраженными шлаковыми центрами излияний.

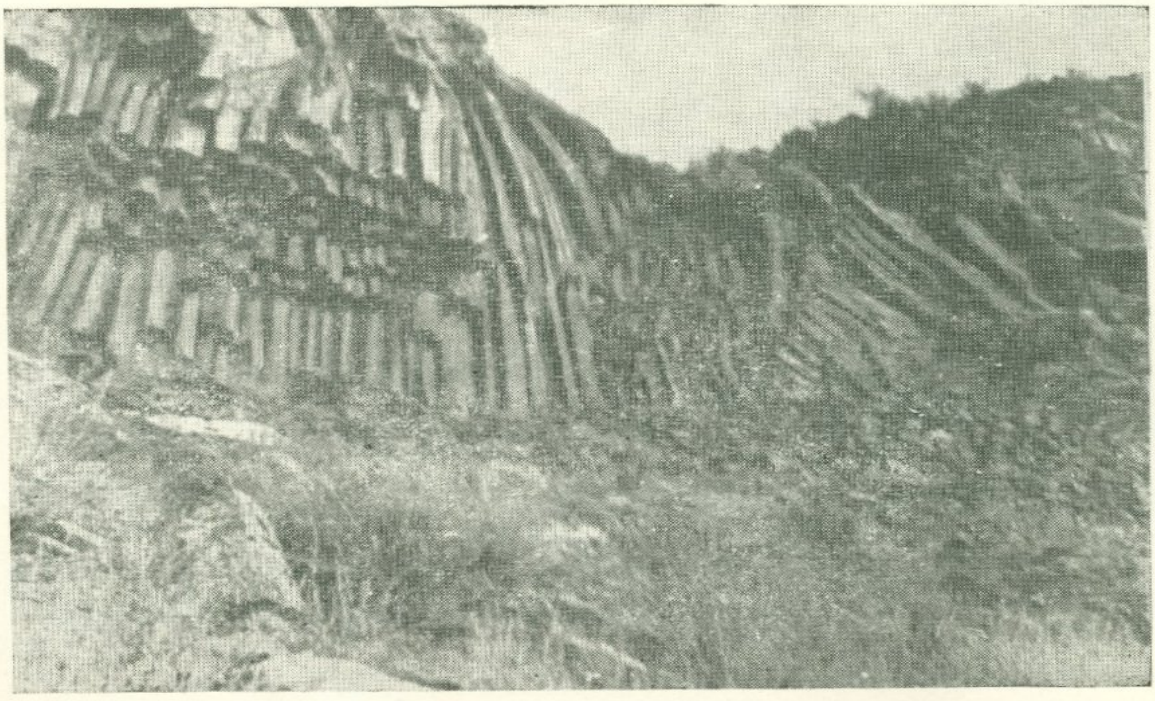
Молодой среднечетвертичный возраст лав бассейна р. Воротан определяется по их отношению к лавам бассейна р. Джермук, для которых нижнечетвертичный возраст устанавливается более или менее точно.

В бассейне р. Вохчи к среднечетвертичному возрасту относятся два относительно небольших потока роговообманковых андезитов, один из которых длиною около 5 км приурочивается к ущелью р. Халадж, а другой — к верховьям р. Арцваник и среднему течению р. Севакар. Центр излияния последнего потока расположен на крупном сбросовом нарушении, смещающем неокомские известняки выше сел. Арцваник и выражен шлаковым конусом, представляющим г. Арцваник (1619 м). Оба потока лежат на галечной террасе, имеющей относительную высоту в нижнем течении р. Халадж около 20 м.

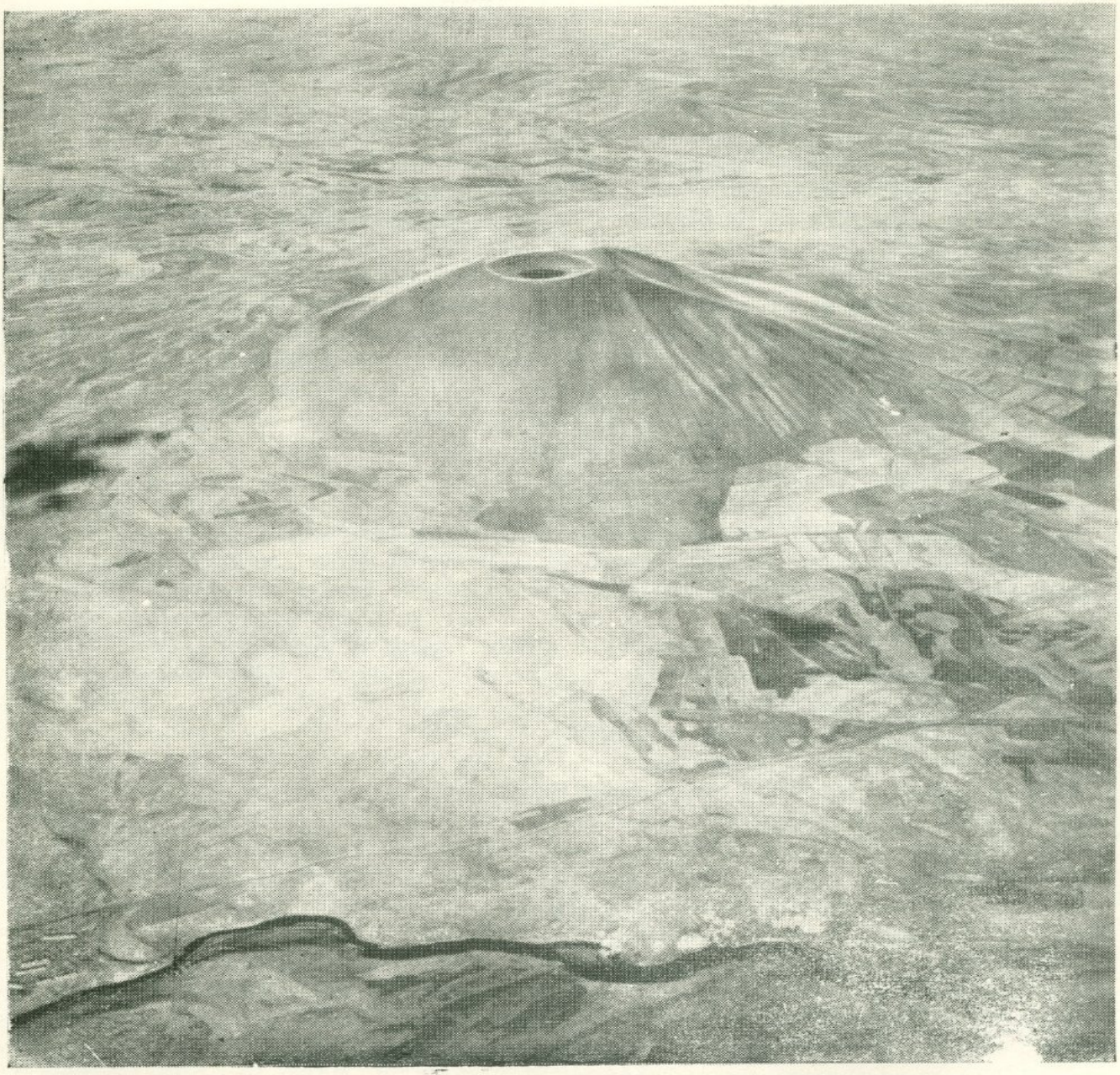
Лавы только что указанных типов отмечены также несколько севернее сел. Арцваник, у сел. Давид-бек (Зейва). Центр их излияния расположен тоже на указанном выше сбросовом нарушении и дает начало лавовому потоку, длиною около 4 км, который протягивается в близширотном направлении на восток к долине р. Кашуни (приток р. Баргушат).



Столбчатая отдельность в четвертичных лавах бассейна р. Арпа



Столбчатая отдельность в четвертичных лавах бассейна р. Арпа



Потухший вулкан Магмаган (с кратерным озером) на Гегамском нагорьи

По своему возрастному положению с этими лавами сопоставляются также лавы в окрестностях сел. Ерицатумб на правом склоне долины р. Воротан, описанные В. Г. Грушевым (1933), по данным которого они представлены роговообманково-пироксеновым базальтом. Вероятно к этой же возрастной группе относятся обширные лавовые покровы и потоки южных склонов ближайшего с Зангезуром Карадагского хребта в Иранском Азербайджане (лавы района гор. Ахар), описанные Д. В. Ивановым и Н. Н. Курмаковым (1902).

III. **Верхнечетвертичные лавы** (вюрмские и поствюрмские или неоплейстоценовые) пользуются значительным распространением. На массиве г. Арагац они развиты в нижней части северо-восточного его склона (апаранские потоки), где полукольцом на протяжении около 12км протягиваются от окрестностей сел. Цахкаовит на северо-западе до окрестностей сел. Варденут на юге и, имея направление движения на восток—северо-восток, спускаются до района сел. Апаран. Представлены они дацитами темно-серого цвета со смоляным блеском, и излились, в отличие от всех других четвертичных лав, из трещины длиною около 12 км, расположенной между горизонталями 2200—2400 м. Эти лавы названы П. И. Лебедевым периферическими дацитовыми излияниями Арагаца (1937).

В долине р. Касах дацитовые лавы залегают на слоистой толще намывных пемзово-пепловых отложений, являющихся выбросами Арагаца плиоценового периода его деятельности, а также на флювиогляциальных валунно-галечных отложениях (у сел. Кучак, Мирак и Кондахсаз) вюрмского оледенения Арагаца (данные С. П. Баляна). По данным скважины, пробуренной у сел. Овит, мощность покрова дацитовых лав не менее 50 м. Подобные же дациты отмечены П. И. Лебедевым и К. Г. Ширияном в окрестностях сел. Сарнахбюр и между сел. Заринджа и Дзитанков на запад—юго-западном склоне Арагаца, где они лежат на игнимбритовых туфах, прислоненных к лавам Малого Артени. Центром излияния дацитов второго поля К. Г. Ширияном считается шлаковый конус Бишар-тапа.

Наиболее крупные потоки верхнечетвертичных лав расположены в пределах Гегамского нагорья. На водоразделе последнего, на протяжении 30 км от г. Малый Спитаксар на юге и до г. Молокани-сар на севере, эффектно возвышаются около 30 относительно крупных шлаковых конусов, с которых спускаются во все стороны лавовые потоки базальтового и андезито-базальтового составов, достигающие на востоке—северо-востоке оз. Севан, а на западе—юго-западе—ущелья р. Раздан и восточного края Канакерского плато; отдельные потоки прослеживаются далеко на юго-запад до краев Араратской долины (потоки по р. Гарни и правобережью р. Раздан). К числу центров излияний этих лав относятся выдающиеся конические сооружения Гегамского нагорья—г.г. Назал-тапа, Ератумбер Сепасар, Кармир-сар, Джан-тапа, Уч-тапа и др., а также г. Гутансар у сел. Фонтан, вне пределов Гегамского нагорья, лавы которого, спускаясь с высоты около 2300 м в ущелье р. Раздан, делают путь около 35 км, достигая юго-западных окрестностей г. Ереван до отметок 870—880 м. Как этот поток, так и поток по р. Гарни с превосходной столбчатой отдельностью, лежат в районе гор. Ереван и у сел. Гарни на галечной террасе высотою 12—13 м, причем разданская терраса, подстилающая лавы, вверх против течения реки постепенно погружается и уходит под урез воды несколько северо-западнее гор. Ереван и река на протяжении 2—3 км подмывает подошву лавового потока.

В правобережной части р. Раздан, ниже дороги Ереван-Эчмиадзин, недалеко от моста «Победа», лавы лежат на игнимбритовых туфах; такие же туфы в виде останца на вершине небольшого холма обтекаются со всех

сторон гарнинским (куруселавским) потоком лав между сел. Гарни и Зовашен.

Несколько особняком стоит на Гегамском нагорьи замечательный верхнечетвертичный вулкан Армаган со своими лавами, занимающими площадь около 120 км². Центр излияний лав представляет вытянутый в северо-восточном направлении эллипсоидальной конфигурации шлаковое сооружение с кратерным углублением на вершине. Наибольшая высота края кратера 2836 м. Лавы распространяются от этого центра во все стороны и, ограничиваясь с северо-запада и юго-востока долинами р. р. Цак-кар и Аргичи, протягиваются в северо-восточном направлении до берега оз. Севан между сел. Ниж. Геташен и Личк. В долинах указанных рек лавы Армагана прислонены к нижнечетвертичным лавам и местами к эрозионным выступам миоплиоценовой вулканогенно-обломочной толщи, слагающей основание всех новейших лав области.

На Варденисском нагорьи известны пять центров излияний верхнечетвертичных лав — три на юге и два безымянных на водоразделе нагорья к северо-востоку от оз. Бльшой Алагел, между истоками р. р. Масрик и Загалу. Из последных двух центров западный дает начало известному в бассейне оз. Севан карчахбюрскому потоку, имеющему длину 22 км при ширине в нижнем течении 300 м, а второй — восточный, дает начало акункскому потоку, имеющему длину 15 км и ширину 2, 5 км. Оба притока прислонены к нижнечетвертичным лавовым потокам алагельских центров и местами обтекают эрозионные выступы среднеэоценовых и миоценовых вулканогенных отложений, в том числе выступы чередующихся липаритов и обсидианов миоплиоцена.

Центрами излияний на юге нагорья в бассейне среднего течения р. Арпа являются конический аппарат Дали-тапа, небольшой безымянный конус, расположенный в 8, 5 — 9 км к северо-востоку — востоку от последнего и такой же конус в 17 км к северо-западу от Дали-тапа, в районе сел. Кавушуг.

Аппарат Дали-тапа с отметкой края кратера 2581 м представляет идеальный усеченный конус с внешним диаметром основания 1,6 км. Относительная высота конуса 500 м, диаметр кратера 1000 м, глубина 125 м.

В строении конуса основное участие принимают ляпилли, вулканический серый песок, красные шлаки и бомбы, достигающие иногда длины 1, 5 м. Лава распространяется от центра излияния во все стороны, но основная масса направляется к долине р. Арпа. Один из наиболее крупных потоков, направляясь от центра на юго-запад, достигает массива эоценовых рифовых известняков г. Спитаксар (1893 м) и расчленяется на два небольших потока, из которых юго-восточный достигает р. Арпа и в одном месте переходит реку и несколько поднимается вверх по ее левому притоку. Длина последнего, считая от вершины Дали-тапа, 13 км. Другой крупный поток направлен от центра на юго-восток. В этом направлении он достигает сел. Гергер и прослеживается далее по ущелью р. Гергер до сел. Ариндж. Здесь, к контакту лав с подстилающими вулканогенными породами эоцена приурочен ряд мощных родников. На дне кратера Дали-тапа находится небольшая часовня и маломощный родник сезонного действия.

Лавы второго небольшого вулкана принадлежат к тому же типу, что и лавы Дали-тапа. Он дает три небольших потока западного, юго—западного и юг—юго-восточного направлений; средний из них имеет длину 3 км при ширине около 350 м.

Лавы Дали-тапа залегают на вулканогенно-осадочных отложениях эоцена, собранных под центром извержения в антиклинальную складку и лишь в долине р. Арпа в их основании наблюдаются аллювиальные

отложения, принадлежащие самой нижней террасе реки. Подошва лавового потока находится местами ниже уреза реки. Лавы второго вулкана залегают на вулканогенной толще миоплиоцена.

Третий вулкан, представленный шлаковым коническим аппаратом, дает начало двум лавовым потокам. Один из них отходит от него на восток—юго-восток, делает в среднем своем течении крутой поворот на юг—юго-запад и, достигая сел. Кавушуг, выклинивается. Длина потока 8, 5 км, ширина 350 м. Поток этот контактирует последовательно с эоценовыми, миоплиоценовыми, верхнеплиоценовыми и нижнечетвертичными вулканогенными образованиями, а также с аллювиальными отложениями надпойменной террасы р. Элегис.

Второй поток, длиною 19 км и шириною около 250 м, протягивается по ущелью реки на юго-запад и, минуя сел. Элегис и Шатин, выклинивается в 5 км к северо-западу от сел. Ехегнадзор. В верхнем своем течении этот поток вложен в покров нижнечетвертичных лав.

Микроскопически подробно изучены лишь лавы Дали-тапа, которые принадлежат к пироксеновым андезитам.

При исследовании Дали-тапа, совместно с А. Т. Вегуни, в 2 км к запад—юго-западу от кратера был обнаружен обтекаемый молодыми лавами валообразный выступ андезито-базальтов и шлаков, который протягивается параллельно краю кратера Дали-тапа. Кроме того, в лавовом поле Дали-тапы, в 2 км к северо-западу от сел. Дайлахлу, в местности Султанга, был отмечен относительно высокий гребень (с пещерами), сложенный андезито-базальтами. К основанию этого гребня прислонены описываемые молодые пироксеновые андезиты. Морфологические данные показывают, что на месте современного конуса Дали-тапы до последней фазы ее деятельности существовал более древний центр излияния, продуктом которого являются указанные андезиты. Представляется вероятным, что отмеченный выше вал является частью древнего кратера (сомма), разрушенного при повторной вспышке Дали-тапы.

В пределах Сюникского нагорья центры верхнечетвертичных излияний отмечены в районе оз. Ала-гел и г. Перечингил (3—10 м), которые дают начало раздвоенному потоку андезито-базальтовых лав, расположенному непосредственно юго-восточнее г. Перечингил, потоку, прослеживаемому на юго-запад в направлении оз. Ала-гел — г. Кармир-сар. Относительно крупным является последный поток, имеющий длину около 11 км и ширину в среднем течении 1,2 км. У истоков обоих потоков, в пределах Армянской ССР констатировано 9 шлаковых конусов. Ложем потоков являются долины, выработанные в среднечетвертичных лавах, слагающих большие площади на левом склоне бассейна верхнего течения р. Воротан. В этом районе условно к верхнечетвертичному возрасту относится также меридионально простирающийся поток андезито-базальтовых лав, берущий начало у шлакового конуса, расположенного в 4 км к северо-востоку от сел. Кизилджух. Поток этот, подстилаясь среднечетвертичными лавами, в южном направлении протягивается до южного края левобережного плато р. Воротан. Длина потока 9 м, ширина в среднем течении 2 км.

К верхнечетвертичному же времени, на основании геоморфологических данных, относится огромный поток базальтов Малого Арарата (3149 м), который, спускаясь с вершины горы, достигает р. Аракс (против устья р. Веди) и далее по правому ее берегу протягивается почти до параллели гор. Нахичевань, имея мощность в долинной части до 10 м. Общая длина потока 100 км, ширина по правобережью Аракса в среднем течении потока более 3 км.

По наблюдениям Ф. Ю. Левинсон-Лессинга, массив Малого Арарата представляет моногенный экструзивный вулкан,сложенный гиперстеновыми андезитами. Вершина его представляет относительно ровную площадку с четырьмя выступами. По сообщению указанного автора, на вершине горы имеются древние погребения с расположенными в ряды камнями, покрытыми надписями. В верхней части склона горы имеются рыхлые вулканические образования. По данным К. Н. Паффенгольца, лавы М. Арарата по образцу породы, взятому в районе ст. Шахтахты, принадлежат к типичным базальтам (содержание кремнекислоты 45,05%).

С указанными лавами М. Арарата во времени сопоставляются условно также лавы вулкана Кабах-тапа и безымянного вулкана, расположенного в 9 км к северо-востоку от него. Лавы этих вулканов образуют вместе веерообразный покров, раскрывающийся на север. Верхние части покрова залегают на плиоценовых лавах Б. Арарата, а в окрестностях сел. Аргичи—на верхнемиоценовых отложениях, сопоставляемых с таковыми Кохбской мульды. Севернее, в их основании залегают аллювиальные отложения долины р. Аракс. По непроверенным данным, сообщаемым Б. А. Куфтиным*, в районе гор. Игдыр эти лавы перекрывают также культурный слой энеолита, имеющий пятитысячелетнюю давность. Здесь же в лавах был открыт урартский колумбарий.

По данным Ф. Ю. Левинсон-Лессинга (1928), описываемые лавы Игдырского района содержат, по определению Н. Ф. Григоровой, 52,65% кремнекислоты, что указывает, вероятно, на принадлежность породы к андезито-базальту. Мощные родники, выходящие восточнее гор. Игдыр и питающие оз. Канзоба, приурочены, по-видимому, к контакту указанных лав с подстилающими водоупорными породами.

Необходимо отметить, что ни лавы Малого Арарата, ни лавы Кабах-тапы нигде не переходят на левобережье р. Аракс. Скважины, пробуренные Армянским Геологическим управлением у сел. Аразап, Аракс, Шихлар, Шидлу, южнее ст. Арарат, непосредственно на берегу р. Аракс, в районе ст. Араздаян, где лавы Малого Арарата спускаются почти до араздаянского берега, прошли до глубины минимум 105 м сплошь в озерных песчано-глинистых и частично галечных отложениях, не вскрыв, таким образом, лав, которые могли коррелироваться с указанными лавами. В Араздаянской степи, как ранее упоминалось, буровые скважины вскрыли лавы на глубинах 105 м, 120 м, 122 м и 127 м, которые в разрезе Араратской котловины увязываются непрерывно с верхнеплиоценовыми долеритовыми базальтами центральной части котловины и относятся к плиоценовым излияниям Арарата. Эти данные исключают возможность образования Араратского озера путем лавовых запруд Малого Арарата.

Небольшие центры излияний с ничтожным количеством лав, относимых к верхнечетвертичному времени, отмечены также в центральной части Араратской котловины в окрестностях сел. Паракар по обе стороны шоссе Ереван-Эчмиадзин. На одном из этих центров расположен Паракарский винный завод. Продукты излияния представлены в равных количествах шлаками и лавами андезито-базальтового состава, залегающими на размытой поверхности террасы 12—13 м.

Г. ТУФЫ—ТУФОЛАВЫ (ИГНИМБРИТЫ)

Среди продуктов новейшего вулканизма Армении особое место занимают замечательные по своим строительно-архитектурным качествам пирокластические туфы-туфолавы, развитые в магматической провинции

* Куфтин Б. А. Урартский колумбарий у подошвы Арарата и Кура-Араксинский энеолит, Вестник Гос. музея Грузии, XIII т., 1944 г.

Арагаца. Большинство выдающихся архитектуртых памятников страны построено из этих туфов, обладающих высокой прочностью на сжатие (100—450 кг/см²), небольшим объемным весом (0, 67—1, 95), значительной огнеупорностью (1190—1360°), гвоздимостью, способностью к распиловке и гаммой красивых цветов от черного до пламенно-фиолетового. Туфам этим посвящена большая литература, начиная со времен Г. Абиха (1873), который сравнил их с туфами окрестностей гор. Неаполя и впервые ввел в геологическую литературу термин туфолава, под которым подразумевал фиолетовые туфы Артикского месторождения, весьма похожие по условиям залегания и текстуре на настоящие лавы.

Вопросы геологии туфов подробно освещены в трудах К. Н. Паффенгольца, петрографии — П. И. Лебедева, генезиса — А. Н. Заварицкого и А. И. Месропяна, строительно-архитектурные вопросы в работе А. А. Иванчина-Писарева. Отдельные стороны этих вопросов освещены в работах А. А. Адамян и Н. А. Саакян, Л. А. Авакяна, А. Т. Асланяна, С. П. Баляна, Д. С. Белянкина, А. А. Габриеляна, П. П. Гамбаряна, Н. В. Думитрашко, Б. В. Залесского и В. П. Петрова, И. И. Китайгородского и С. В. Родина, Ф. Ю. Левинсон-Лессинга, Б. Л. Личкова, К. А. Мкртчяна, А. Л. Рейнгарда, А. Ф. Фиолетовой, К. Г. Ширинян.

Рассматриваемые пирокластические туфы представляют собой красного, фиолетового и черного цветов монолитные, массивные породы с глыбовой, полиэдрической, плитчатой и отчасти столбчатой отдельностью, образующие покровы и потоки средней мощностью в несколько метров.

По текстурным признакам, окраске и отчасти химическому составу, породы туфовых толщ могут быть подразделены на пять типов:

а) Туфы еревано-ленинаканского типа или черные туфы, характеризующиеся обычно черной, темно-серой и темно-коричневой окраской со средним содержанием кремнекислоты 62, 70%; в верхах покрова они приобретают красноватые оттенки, усиливающиеся к кровле до кирпично-красного цвета.

б) Туфы артикского типа — пемзовидные, розово-пепельно-фиолетового цвета (встречаются до 50 оттенков этого цвета), кирпично-красные в приповерхностных слоях со средним содаржанием кремнекислоты 62,02%.

в) Туфы пламенного типа с красно-черными, очковыми и желтыми разновидностями, занимающие промежуточное положение между туфами еревано-ленинаканского и артикского типов с содержанием кремнекислоты от 63, 95% до 65, 12%.

г) Туфобрекчии, представляющие слабо сцементированную смесь обломков смоляно-черных дацитов и вулканического пепла (бюраканский тип).

д) Пемзы, представляющие литолого-петрографическую фацию туфовых лав артикского и пламенного типов. В основании всех разновидностей туфов залегает слой пемзовой мелочи с примесью черных туфовых песков. Между всеми указанными разновидностями имеются незаметные, постепенные переходы в горизонтальном и вертикальном направлениях, причем туфы артикского типа, туфобрекчии и пемзы имеют ограниченное развитие и подчинены широко распространенным разновидностям еревано-ленинаканского и пламенного типов.

Минералогический состав туфов в последнее время детально был изучен А. И. Месропяном (1951). Породообразующими минералами являются плагиоклазы (часто андезин, реже лабрадор и олигоклаз), моноклинный (авгит) и ромбический (гиперстен) пироксены; из рудных минералов присутствует обычно магнетит, из акцессорных — апатит. Кроме того, в туфах артикского типа встречаются кристобалит и микролиты. Главная масса

породы (50—70%) состоит из вулканического стекла, окрашенного в различные оттенки желтого и красно-бурого цветов. Часты включения обломков лав, шлаков и пемз. Характерно присутствие в туфах второго и третьего типов стекловатых сплющенных включений дацитовых пород черного и коричневого цветов (фьямме), обнаруживающих сферолитовую кристаллизацию и достигающие в поперечнике 10 см.

Туфы еревано-ленинаканского типа отличаются кластической, спутанно-волокнистой, ажурно-пемзовой и псевдопорфировой структурами, туфы артикского типа — псевдопорфировой и псевдофлюидальной структурами, туфы пламенного типа—псевдопорфировой структурой, пемзы—стекловатой структурой.

Одним из важных микропетрографических свойств типичных туфов и туфолав, представляющих существенный генетический интерес, является непосредственное смыкание — сваривание породообразующих частиц, т. е. отсутствие цементирующего пеплового или другого материала, характерного для обычных туфов.

По химическому составу, как показали П. И. Лебедев, А. Ф. Фиолетова и А. И. Месропян (1928, 1931, 1951), туфы еревано-ленинаканского типа относятся к породам дацитовой магмы, а туфы артикского типа—к породам щелочно-дацитовой (трахидацитовой) магмы, хотя по минералогическому составу, указанному выше, они отвечают несколько более основным андезито-дацитовым породам.

Распространение туфовых пород ограничивается на севере долиной р. Памбак, на западе долиной р. Ахурян, на юге р. Аракс в пределах Араратской долины, на востоке левым склоном бассейнов верхнего и среднего течений р. Раздан и нижним течением р. Гарни. В центральной части этой области, размерами порядка 10×10 км, возвышается в виде гигантского щита массив г. Арагац с отметкой вершины 4095 м. Если бы указанная площадь вся была покрыта чехлом туфа средней мощностью 3 м, то объем выброшенного туфового материала составил бы 30 км³ (А. И. Месропяном указывается цифра 100 км³).

На склонах щита, как уже указывалось, расположено большое количество (около 55) шлаковых конусов — пюи (кызылы), являющихся центрами извержений туфового материала и частью центрами излияний лав.

По условиям залегания туфовые породы совершенно сходны с плиоплейстоценовыми лавами и образуют покровы и потоки, нивелируя древний рельеф и создавая наклонные равнины.

Основными районами развития туфовых пород в указанной области являются: северная часть Ленинаканской котловины непосредственно севернее параллели гор. Ленинакан, северо-западный склон массива г. Арагац в районе гор. Артик — сел. Маралик, западный склон Арагаца в районе сел. Верх. Талин и восточнее гор. Ани-пемза, северная часть Октемберянского плато в районе между ст. Кармрашен и сел. Агарак, бассейны средних течений р. р. Касах и Раздан и район сел. Спитак — гор. Кировакан в долине р. Памбак. Туфовые же поля небольших размеров имеются почти во всех районах области, за исключением привершинного плато Арагаца и центральной долинной части Араратской котловины, где они констатированы, однако, в буровых скважинах на значительной глубине и частично под молодыми наносами. Наиболее крупные из туфовых полей занимают площадь от 100 до 250 км².

Средняя мощность подавляющего большинства туфовых потоков и покровов колеблется в пределах 3—4 м и изредка достигает 80—100 м. В последнем случае они оказываются приуроченными к сравнительно глубоким и узким понижениям рельефа.

Наименьшую среднюю мощность имеют покровы и потоки на полях сложенных ереван-ленинаканским типом черных туфов (3—4 м), развитых преимущественно в далеких периферических частях области; средние мощности (10—15 м) характерны для покровов и потоков пламенных, очковых и красно-черных туфов, развитых на предгорьях массива г. Арагац; наибольшую мощность (до 100 м) имеют туфовые толщи на полях, где развиты туфы артикского типа.

Туфы, так же как и лавы, встречаются на самых различных гипсометрических отметках и перекрывают в долинах рек разные террасы — от самых высоких плиоценовых до молодых поздневюрмских террас и другие отложения различных возрастов—от эопалеозоя до позднего вюрма включительно.

В настоящее время твердо установлено, что описываемые туфы, так же как и лавы, образовались не одновременно, а в несколько приемов — в нижнечетвертичное, среднечетвертичное и верхнечетвертичное время. На разновозрастность туфов указывали многие исследователи (П. П. Гамбарян, П. И. Лебедев, К. Н. Паффенгольц, А. Т. Асланян, К. Г. Ширинян).

Фактических данных недостаточно для детального стратиграфического расчленения новейших туфовых образований Армении и соответствующего их разграничения на карте, поэтому ниже приводятся основные факты по этим вопросам с указанием возраста отдельных туфовых полей.

1. Нижнечетвертичные туфы. К этому возрасту совершенно определенно относятся туфы, подчиненные озерным толщам бассейнов среднего течения Аракса и р. Ахурян и фациально связанны с ними лавовым комплексом. Такие туфы вскрыты в буровых скважинах, пройденных в указанных нижнечетвертичных образованиях в следующих интервалах глубин: 154—159 м у сел. Геташен (скв. № 8) в западной части Араратской котловины под базальтами, 296—300 м у сел. Пшатаван (скв. № 25) в южной части Октемберянского района, ниже базальтовых лав, подстилаемых галечниками, 47—72 м на территории совхоза № 4 (скв. № 12) в западной части Октемберянского района, 90—95 м у сел. Мргашат (скв. № 16) в центральной части Октемберянского района, 70—81 м в окрестностях оз. Айгерлич (скв. № 38) между двумя покровами андезито-базальтовых лав, 89—106 м у сел. Агавнатун (скв. № 51 б) в бассейне нижнего течения р. Касах под андезито-базальтовыми лавами, 80—85 м у сел. Айгабац в центральной части Ленинаканской котловины под лавами вулкана Голгат. В верхах озерной толщи этой котловины туфы отмечены в обнажениях Агинского района А. Н. Назаряном. Как уже указывалось, верхи озерной толщи Араратской и Ленинаканской котловин датируются Elephas trogontherii Pohl. (миндель-рисс).

2. Среднечетвертичные туфы. К этому возрасту относятся туфы, располагающиеся стратиграфически выше озерных отложений Ленинаканской и Араратской котловин и ниже вюрмских отложений. С большей или меньшей достоверностью к среднечетвертичному возрасту могут быть отнесены следующие потоки и покровы туфов.

а) Туфы Приереванского района, залегающие на галечных террасах 45—50 м (в Шорахбюрской долине и в бассейне нижнего течения р. Гарни) и 22—25 м, перекрытые на последней террасе базальтовыми лавами (у здания треста Арарат в разрезе левого борта каньона р. Раздан — два пласта туфа, разделенные прослоем галечников). Терраса 22—25 м, сложенная галечниками и песками, врезана в нижнечетвертичную озерную толщу района Кармир-блур—Енгиджа, а налегающий на нее лавовый поток покрыт у сел. Арзни слоем с остатками ранневюрмской (раннемадленской) культуры.

б) Туфы и туфолавы бассейнов р. р. Шахверд и Касах, заполняющие до верха древнее ущелье глубиною 100 м и перекрывающиеся аштаракским потоком андезито-базальтовых лав, соответствуют по возрасту указанному выше потоку лав левобережья р. Раздан. С ними увязываются также туфы и туфолавы района сел. Бюракан и нижний туфовый поток у сел. Аштарак, вскрытый буровой скважиной под валунно-галечными отложениями, перекрытыми в свою очередь тоже туфами.

3. Верхнечетвертичные туфы. К этому возрасту относятся:

а) Туфы долины р. Памбак, представленные двумя потоками; против ст. Арчут в песчано-пемзовом прослое, залегающем между этими двумя потоками, К. А. Мкртчяном были обнаружены челюсти вюрмского Rhinoceros antiquitatis Blum., а у ст. Налбанд в песчано-галечных отложениях, включающих прослои пемзовых и туфовых песков и подстилающих покров туфов, Н. И. Каракашем (1898) были найдены верхнечетвертичные Elephas primigenius Blum. и Equus caballus L. В этом же районе, у ст. Спитак в 1955 г. на террасе 25—30 м была пробурена скважина, которая прошла 90 м по песчано-глинисто-галечным отложениям и на интервале от 58 м до 71 м вскрыла пласт туфа (отметка устья скважины 1516 м), который гипсометрически ниже указанных туфов около 120 м.

б) Туфы Приереванского района, залегающие на второй надпойменной галечной террасе высотою 12—13 м и перекрытые андезито-базальтовыми лавами гутансарского потока по правобережью р. Раздан. В 7 км к юго-востоку от гор. Ереван в карьерах, расположенных между пос. Нор-Арeш и сел. Советашен (ближе к последнему) в песчано-пемзовом слое основания покрова черных туфов, залегающих на террасе 12—13 м, нами были обнаружены остатки Cervus elaphas L., Lepus europaeus Pall., Equus caballus L. и зубы Homo sapiens fossilis, характеризующие бесспорно послерисское время, а в комплексе—верхнечетвертичное время. В Приереванском районе интересно также нахождение рыхлых черных туфов между двумя ярусами гутансарского потока андезито-базальтов в разрезе правого борта каньона р. Раздан против поселка Арабкир и дюкера ниже Канакер ГЭС).

в) Туфовые потоки и покровы в бассейне р. Касах, залегающие на аштаракском потоке андезито-базальтовых лав и перекрытые переотложенными флювиогляциальными отложениями вюрмского оледенения на участке сел. Ошакан-Воскеваз и левобережном плато р. Касах, юго-восточнее сел. Аштарак. Вероятно, к верхнечетвертичному возрасту относится также подавляющее большинство туфов Егвардского плато.

г) Туфы района ст. Кармрашен в западной части Араратской котловины, налегающие на поток базальтов, который перекрывает галечную террасу р. Аракс высотою 22—25 м, относимую к рисс-вюрмскому времени. Туфы эти в восточном направлении уходят под мощные пролювиальные наносы, переходящие по простиранию в наносы, которые прикрывают галечную террасу р. Аракс, имеющую высоту 12—13 м. На склонах шлаковых конусов Тапа-диби у сел. Армавир и Зейва в центральной, наиболее прогнутой части Араратской котловины, возвышающихся на фоне первой надпойменной террасы р. Аракс, автором были обнаружены остатки Bos primigenius Boj. (на склоне Тапа-диби) и Gazella subguatturosa Gueld (на шлаковом холме Зейва).

д) Туфы северной части Ленинаканской котловины, залегающие на различных горизонтах нижнечетвертичной озерной толщи. Этот покров повторяет рельеф подстилающей обширной террасы, имеющей высоту на обоих склонах ущелья р. Ахурян 115—120 м. Вюрмский возраст их обосновывается по аналогии с туфами соседнего бассейна р. Памбак. Интересно нахождение в этих туфах включения обломков пород габбро-диоритовых

интрузий, широко развитых на Ширакском хребте к северу от котловины (окрестности сел. Дарбанд).

Центром извержений туфового материала П. И. Лебедев (1928) считал вершину г. Арагац. Все новейшие данные показывают, что вершина Арагаца является местом излияния лав и пирокластических продуктов верхнеплиоценового времени. Г. Абих и К. Н. Паффенгольц связывали выбросы туфового материала четвертичного времени с небольшими центральными аппаратами, расположенными за пределами вершинного пояса Арагаца, а второй из указанных авторов, кроме того, высказал предположение о связи выбросов с трещинами.

Вопрос о центрах извержений туфового материала рассмотрен подробно в специальной работе автора (1956), в которой доказывается, что центрами извержения первоначального пирокластического материала, давшего туфы и туфолавы, являются многочисленные шлаковые конусы (пюи, кызылы), разбросанные по всей описываемой области и не имеющие собственных лавовых потоков, а также некоторые аппараты типа кальдер взрыва.

Указанный вывод подтверждается двумя основными фактами:

1. Огромное большинство туфовых покровов и потоков локально приурочиваются к окрестностям шлаковых конусов типа кызылов, а сами потоки местами восходят до края кратеров, заполненных изредка также туфами (конусы у сел. Кабахтапа, Мастара, Арич, Ошакан).

2. Все или почти все шлаковые конусы, зафиксированные в районах развития четвертичных туфов, имеют свои лавовые потоки и покровы, за исключением кызылов, в окрестностях же последних место лавовых потоков и покровов занимают потоки и покровы туфов.

Как уже указывалось, наибольшее распространение туфы имеют на южных и западных склонах массива г. Арагац, в Приереванском районе в Ленинаканской котловине и, частично, в бассейне р. Памбак.

Центрами извержений туфов на склонах Арагацского массива являются беспоточные шлаковые конусы, расположенные северо-восточнее гор. Октемберян, восточнее, северо-восточнее и юго-западнее сел. В. Талин, конусы в окрестностях ст. Кармрашен, гор. Артик и в северо-западной части привершинного плато Арагаца.

Для туфов Ленинаканской котловины достоверных центров извержений пока не отмечено, однако вполне допустимо, что к ним относятся кальдеры взрыва, расположенные юго-восточнее сел. Цохамарг и юго-западнее оз. Арпи-лич (туфовый поток левого притока р. Ахурян поднимается до окрестностей Цохамаргской кальдеры взрыва). При этом не исключается также возможность того, что часть туфового материала котловины была выброшена и перенесена сюда из шлаковых центров, расположенных на западном склоне массива г. Арагац.

Для туфов бассейна р. Памбак установлены два центра извержения: один непосредственно юго-западнее сел. Айдарлы — в долине правого притока р. Памбак—р. Алавар, другой у сел. Гогаран. В бассейне р. Алавар туфы обычно не выходят за пределы долины и обнаруживают превосходно развитую столбчатость. У центра извержения, представленного небольшим холмиком, преобладает грубообломочный пирокластический материал— обломки пехштейновых дацитов и пемз (К. Г. Ширинян, А. Т. Асланян, К. А. Мкртчян, 1956).

В Приереванском районе центрами извержений являются шлаковые конусы Канакерского плато (у сел. Канакер, Ариндж, Мгуб), Егвардского плато и окрестностей сел. Паракар, Эчмиадзин, Ошакан и Аштарак.

Из приведенного выше фактического материала по стратиграфическим соотношениям между лавами и туфами следует, что в пределах отдельных этапов вулканической деятельности, как правило, извержение туфового материала предшествует излиянию лав. В разрезах нижнечетвертичных отложений Араратской и Ленинаканской котловин, как это следует из данных бурения, туфы всюду находятся под покровами базальтов; в бассейнах Касаха и Раздана среднечетвертичные лавовые потоки (аштаракский и ковасарский) залегают на туфах, лежащих, в свою очередь, на среднечетвертичных галечниках (рисс-вюрмская терраса). Точно такие же отношения существуют между лавами и туфами верхнечетвертичного возраста. Можно предположить, что основная масса пеплового материала в бакинских, хазарских и хвалынских отложениях Куринской депрессии была заимствована из пирокластических выбросов, давших в Армении игнимбритовые туфы. Перенос их в Куринскую депрессию осуществлялся, вероятно, воздушным путем. Минералогические исследования Ш. А. Азизбекова (1947) подтверждают сходство между указанными пеплами и туфами.

Большой интерес представляет вопрос о генезисе новейших туфов Армении. До начала последнего десятилетия считалось, что туфы ереваноленинаканского типа образовались путем простого уплотнения и цементации павшего с воздуха пеплового материала, а туфы артикского типа образовались, по мнению П. И. Лебедева, в подводных условиях путем своеобразного перерождения дацитовой лавы.

Вопрос генезиса новейших туфов Армении детально исследовал А. Н. Заварицкий (1947), который пришел к выводу, что все эти туфы являются игнимбритами (в прежних работах он склонен был отнести их к продуктам извержений плинианского типа). В последующем вывод А. Н. Заварицкого был подтвержден на основе нового фактического материала автором (1956), К. А. Мкртчяном (1954) и К. Г. Ширинянном (1956). Эти исследования показывают, что туфы и туфолавы образовались из богатого газами раскаленного вулканического песчано-пеплового материала путем непосредственного сваривания между собой обломков минералов, стекла и лав, причем можно считать доказанным, что пирокластический материал после соприкосновения с землей двигался по депрессиям рельефа как жидкое вещество, благодаря обволакиванию частиц газовой пленкой, уничтожающей в существенной мере силы трения между частицами и обеспечивающей при достаточных уклонах рельефа продвижение масс в виде селевых потоков. Отношение подошвы потоков и покровов туфов к поверхности подстилающих масс (заполнение туфами русел рек, лощин, промоин и котловин) при нередкой столбчатой отдельности пород сомнений в этом не оставляет. Отметим также, что по данным обстоятельных исследований К.А. Мкртчяна (1954), артикский тип туфов образовался при относительно высоких температурах исходной массы, а собственно пирокластическая разновидность (еревано-ленинаканский тип черных и оранжевых туфов) при относительно низких температурах. В пользу последнего говорят находки необожженных костей Cervus elaphus Ogil. (определение К. С. Даля) в черных туфах северной части Ленинаканской котловины и Приереванского района (туфы Аванского ущелья). Ряд авторов признает для туфов артикского типа жидкоподвижное пенисто-лавовое состояние исходной изверженной массы.

Туфы - туфолавы залегают на отложениях самых различных возрастов—от эопалеозоя до вюрма включительно, причем во многих местах они перекрывают террасовые валунно-галечные отложения и повсеместно имеют в своем основании рыхлый слой туфового и пемзового песков.

На Армянском нагорьи известно около 200 центров вулканических извержений и излияний плиоплейстоценового времени. Огромное большинство их, за исключением центров типа кызылов, имеет свои лавовые потоки и покровы.

Рассматривая четвертичные туфы как образования типа игнимбритов, возникших из потоков пирокластического материала и учитывая преобладающую локальную связь этих потоков с кызылами, приходится сделать единственный вывод, что центрами извержения туфового материала являются именно кызылы.

Наши знания о характере извержения пирокластического материала, давшего игнимбритовые туфы, основаны, главным образом, на наблюдениях катмайских извержений 1912 г. в Аляске, где изверженный материал был локализован в долинах, примыкающих непосредственно к центру извержения.

Данные о площадном распространении игнимбритовых туфов в Армении показывают, что извержения здесь во многих случаях были, повидимому, гораздо более мощными и пирокластический материал, двигавшийся, как полагают, со сверхураганной скоростью, был перенесен на огромные расстояния, заполняя низменности рельефа, как в непосредственной близости от центров извержений, так и в значительной отдаленности от них. Характерным примером в этом отношении является Ленинаканская равнина, где туфовый покров занимает площадь около 400 км^2 и, судя по данным детальных геологических исследований, не имеет в своих пределах или поблизости центров извержений. Приходится предположить, что пирокластический материал в смеси с газами и водяными парами был перенесен сюда воздушным путем из вулканов смежных районов и выпал в котловине не в виде снежного покрова, как предполагают некоторые исследователи, а в виде текучей грязевой массы, нивелировавшей микрорельеф котловины.

Как уже указывалось, распространение четвертичных туфов ограничивается лишь областью массива г. Арагац и прилегающих к ней районов, хотя четвертичный вулканизм интенсивно проявляется на всем Армянском нагорьи. Это обстоятельство объясняется нами (1956) специализацией магмы, а именно наличием в подкоровой магматической провинции Арагаца дацитовой магмы, способной при вулканической деятельности преобразоваться в игнимбритовый пирокластический материал.

Детальные исследования четвертичных лав Армении показывают, что дацитовые лавы этого возраста локализованы исключительно в области массива г. Арагац и что в соседних вулканических районах они совершенно отсутствуют. Кроме того, как уже отмечалось, рассматриваемые туфы имеют дацитовый—андезито-дацитовый состав (дацитовый по химическому составу, андезито-дацитовый — по минералогическому составу). Интересным генетическим признаком, общим для туфов и дацитовых лав, является наличие в них тридимита.

Из всех перечисленных выше геологических и петрографических соотношений можно сделать вывод, что в четвертичное время в области массива г. Арагац существовал более или менее общий магматический бассейн дацитового состава, который при эффузивной деятельности дал в одних случаях однородные дацитовые лавы, а в других случаях, отмечавшихся обильным содержанием в магме летучих компонентов,— дацитового состава пирокластический материал, превратившийся в игнимбритовые туфы-туфолавы. Отметим, что в ряде случаев черные пехштейновые полосчатые туфы по внешним признакам и даже под микроскопом с трудом отличаются от пехштейновых дацитов. Таковы, например, полосчатые туфы в окрестностях Аричского монастыря на Артикском месторож-

дении туфов. Сами же туфы во многих районах включают обломки пехштейновых дацитовых лав, микроскопически идентичных верхнечетвертичным дацитовым лавам этих же районов, что очевидно также указывает на общность очага туфового материала и дацитовых лав.

В плане изложенной выше концепции об игнимбритовой природе новейших туфов Армении толкуются также особенности артикского и пламенного типа туфов, весьма сходных по условиям залегания и габитусу с типичными лавами. Эти особенности К. Н. Паффенгольцем правильно ставились в связь с большими мощностями первичных пирокластических толщ, к которым они приурочиваются.

Туфы артикского типа, кроме самого Артикского месторождения, где они достигают мощности более 80 м, отмечены также в окрестностях сел. Гогаран, Шамирам, Егник, Зарнджа, Верх. Талин, Бюракан, Парби, Аштарак, причем по данным К. Г. Ширинян, во всех этих районах, в случае наличия также туфов еревано-ленинаканского типа, последние залегают выше туфов артикского типа, что, очевидно, тоже подтверждает указанную зависимость между типом туфа и мощностью туфовой толщи.

Превосходный пример зависимости туфов артикского типа от общей мощности пирокластической толщи дает разрез скважины, пробуренной в 1955 г. у сел. Парби в бассейне р. Шахверд Аштаракского района.

В разрезе скважины сверху вниз последовательно встречаются:

а) красные туфы еревано-ленинаканского типа — 30 м.

б) серые рыхлые туфобрекчии бюраканского типа, являющиеся смесью обломков дацитовых лав и пемзово-пеплового материала, . . .22м,

в) фиолетовые туфы артикского типа. . . . . 5 м,

г) черные литоидные туфы из группы туфов пламенного типа....8м,

д) сиреневые полосчато-плитчатые, очень плотные лавовидные туфы, идентичные нижним полосчатым лавовидным туфам (по А. Н. Заварицкому) Аричского монастыря в артикском туфовом поле, . . . 19 м,

е) красные туфы еревано-ленинаканского типа, ... 16 м,

ж) темно-серые андезито-базальтовые лавы плиоцена, более 350 м.

В восточной половине магматической провинции Арагаца это единственный участок, где на фоне огромного туфового покрова средней мощностью в несколько метров, туфовая толща имеет мощность 100 м и единственный случай обнаружения туфов артикского типа внутри толщи туфов еревано-ленинаканского типа в той же половине провинции.

Из этих данных следует, что указанные особенности туфов артикского типа, так же как и туфов пламенного типа, обусловлены, по всей видимости, медленным остыванием исходного раскаленного материала в глубоких горизонтах пирокластической толщи.

Таким образом, изложенный выше материал доказывает, что:

а) центрами извержений новейших туфов Армении являются шлаковые вулканические аппараты (кызылы), лишенные собственных лавовых потоков, место которых занимают туфовые потоки и покровы;

б) извержение туфового материала происходило не единовременно по всей области, а в несколько фаз, причем эти извержения происходили на глазах первобытного человека (гейдельбергского, неандертальского и ископаемого разумного человека), на что указывает присутствие культуры и остатки костей самого первобытного человека;

в) по условиям залегания, отношению к определенным центрам извержений и характеру отдельности (глыбовая и столбчатая) туфы идентичны лавам, чем доказывается их игнимбритовая природа (раскаленные, обильные газами песчано-пепловые тучи, текущие после приземления как жидкая масса);

г) исходный туфовый материал является продуктом подземного перерождения дацитовой магмы при вулканической деятельности, что доказывается строгой приуроченностью туфов к дацитовой провинции Арагаца, дацитовым составом самих туфов, отсутствием одновозрастных с ними дацитовых лав и туфов в сопредельных областях новейшей вулканической деятельности Армянского нагорья;

д) литоидный характер (артикский тип) туфов усиливается с резким увеличением мощности комплекса туфовых пород, что вероятно, обеспечивает медленное остывание масс и сваривание обломков до состояния застывшей лавы и, наоборот, малая мощность приводит к относительно быстрому удалению тепла, не обеспечивает полную сварку частиц и приводит к образованию землисто-пепловых агломератовых разновидностей (еревано-ленинаканский тип).

В заключение следует отметить, что игнимбритовые кислые туфы, по данным М. Шапю и Р. Фюрона (1955), развиты также в центральной Анатолии в бассейне р. Кызыл-Ирмак. Первый из указанных авторов в работе 1932 г. отнес эти туфы к продуктам извержений типа Мон-Пеле

Д. ТРАВЕРТИНЫ

В комплексе плиоплейстоценовых и голоценовых отложений Армении довольно большое распространение имеют известковые туфы — травертины, которые, как было отмечено еще Г. Абихом (1873), являются отложениями гидрокарбонатных углекислых источников (холодных и термальных) и озерных вод. Подробные сведения о них имеются в работах П. П. Гамбаряна, А. П. Демехина, К. Н. Паффенгольца, С. С. Мкртчяна, Г. П. Багдасаряна, В. Ф. Захарова, Т. Н. Туманяна и автора.

Травертины представляют собой белые, светло-серые и отчасти серые, слоистые или массивные твердые породы, местами рыхлые, с примесью обломочного материала. К разновидностям травертинов относятся также ониксы и столбчатые коричневато-желтые арагониты, подчиненные толщам травертинов. Крупные скопления травертинов приурочены к восточной части Араратской котловины, где они разрабатываются Араратским заводом для производства цемента.

В северо-восточных районах Армении травертины известны в окрестностях сел. Кохб Ноемберянского района, сел. Нижн. Агдан, Иджеван и монастыря Агарцин в Иджеванском районе и в долине р. Агстев в Кироваканском районе.

В первом районе они приурочены к сбросу северо-западного простирания с опущенным северо-восточным крылом, сложенным вулканогенными породами турона. Между сел. Кохб и Калача, на правом склоне долины р. Кохб выходит холодный углекислый источник с горькой на вкус водой. Травертины локализованы к выходу источника и занимают площадь в несколько сотен кв. метров.

У сел. Нижн. Агдан травертины приурочены к сбросу, который приводит в тектонический контакт юрские доломитизированные известняки (северо-западное крыло) и турон-коньякские туфобрекчии. Здесь же у селения по сбросу север—северо-восточного простирания выходит мощный холодный источник. Травертины локализованы к выходу и занимают площадь порядка 1 га.

В окрестностях сел. Иджеван радиусом порядка 6—7 км у родников, связанных с сенонскими мергелистыми известняками, во многих местах залегают ноздреватые маломощные скопления травертинов, занимающие площади в сотни кв. метров.

В районе монастыря Агарцин травертины (мраморовидные) встречаются в виде довольно мощной (до 3—4 м) дайкообразной жилы близширотного простирания, залегающей в порфиритах и туфогенах среднего эоцена. Отдельными выходами эта жила прослежена на протяжении около 1 км на правом склоне ущелья р. Агарцин.

В Кироваканском районе небольшие скопления травертинов приурочены к участкам действующих минеральных источников в окрестностях сел. Фиолетово, Лермонтово, Гамзачиман. В Ереванском Геологическом музее хранятся челюсть и зубы осла, сцементированные травертином. На этикетке образца местонахождением указывается Кироваканский район.

Южнее травертины имеют более широкое распространение в системе хребта Цахкуняц—по р. р. Мармарик и Агверан, в окрестностях сел. Анкаван, Улашик, Кабахлу, Агверан, Арзакан, Бужакан. Вдоль долины р. Мармарик проходит система сбросовых нарушений северо-западного простирания, смещающих эопалеозойские метаморфические сланцы и прорывающих их интрузивные породы. С этими нарушениями связаны многочисленные выходы минеральных вод типа ессентукских и щиты травертинов с ониксами и арагонитами. Характерна приуроченность большинства скоплений травертинов к пойменной части долины реки.

По данным Г. П. Багдасаряна, агверанский щит травертинов занимает площадь около 10000 м² и имеет мощность 30 м, улашикский — 1800 м² и мощность 13 м, анкаванский—400 м² и мощность 10 м, арзаканский—350000 м² и мощность до 35 м, бужаканский 430000 м² и мощность 35 м (по данным бурения). По данным Т. Н. Туманяна, содержание окиси кальция в этих травертинах колеблется в пределах от 54 до 55%, потери при прокаливании от 41 до 43%, среднее содержание кремнекислоты 2,06%, удельный вес от 2,69 до 2,72. В Агверанском щите выделяются прослои арагонитов мощностью до 40—50 см.

Северо-западнее хребта Цахкуняц сравнительно небольшие скопления травертинов известны на склонах западных отрогов Базумского хребта — на склонах массива г. Сип, сложенного нижнеюрскими известняками и вулканогенными отложениями, надвинутыми в южном направлении на эоценовые отложения. Источники, связанные с этим надвигом, отлагают травертины. Относительно мощные скопления их отмечены на западном склоне горы по дороге от сел. Бандиван к сел. Байтар.

Наибольшее распространение имеют травертины в области Араратской котловины в средних течениях р. р. Раздан, Гарни, Чатма, Веди, а также в северо-восточных краевых частях долины.

В бассейне р. Раздан травертины развиты в нижних частях левого склона ущелья в окрестностях курорта Арзни, где они связаны с минеральными источниками и продолжают откладываться также в настоящее время, причем обсадные трубы в эксплуатируемых скважинах, дающих минеральную воду, часто заполняются травертином и закрываются.

А. П. Демехиным в травертинах Арзни были обнаружены каменные орудия неолита, в том числе один каменный молоток. Вниз по течению р. Раздан травертины известны в окрестностях сел. Агамзалу, где они образуют пластообразную залежь (с прослоями глин), падающую на юго-запад под углом 20°. Они представлены арагонитами (ониксовидные мраморы) и, по данным С. Т. Тигранян, могут дать кондиционные блоки суммарным объемом 60000 м³.

Агамзалинские травертины приурочены к глубинному разлому, который протягивается сюда от сел. Тазагюх и прослеживается к востоку, к сел. Ниж. Агбаш в бассейне р. Гарни, где тоже известны скопления арагонитов, занимающих, однако, меньшую площадь.

В бассейне р. Гарни травертины известны также на левом склоне ее ущелья, против сел. Байбурд. Небольшие скопления их отмечены, кроме того, в обрывах ниже сел. Джрвеж, где они приурочены к туфоконгломератам, подстилающим долеритовые базальты верхнего плиоцена и включают наземную моллюсковую фауну. Они описаны подробно в работе П. П. Гамбаряна (1934).

В бассейне р. Чатма травертины известны в окрестностях сел. Кетанлу и Шугаиб у выходов углекислых минеральных источников, откладывающих наряду с известью также серу. У этих выходов в ядрах брахиантиклиналей выступают мощные толщи известняков турона-коньяка, прикрытые на крыльях структур туфогенами эоцена.

В нижних течениях р. р. Чатма и Гарни травертины широко развиты в полосе, которая протягивается через сел. Геташен, Двин, Анастасаван (Даргалу), откуда по южному склону хр. Бозбурун протягиваются с небольшими перерывами до окрестностей сел. Веди. В этом районе, сложенном вулканогенными, карбонатными и флишоидными отложениями мела, палеогена и частично миоцена, они образуют довольно мощные и крупные щиты, которые перекрывают древние и современные террасы. В этой полосе известны многочисленные углекислые источники, которые приурочены к травертиновым щитам и продолжают выделять известь. На подножьях косогорных участков травертины включают большое количество делювиального и пролювиального обломочного материала и зачастую образуют своеобразные брекчии и конглобрекчии.

Восточнее хр. Бозбурун травертины очень широко развиты на обоих склонах и подножьях Урцского хребта и на южном склоне хр. Кармирсахка в северо-западной части Шагапской синклинальной долины, сложенных карбонатными и песчано-глинистыми отложениями палеозоя и палеогена.

В указанном районе травертины занимают площадь в несколько десятков кв. километров, перекрывая древние и современные террасы и склоны гор. В ряде случаев они заполняют депрессии древнего микрорельефа.

Детально изучены травертины южного склона Урцского хребта. По данным бурения мощность их достигает здесь 46 м (у Араратского цементного завода, недалеко от ст. Арарат), причем в кровле залежи имеется мощный (до 10 м) слой делювиально-пролювиальных наносов. Травертины кремово-белого и кремово-желтого цветов, плотные, грубослоистые, однородные, с содержанием карбоната кальция 95—97%.

Сопоставление разрезов скважин, пробуренных в травертиновом щите у Араратского цементного завода и в озерно-речных отложениях южнее ст. Арарат, показывает, что они являются, по всей вероятности, одновозрастными образованиями и смыкаются друг с другом фациально. В этой связи интересно отметить наличие пласта травертина мощностью 11 м в разрезе нижнечетвертичной озерной толщи района ст. Араздаян на глубине 54—65 м.

Травертины южных склонов Урцского хребта изобилуют в отдельных горизонтах отпечатками и остатками флоры. По устному сообщению А. Л. Тахтаджяна подавляющее большинство изученных видов этой флоры принадлежит к вечнозеленым формам.

Процесс отложения травертинов в рассматриваемом районе продолжается и в современной эпохе. Все травертиновые щиты районов сел. Геташен, Двин, Анастасаван, Веди, Шагап, а также южных склонов хр. Урц, связаны с зоной так называемого Ереванского глубинного разлома и подчиненных ему мелких сбросов.

Травертины известны также в бассейне верхнего течения р. Веди, в окрестностях сел. Джерманис и Дашлу. У сел. Джерманис они при-

урочены к антиклинальной структуре, ядро которой сложено известняками перми.

Большое число травертиновых щитов известно также в Нахичеванской АССР.

Восточнее Урцского хребта громадные залежи травертинов отмечены в верховьях р. Джагри-чай, выше сел. Бузгов, где они занимают площадь более 1, 5 км² и достигают мощности 20—30 м. Приурочены они к разлому, по которому меловые отложения приведены в ненормальное соприкосновение с триасовыми отложениями, сложенными известняками и доломитами.

В бассейнах р. р. Арпа, Воротан, Вохчи, Мегригет и Аладара травертины известны во всех районах выходов минеральных источников Гетик-ванк, Сойлан, Джермук, Татев, Горис, Охтар, Чобанлы и др., однако они образуют здесь небольшие скопления, за исключением щитов на склонах г. Перичингил.

Карбонатные отложения, напоминающие травертины, развиты также в бассейне среднего течения р. Ахурян в Агинском районе, где они подчинены нижней половине озерной толщи Ленинаканской котловины (у сел. Айкадзор, Барцрадир и на берегах р. Чорлу).

В работах А. Н. Назаряна эти отложения описаны под названием озерных известняков. Не исключена возможность того, что карбонатное вещество этих известняков, отложившихся несомненно в водном бассейне, имеет такое же происхождение, что и обычные травертины. В пользу этого говорит наличие на изолированной вершине мощного щита травертина, залегающего на древнечетвертичной террасе ниже устья р. Ахурян, на берегу р. Аракс (у сел. Бахчалар).

В литературе к травертинам отнесены также карбонатные отложения оз. Севан и элювиально-пролювиальные карбонатные отложения, залегающие на плиоценовых лавах северной части Араратской котловины. Обращаясь к возрастной характеристике травертинов следует отметить, что они с некоторыми перерывами отлагались в течение всего четвертичного времени и возможно также в верхнем плиоцене. Это доказывается налеганием их на все террасы верхнего плиоцена и четвертичного времен и отчасти фациальным смыканием их с озерными отложениями этого периода.

Климатические условия в Армении в плиоценовое и плейстоценовое время были крайне разнообразными и изменчивыми.

Судя по флоре сисианской диатомовой толщи, в верхнем плиоцене климатические условия были весьма сходными с современными. На больших площадях область была покрыта лиственными лесами, причем, судя по находке гиппарионовой фауны, были также степные пространства с богатым травяным покровом.

Рельеф страны в основных чертах был похож на современный, за исключением рельефа бассейнов Среднего Аракса и р. Ахуряна, который был создан в основном в четвертичное время.

В конце плиоцена господствовал плювиальный режим, приведший к интенсивной регрессивной эрозии и накоплению мощных толщ галечников по всей стране (галечники террасы 180—200 м). Судя по находке вечнозеленой флоры в травертинах района ст. Арарат, можно заключить, что в бассейне Среднего Аракса имелись отдельные районы с субтропическими климатическими условиями, каковые имеют место в настоящее время в низменных частях Мегринского, Иджеванского и Ноемберянского районов.

В нижнечетвертичное время, судя по находкам остатков трогонтериевого мамонта и обилию диатомовых отложений, климат был холодный при высокой влажности воздуха.

В среднечетвертичное и верхнечетвертичное времена в риссе и вюрме имело место оледенение, охватившее высокогорные районы страны. Судя по находкам остатков оленей в верхнечетвертичных туфах и под ними, а также в более молодых озерных отложениях и суглинках, страна в это время была покрыта на значительных площадях, в том числе и в бассейне Среднего Аракса, высокоствольными лиственными лесами, которые, вероятно, достигали наибольшего распространения в межледниковые времена и в период отступления вюрмских ледников, причем, как показывают обильные остатки материальной культуры (эолит, шелль, ашель, мустье, ориньяк, солютре, мадлен, азиль, тарденауз, неолит, энеолит), природные условия, начиная по крайней мере с верхнего плиоцена были благоприятными для развития человека. Археологические и исторические данные показывают непрерывную (с отдельными скачками, выраженными быстрыми скачкообразными изменениями орудий производства между отдельными этапами) эволюцию человека на территории Армении с самого начала палеолита(археолита?) до исторического времени. Важно при этом отметить, что обсидиановые орудия, изготовленные в Армении, встречаются во многих странах Ближнего и Среднего Востока, что, очевидно, указывает на передвижение стада первобытного человека на большие расстояния.

Одной из наиболее характерных особенностей плиоплейстоценового времени, как уже указывалось, является интенсивный вулканизм, пароксизмы которого проявлялись в верхнем плиоцене, нижне-средне- и верхнечетвертичное времена. Последним его проявлением является пробуждение вулкана Мамрут (Нимруд) на хр. Армянский пар в 1441 г.

Е. РЕЧНЫЕ И ДРУГИЕ НАНОСНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Речные отложения, ввиду особенностей рельефа страны, имеют ограниченное развитие. Как и всегда, приурочены они к руслам и поймам рек, к более древним террасам, конусам выносов и представлены валунно-галечными отложениями с песчано-глинистым заполнителем, гравием, песками, суглинками (иногда лессовидными), супесями, глинами.

В пределах Армянской ССР более или менее заметное распространение имеют плейстоценовые речные отложения в долинах р. р. Памбак, Агстев, Цав, Арпа, Веди, Гарни, Раздан и особенно большое—в Араратской долине.

Как ранее указывалось, в бассейнах всех крупных рек Малого Кавказа отчетливо выделяются фрагментарные покровы валунно-галечных отложений, располагающихся на высотах от 180 до 220 м над тальвегами рек. Возраст этих отложений не имеет пока прочного палеонтологического обоснования, однако подавляющее большинство исследователей признает за ними апшеронский возраст. К четвертичному возрасту относятся соответственно те речные отложения, которые залегают на более молодых террасах.

Данные о позднеплиоценовых-плейстоценовых террасах и приуроченных к ним речных отложениях по основным речным бассейнам могут быть представлены в следующем виде.

Бассейн р. Памбак — выделяются террасы с отметками 1, 5—2 м, 5—6 м, 40 м, 46 м, 52 м, 100 м, 120 м (данные К. Н. Паффенгольца). На всех террасах отмечены галечники и суглинки, а на некоторых из них также игнимбритовые туфы, принадлежащие к двум сближенным потокам. Между ст. ст. Налбанд и Спитак покровы туфов и подстилающие террасы флек-

сурно деформированы. У ст. Налбанд в песках и галечниках с прослоями туфовых и пемзовых песков Н. И. Каракашем в конце прошлого столетия были обнаружены остатки Elephas primigenius Blum. и Equus caballus L. Против сел. Арчут между двумя покровами туфов, разделенными пемзовыми песками и суглинками, К. А. Мкртчяном были обнаружены полные челюсти Rhinoceros antiquitatis Blum. Остатки Bos primigenius Boj. отмечаются К. С. Далем в гор. Кировакан из суглинков, покрывающих городскую террасу. Здесь же была пробурена скважина, которая прошла 92 м по песчано-галечным отложениям долины р. Памбак и не вышла из них. Около 100 м равняется также мощность подобных отложений (с прослоями игнимбритового туфа) у ст. Спитак. Таким образом, за значительный промежуток четвертичного времени долина р. Памбак в районе от Джаджурского перевала до района гор. Кировакан непрерывно наполнялась обломочным материалом.

Ранее указывалось, что существенную роль в этом играла лавовая запруда в районе между ст. Шагали и ст. Туманян, приведшая к созданию плотины высотою 350 м, а также туфовая запруда у сел. Сараарт. Река Памбак вниз по течению переходит в р. Дебед. Ущелье последней до ст. Садахло выработано в основном в базальтовых и андезито-базальтовых лавах верхнего плиоцена. После излияния этих лав река непрерывно углубляла свое русло, почему на склонах ущелья террасовые отложения отсутствуют. Исключение составляет лишь равнинный район ст. Садахло, где на лавах залегают галечники (высота террасы 8—10 м и 25—30 м), покрытые обширным чехлом гипсоносных суглинков. Во многих местах, в том числе и у ст. Садахло, река пока не пропилила полностью поток плиоценовых базальтов.

Из указанных выше террас наиболее высокие (100 м и 200 м) относятся к плиоцену на том основании, что ущелье р. Дебед глубиной около 1200—1400 м было выработано еще до излияния долеритовых базальтов, то есть до верхнего плиоцена.

Вниз по течению р. Дебед. у слияния р. р. Храми и Алгети наблюдается пять комплексов террас на относительных высотах 180—200 м, 50—80 м, 30—50 м, 10—12 м и 2—5 м (данные А. Л. Рейнгарда и К. Н. Паффенгольца).

Бассейны р. р. Барана и Аксибара Здесь выделяются фрагменты галечных покровов на относительных высотах 650—700 м (галечники на вершине г. Вартигех, на гребне хр. Папакар и на двух вершинах, расположенных в 4—5 км к северу—северо-западу от сел. Калача, 220—250 м (в привершинной части г. Кяклик), 120—130 м, 70—75 м, 20—25 м и 1,5—2 м. Последние галечные террасы очень хорошо выражены в среднем течении р. Аксибара, ниже сел. Воскепар и покрыты всюду довольно мощным слоем желтоватых суглинков. Несколько выше галечной террасы 220—250 м на вершине г. Кяклик автором был обнаружен палеолитический скребок из зеленого яшмовидного туфа, отнесенный С. А. Сардаряном (1950) к мустьерской эпохе (поздний миндель-рисс — эпоха неандертальского человека).

Галечники террасы 650—700 м (отсчет взят от уреза р. Дебед) относятся, как уже отмечалось, к миоцену, террасы 220—250 м — к верхнему плиоцену, а остальные, по аналогии с другими районами Армении, — к четвертичному времени.

В приустьевых районах указанных рек, в долине р. Куры значительное развитие имеют суглинки и галечники, слагающие террасы на относительных высотах 6—8 м (первая надпойменная терраса), 15—20 м (вторая надпойменная терраса) и 45—50 м (третья надпойменная терраса). Борчалинская равнина, сложенная галечниками и суглинками и имею-

щая относительную высоту 8—10 м, соответствует, по данным А. Л. Рейнгарда, третьей надпойменной террасе р. Куры. Отложения этой террасы перекрывают долеритовые базальты нижнего течения р. Дебед, слагающие в районе сел. Ламбалу и Садахло русло реки.

Бассейн р. Агстев. В бассейне среднего течения реки, в районе от пос. Кривой мост до параллели сел. Верх. Агдан отмечены покрытые суглинками денудационные поверхности на относительных высотах 1200—1300 м (водораздельное плато между р. р. Агстев и Ахум), 950—1000 м (урочище Руси-тала и др.) и галечные террасы, покрытые суглинками на относительных высотах 450—500 м (урочище Гелер и Шнджан), 180—200 м (на восточном склоне г. Гекча), 120—130 м (наклонная равнина к северо-востоку от гор. Иджеван), 60—70 м, 45—50 м, 20—25 м, 12—13 м, 3—5 м.

В верхнем течении бассейна р. Агстев, в районе гор. Дилижан, А. П. Демехин выделяет денудационные поверхности и речные террасы на относительных отметках 440—460 м, 140—190 м, 100—120 м, 40—80 м, 10—15 м, 2—5 м. Отложения этих террас сложены желтоватыми суглинками и отчасти галечниками (нижние террасы).

Необходимо подчеркнуть, что террасы нижнего течения реки в направлении от устья к предгорьям постепенно погружаются и, кроме того, как было отмечено М. Д. Гавриловым (1938), ложе устья реки так же, как и ложе устьев других правобережных притоков р. Куры (р.р. Шамхор-чай, Джагри-чай, Дзегам-чай), находятся на площадке второй террасы р. Куры. К примеру, терраса, на которой расположен гор. Казах, имеет относительную высоту 30 м (вторая надпойменная терраса р. Куры) и непрерывно прослеживаясь на юг, в районе пос. Кривой мост уходит под современный аллювий реки. Градиент погружения террасы составляет примерно 1 м на 1 км.

Для определения возраста террас р. Агстев в пределах Армении данных не имеется. В долине р. Куры, по данным М. Д. Гаврилова, третья ее терраса относительной высоты 50 м фациально переходит в окрестностях сел. Мингечаур в верхнехвалынские морские отложения с Didacna trigonoides Pall.

В ближайшем с востока бассейне р. Дзегам-чай, по данным М. Д. Гаврилова, галечные террасы высотою 15—20 м и 25—30 м соответствуют третьей и четвертой террасам правобережья р. Куры (45—60 м и 65—70 м), относимых к верхне-и нижнехвалынскому времени.

Аналогично к этому времени относятся галечные террасы среднего течения р. Агстев с отметками 12—13 м и 20—25 м. С меньшей достоверностью к среднечетвертичному времени можно отнести галечные террасы 45—50 м и 60—70м, а к нижнечетвертичному времени—галечники и мощный (до 20—30 м) покров суглинков (Иджеванская наклонная равнина), образующих наклонную террасу высотою 130 м. Более высокие террасы относятся к плиоцену и миоцену.

Бассейн р. Тауш. Здесь, в бассейне среднего течения реки, на пространстве от сел. Берд до сел. Ниж. Кармир-агбюр, выделяются покрытые суглинками денудационные террасы на относительных высотах 410—420 м, 300 м, 175—180 м, 110 м и покрытые суглинками галечные террасы с относительными отметками 55 м, 25 м, 13—15 м и 2—3 м.

За пределами Армении на правобережной террасе р. Куры, р. Тавуш сливается с р. Дзегам-чай, в нижнем течении которой М. Д. Гаврилов выделяет террасы с относительными отметками над р. Курой—6 м, 25—30м, 45—60 м и 65—70 м. В отношении самой р. Дзегам-чай третья из этих террас (45—60 м) имеет высоту 15—20 м, а четвертая (65—70 м)—высоту 25—30 м; первая и вторая террасы (6 м и 25—30 м) погребены под современным аллювием реки.

По аналогии с террасами нижнего течения р. Дзегам-чай галечные террасы р. Тавуш с отметками 13—15 м и 25 м относятся соответственно к верхнехвалынскому и нижнехвалынскому времени, то есть к вюрму, раннему поствюрму, а терраса 55 м—к среднечетвертичному времени. Высокие террасы, включая террасу 175—180 м, относятся к концу плиоцена.

Бассейны р. р. Воротан, Вохчи и Цав. В бассейне среднего течения р. Вохчи, по данным автора, отчетливо выражены галечные террасы с относительными отметками 180—200 м, 100—120 м, 70—75 м, 40—45 м, 20—25 м, 12—13 м и 1—2 м и денудационная ступень высотою 300 м, покрытые суглинками.

В бассейне р. Воротан на ряде участков сохранились фрагменты галечного покрова, достигающего относительной высоты 180—200 м. По данным К. Н. Паффенгольца и нашим более поздним наблюдениям, эта терраса врезана в толщу туфобрекчий Горисского района, относимую нами к акчагылу. По данным А. Н. Соловкина, по среднему и нижнему течениям р. Воротан имеются также хорошо выдержанные террасы с относительными высотами 3—4 м, 15 м и 120—140 м. В верхнем течении реки, между сел. Сисиан и Дастакерт нами отмечены четыре галечные террасы высотою до 130 м, врезанные в верхнеплиоценовую озерную толщу.

Наибольшее площадное развитие имеют галечники террасы 180—200 м. В пределах Армянской ССР они слагают значительные площади в бассейне р. Цав (Басут, Хачин-чай), где они сложены главным образом из обломков гранитоидных пород. Вниз по течению реки эти галечники прослеживаются в долину р. Аракс, сливаясь с галечниками обширной наклонной террасы юго-восточных предгорий Малого Кавказа (Карабахская наклонная равнина). В приустьевых частях р. р. Басут, Вохчи и Акера высота террасы составляет над р. Аракс 150—160 м. Азербайджанские геологи относят эту террасу к апшерону. В. Е. Хаин обнаружил в отложениях этой террасы. р. Аракс пресноводную фауну апшеронского возраста. (Bythinia aff. tentaculata L., Melania ex gr. rhodensis Buk., Pisidium cf. amnicum Müll., Valvata sp. — определения Б. Х. Гейвандовой).

В бассейнах р. р. Воротан и Вохчи имеются также древние деформированные денудационные уровни. Самый древний из них относительной высотой 1200—1400м совпадает с плоскими водоразделами, сложенными вулканогенной толщей верхнего миоцена — нижнего плиоцена, а также более древними породами эоцена, мела и юры.

Бассейны р. р. Мегригет и Карчеван. Данные по четвертичным отложениям этого района крайне скудные. Типичные аллювиальные и пролювиальные отложения в виде валунно-галечного материала широко развиты в приустьевых районах рек, где они образуют мощные конусы выносов, расположенные над первой надпойменной террасой р. Аракс.

В среднем течении р. Мегригет в районе сел. Вартанадзор отчетливо выражено несколько террас (до шести), покрытых желтоватыми суглинками и галечниками, причем в галечниках нижних террас встречаются отдельные очень крупные валуны порфиритового и гранитоидного составов, которые, по всей вероятности, заимствованы из флювиогляциальных валунно-галечных отложений, залегающих на склонах Капутджухского хребта.

Бассейн р. Арпа. В верхнем и среднем течениях бассейна р. Арпа отчетливо выражены галечные террасы на относительных высотах 180—200 м, 140—150 м, 55—60 м, 20—23 м, 12—15 м и 3—4 м. Все эти террасы, за исключением современных, перекрыты в разных частях бассейна базальтовыми и андезито-базальтовыми лавами. Самые молодые из них принадлежат вулкану Дали-тапа и спускаются до поймы р. Арпа, перекрывая галечники самой нижней террасы, имеющей высоту над урезом реки 3—4 м.

Наибольшее развитие имеют валунно-галечные отложения террасы 180—200 м. Ими сложена наклонная равнина между сел. Азизбеков, Пор, Агхач, Мартирос на левом склоне бассейна реки и Агавнадзорское плато на правом склоне.

В бассейне нижнего течения р. Арпа, в пределах Нахичеванской котловины, а также в бассейне р. Нахичевань-чай К. Н. Паффенгольцем (1940) отмечаются галечные террасы на относительных высотах 200 м, 150 м (городская терраса), 40 м, 14 м, 8 м и 0,5—2 м, а также ряд галечных террас высотою от 300 до 400 м. Все древние террасы, врезанные в Айоцдзорский хребет, довольно круто погружаются к р. Аракс в южном направлении и к р. Арпа в северном направлении, что очевидно, связано с новейшим поднятием хребта. Все древние галечники, включая таковые на террасе 150 м, сложены в главной своей массе из обломков андезитов, заимствованных из толщи грубообломочных туфобрекчий верхнего миоцена — нижнего плиоцена Айоцдзорского и Варденисского хребтов.

Бассейны р. р. Раздан, Веди, Гарни. В этой области речные отложения лучше изучены в средних течениях рек, в частности в Приереванском районе. Детальными съемками нами выделены здесь галечные террасы на относительных высотах 180—220 м (советашенская и джаткранская террасы), 130 м (арабкирская терраса), 75 м, 45—50 м, 22—25 м (чарбахская терраса), 12—13 м (аргавандская терраса), 2,5—3—4—5—6 м (первая надпойменная терраса р. Аракс в пределах Араратской долины).

Самая древняя из этих террас коррелируется с описанными выше террасами бассейнов р. р. Арпа, Вохчи и Воротан, имеющими высоту 180—200 м. В Приереванском районе галечный покров этой террасы ложится параллельно покрову долеритовых базальтов верхнего плиоцена.

Террасы 180—220 м, 130 м и 75 м деформированы и флексурно погружаются (под углами 6—8°) в сторону Араратской долины, причем в северных окрестностях сел. Паракар деформация эта сопровождается разрывным нарушением широтного простирания. В этом же районе, на базальтовом плато, расположенном севернее села, галечники перекрываются песчано-глинисто-диатомовыми озерными отложениями, относимыми к нижнечетвертичному времени. Молодые террасы—45—50 м, 22—25 м и 12—13 м погружаются в противоположном направлении — от Араратской долины к среднему течению р. Раздан. Галечная терраса с отметкой верха 12—13 м у сел. Аргаванд полностью уходит под урез реки ниже пос. Арабкир, галечная терраса с отметкой верха 22—25 м у крепости Кармир-блур уходит полностью под урез реки ниже сел. Арзни, терраса 45—50 м, отчетливо выраженная ниже пос. Арабкир, уходит под урез реки в районе между сел. Раздан и Гюмуш.

Важно отметить, что подобное погружение террас фиксируется также изменением отметок подошвы лавовых потоков, залегающих на террасах 12—13 и 22—25 м. Подошва потока имеет высоту + 12—13 м у сел. Аргаванд и спускается до уреза реки ниже пос. Арабкир; подошва второго потока имеет высоту +22 м у Ереванского кожевенного завода и спускается до уреза реки ниже сел. Арзни. Интересен также тот факт, установленный бурением скважин, что ниже русла р. Раздан залегают довольно мощные (не менее 25 м) валунно-галечные отложения. Представляется вероятным, что такое заполнение ущелья имело место после формирования галечной террасы 12—13 м, извержения туфов и излияния базальтов, залегающих на этой террасе.

Для определения возраста указанных террас мы располагаем следующими данными:

1. Покров галечников террасы 180—200 м подстилается толщей лав с внутриформационным горизонтом диатомитов, включающих остатки

Hipparion верхнеакчагыльского возраста и перекрывается озерной толщей, включающей в верхах нижнечетвертичный Elephas trogontherii Pohl.

2. В окрестностях сел. Арзни на уступе между террасами 180—200 м и 130 м обнаружены обсидиановые орудия премустьерского (ранний миндель-рисс) возраста (ашель-клектон — по данным А. П. Демехина, С. Н. Замятнина и С. А. Сардаряна).

3. В серых гравелистых песках террасы 22—25 м в юго-западной части гор. Ереван (на территории Ереванского холодильного комбината) встречена богатая фауна унионид. По заключению Н. Н. Акрамовского, все представленные ему экземпляры принадлежат к циклу форм Unio tumidus Retz., известного с раннего плиоцена и обычному в плейстоцене. Эти экземпляры им были определены под названием Unio mingrelicus Drouet, который в ископаемом виде находится впервые и ныне живет в реках Колхиды. Один раз эта форма была встречена в р. Карасу около сел. Аралых в подножьи Б. Арарата, откуда описывалась под именем Unio armeniacus Kobelt. Галечники террасы 22—25 м перекрывают различные горизонты озерных отложений участка сел. Агджакишлак и Енгиджа, включающих остатки Elephas trogontherii Pohl.

4. У сел. Арзни, на поверхности лавового покрова, кроющего галечники террасы 22—25 м, обнаружены обсидиановые орудия раннемадленского (ранневюрмского) возраста (данные А. Арутюняна, М. З. Паничкиной и С. А. Сардаряна).

5. Туфы, залегающие на террасе 12—13 м, перекрываются на Егвардском плато и в окрестностях сел. Воскеваз переотложенными флювиогляциальными отложениями, относимыми к бюльской стадии вюрмского оледенения.

6. В 7 км к юго-востоку от гор. Ереван, в песчано-пемзовых отложениях, залегающих на террасе 12—13 м и перекрытых черными туфами, обнаружены остатки Homo sapiens fossilis (зубы), Cervus elaphus Ogilvi, Lepus eurapeus L., характеризующие послерисское время.

7. В наносах, перекрывающих туфы, которые расположены на террасе 12—13 м, обнаружены в ряде пунктов бытовые предметы (зернотерки, ручные рубила, обсидиановые скребки и пр.,) относящиеся, по данным С. А. Сардаряна и Б. Б. Пиотровского, к энеолиту (медный век).

Таким образом, терраса 180—220 м относится к верхнему плиоцену, терраса 12—13 м и погребенная под руслами рек толща галечников—к верхнечетвертичному времени, террасы 22—25 м, 45—50 м и 70 м — условно к среднечетвертичному времени, а терраса 130 м — к нижнечетвертичному времени (поздний миндель-рисс).

Кроме указанных выше галечных террас, в среднем течении бассейна р. Раздан на междуречьи р. р. Джрвеж и Гарни имеются три денудационные террасы, врезанные в толщу туфобрекчий верхнего миоцена — нижнего плиоцена. Одна из них совпадает с поверхностью указанной толщи и имеет относительную высоту 600 м, а две другие, прослеживаемые в районе сел. Мангюс-Севаберд,—450 м и 350 м. Все они древнее нижнечетвертичной озерной толщи Канакерского плато.

Серия древних террас и денудационных поверхностей фиксирована также в бассейне р. Мармарик, правого притока р. Раздан. По нашим наблюдениям 1951 г., они располагаются здесь на относительных отметках 1300—1350 м, 860—870 м, 520—580 м, 395—410 м, 245—255 м, 135—145 м, 70—75 м, 35—40 м, 25 м, 10—12 м, 1—1,5 м. В среднем и верхнем течениях реки верхние из этих террас, включая террасу 25 м, погребены под толщей андезитовых лав и туфобрекчий верхнего миоцена — нижнего плиоцена. Первые пять террас отчетливо прослежива-

ются также на северном склоне Памбакского хребта, в ущельях р. р. Агстев и Тандзут. В нижних течениях р. Тандзут (окрестности сел. Хндзорут) в бассейне р. Памбак (окрестности сел. Арчут) и в нижнем течении р. Мармарик (окрестности сел. Рндамал), подошва лавовых покровов миоплиоцена спускается еще ниже до относительных отметок 30—70 м. На этом основании андезитовые лавы долины р. Тандзут у сел. Хндзорут некоторыми исследователями ошибочно были отнесены к средне-верхнечетвертичному времени. Из указанных 11 террас верхние две являются денудационными, а все остальные—галечными, причем к четвертичному возрасту могут быть отнесены с достаточной достоверностью лишь нижние 3—4 террасы.

На наличие галечных террас, погребенных под лавами миоплиоцена бассейна р. Мармарик, впервые указал А. Г. Мидян.

Бассейн р. Верхний Аракс. Отложения р. Аракс на пространстве от устья р. Ахурян до западной части Араратской долины подробно были изучены автором в 1949 г. Здесь отчетливо выражены галечные террасы на относительных отметках 210 м, 110—113 м, 72—75 м, 50—55 м, 27 м, 12—13 м, 2,5—3 м. Кроме того, четко выражен древний пенеплен высотою 1000—1200 м, покрытый лавами Карсского плато. Указанные террасы полностью коррелируются с таковыми бассейнов р. р. Гарни и Раздан.

Первые три террасы довольно круто погружаются на северо-восток. Терраса 27 м несет на себе лавовый поток. Высота первой надпойменной террасы вниз по течению реки увеличивается и достигает в центральной части Араратской долины 5—6 м. Последняя в современном виде представляет в основном первую и отчасти вторую (11—13м) надпойменные террасы р. Аракс и сложена разнообразными суглинками, супесями, песками и отчасти галечниками. В западной части котловины над первой надпойменной террасой долины, у сел. Армавир и Верх. Зейва возвышаются вулканические конусы — центры извержений, сложенные из красных шлаков и частично литоидных туфов (последние у сел.Верх.Зейва). На южном склоне шлакового конуса у сел. Армавир в суглинках с кухонными остатками нами был обнаружен зуб Bos primigenius Boj. (определение С.К. Даля), а на вершине холма—зуб Equus caballus L. На поверхности шлакового конуса у сел. Верх. Зейва были обнаружены остатки костей и зубы Gazella subguatturosa Gueld. и Ovis sp., а также зернотерки, ручные рубила и обсидиановые скребки медного века. Здесь же в литоидных туфах высечен саркофаг с древними надписями.

По данным, сообщаемым армянским историком V века Мовсесом Хоренаци, около 2000 лет тому назад р. Аракс протекала по подножью шлакового конуса сел. Армавир. где находилась также столица древней Армении — гор. Армавир. Впоследствии р. Аракс отступила на юг на 6 км, в связи с чем была перенесена также столица. Русло древнего Аракса сохранилось в районе Армавира поныне. В литературе оно известно под названием Куру-Араз (Сухой Аракс). По сообщению греческого географа Страбона[1], в период царствования греческого царя Эсона на месте Араратской долины существовало большое непроточное озеро и будто проток ему был открыт войском Иасона (сына Эсона) при походе его через Армению.

В заключение описания аллювиальных отложений следует подчеркнуть, что высокие галечные террасы (180—220 м и выше) очень часто принадлежат не тем рекам, в бассейне которых они встречаются. Они в дейст-

---

* См. Известия иностранцев об армянах, № 1, Греческие источники. Страбон, Армянский перевод и комментарии акад. Р. А. Ачаряна, изд. Ереванского Гос. университета, 1940 г.

вительности принадлежат в ряде случаев более древней речной сети, которая не совпадает с современной сетью. Древние сети, как правило, имели структурный характер и были сильно нарушены вследствие четвертичных дифференциальных погружений и поднятий.

В подавляющем большинстве случаев дочетвертичные галечные покровы залегают в синклинальных мульдах, созданных в досреднеплиоценовое время, а также в зонах поперечных перегибов тектонических зон.

Делювиальные, пролювиальные, эоловые и др. отложения. К этому комплексу наносных отложений относятся разнообразные валунно-галечно-песчаные накопления, нагромождения каменных глыб, супеси, суглинки, белоземы и др.

В условиях высокогорного, сильно расчлененного рельефа скальные породы, разрушаясь, образуют громадные шлейфы и языки глыбового делювия, который постепенно перемещается вниз и переходит в предгорных равнинах в щебенисто-суглинистые отложения, переходящие, в свою очередь, на равнинах в относительно однородные суглинки. Главным фактором разрушения скальных пород является, по-видимому, морозное выветривание, а перемещение глыбового делювия осуществляется при активном содействии вод, образующихся в основании делювиальной толщи. Глыбовый делювий особенно широкое распространение имеет в районах, сложенных лавами, известняками и доломитами. В частности, они имеют заметное распространение на склонах восточной части Базумского хребта, на склонах среднего течения ущелья р. Дебед, на высоких склонах Иджеванского и Мургузского хребтов, массивов г. Арагац, г. Б. Арарат, Гегамского и Варденисского хребтов, в западной части Карабахского нагорья, на склонах Хуступ-Чимянского хребта. С этим типом глыбовых нагромождений связано большое число малодебитных родников с прекрасными питьевыми качествами воды. Таковые играют существенную роль в водоснабжении пастбищ страны.

Оползневые и обвальные массы развиваются на косогорных участках рельефа при активном воздействии на них грунтовых и оросительных — инфильтрационных вод. Оползневыми и обвальными процессами охватываются обычно молодые наносные образования и коренные глинистые толщи. Оползневые явления широко развиты в среднем течении р. Раздан в пределах развития сарматских отложений, в Шорахбюрской и Джрвежской долинах (Приереванский район) в пределах развития песчано-глинистых отложений миоцена и олигоцена, в районе гор. Дилижан, отчасти в районах гор. Иджеван, сел. Берд, гор. Кафан, сел. Шагап, сел. Мармашен и др., в пределах развития молодых делювиальных наносов, залегающих на скальных породах.

Супеси и суглинки образуют в ряде случаев довольно мощные покровы, залегающие на речных террасах, пологих покровах и потоках молодых лав и туфов и на подножьях гор. Таковы покровы суглинков в бассейнах р. р. Памбак, Дзорагет и Дебед, где они лежат в основном на пологой поверхности покрова долеритовых базальтов верхнего плиоцена, суглинки на всех террасах бассейнов р. р. Агстев, Ахум, Тавуш, Воротан, Вохчи, Мегригет, Арпа, Раздан, Аракс, Ахурян. Большие поля они занимают на Ленинаканском и Лорийском плато, в районах гор. Кировакан, сел. Спитак, Узунлар, Ламбалу, Воскепар, Верхн. Агдан, гор. Дилижан, гор. Иджеван, сел. Узунтала, Лалигюх, Верх. Кармир-агбюр, гор. Кафан, сел. Давид-бек, Агарак, Личк, Вартанадзор, пос. Азизбеков, сел. Фонтан, Ахта, Меградзор, в северных предгорных районах Ленинаканской котловины и в Араратской долине. Мощность покрова суглинков достигает местами 25—30 м. Производство черепицы и кирпича в республике организовано почти повсеместно на этих участках. В обра-

зовании их одинаково существенную роль играли процессы пролювиального, делювиального и эолового осадконакопления. Сомнительным в условиях Армении можно было считать влияние эолового фактора, однако раскопки на Кармир-блуре к юго-западу от Еревана показали, что после разрушения в VII в. до нашей эры Урартской цитадели Тейшебаини, развалины ее на относительно высоком холме покрылись слоем лессовидных глин и суглинков мощностью до 10 м. Отсюда очевидна значительная доля эолового осадконакопления в процессе образования глин и суглинков.

Важно отметить, что покровы суглинков встречаются на всех террасах, в том числе и на древних—миоплиоценовых. Показателен в этом отношении бассейн среднего течения р. Агстев, где покровы желтоватых плотных глин и суглинков мощностью до 20—30 м залегают на террасах 1200—1300 м, 1000 м, 450—500 м, 180—220 м, 120—130 м, а также на всех остальных нижних террасах.

Обильный материал для образования суглинков доставляют юрские и меловые известняки и мергели, туфогены эоцена, липариты и пемзы миоцена и плиоцена и гидротермально измененные породы.

В предгорных районах покровы суглинков, обогащаясь грубообломочным материалом, переходят по простиранию в толщу глыбового делювия.

Валунно-галечные и песчаные наносы, относимые к данной категории отложений, являются продуктом селевых потоков. Основная их масса приурочена к нижним течениям и конусам выносов небольших горных рек. Многие населенные пункты страны, в том числе и гор. Ереван, расположены на таких конусах выносов или на их краях.

Элювиальные отложения имеют в Армении ограниченное развитие, если не считать современные почвы и чингили. К ним, в частности, относятся некоторые красноземы, образующиеся в субтропических условиях Мегринского района путем выветривания гранитоидных пород, плодородный горный чернозем, широко распространенный на молодых лавовых потоках и покровах центрального вулканического нагорья и карбонатные белоземы, распространенные в области Араратской котловины, где они образуются путем выветривания базальтовых пород и в смеси с песчано-глинистым материалом образуют характерную плиту типа травертиновых плит. Встречается много разновидностей этих белоземов — от порошковидных до скальных, то чистых, то с меньшей или большей примесью обломочного материала. Наибольшей мощности они достигают в депрессиях микрорельефа и залегают почти исключительно на базальтовых лавах, шлаках и туфах, которые ввиду своей большой удельной поверхности являются хорошими осадителями карбонатного вещества и выделяются из водных растворов и водяных паров, поднимающихся из трещиноватой толщи базальтов.

Приуроченность белоземов к Араратской котловине объясняется, по-видимому, господствующими здесь аридно-континентальными условиями климата, обеспечивающими интенсивное испарение и вынос в связи я этим из толщи базальтов растворенного карбонатного вещества. Литологис белоземов подробно освещена в работе П. С. Бошнагяна (1955). Подробные сведения о них приведены также в ранних работах О. Т. Карапетяна, С. Е. Манасаряна, К. Н. Паффенгольца, А. П. Демехина, О. А. Бозояна, Г. М. Ломизе, Г. И. Тер-Степаняна и автора. Большое внимание, уделяемое белоземам, объясняется их суффозионной неустойчивостью, обусловливающей деформацию возведенных на них сооружений и их высокой плодородностью как почв.

Своеобразным типом элювия являются также чингили-каменники. Многие из новейших лавовых потоков, разрушаясь, перерождаются на

месте в хаотические нагромождения каменных глыб, которые известны у местного населения под названием «чингил». Некоторые из русских исследователей называют их каменными морями. Они широко развиты на склонах массива г. Арагац, на Гегамском, Варденисском и Сюникском вулканических нагорьях. В известной мере нагромождения являются результатом морозного выветривания, однако основная их масса, как отмечалось ранее, образовалась из тех лавовых потоков, которые в момент излияния текли по поверхности ледников или мощных снежных покровов.

Современные (голоценовые) континентальные отложения по типу и генезису в общем тождественны плейстоценовым. К ним относятся: разнообразные маломощные галечники, пески, глины, суглинки, супеси, селевые выносы, вечные снега и ледники, травертины, искусственные наносы, оползневые и обвальные массы и торф.

Торфяники занимают относительно небольшие площади на Лорийском лавовом плато (район гор. Степанаван—сел. Калинино), в бассейне верхнего течения р. Ахурян (район оз. Арпи-лич), в долине верхнего течения р. Агстев (район сел. Гамзачиман, Лермонтово, Фиолетово), в бассейне верхнего течения р. Гетик (Красносельский район), в восточной равнинной части бассейна оз. Севан (Масринская равнина), в Араратской долине (район сел. Зейва, Шаумян, Юва, Арташат) и в бассейне верхнего течения р. Воротан (Сисианский район). Наиболее крупными из них являются Масринский, Калининский, Арпиличский и Гамзачиманский болотистые торфяники. Вечные снега имеются на вершине Б. Арарата и Арагаца.

Торфяники Армении детально изучены Г. А. Захаряном (1956). По его данным, все они относятся к низинному топяному подтипу. Основные фитоценозы, слагающие растительный покров, принадлежат к травяной группе—тростниковым, осоко-тростниковым и частично к травяно-мховым.

Начало формирования торфяников Армении относится к низам голоцена. По предварительным данным Г. А. Захаряна возраст торфяников исчисляется в 12—15 тыс. лет.

К настоящему времени выявлено и более или менее детально изучено около 100 торфяников, расположенных в основном в Басаргечарском, Степанаванском, Кироваканском и Гукасянском районах. Из этого количества 20% располагается на высотах 900—1100 м, 70% — 1100—2400 м, 10% — 2400—2700 м.

По геоморфологическому признаку указанный автор торфяники классифицирует следующим образом:

А. Торфяники пойм горных рек (типа торфяников Гукасянского района в бассейне верхнего течения р. Ахурян).

Б. Торфяники склонов древних террас (типа Гамзачиманского, Джрашенского и Апаранского торфяников).

В. Торфяники нагорных равнин (типа торфяников Гилли и др.).

Г. Торфяники межгорных озерных понижений (типа торфяников Степанаванского района).

Д. Торфяники, находящиеся на склонах высоких гор и питающиеся ключевыми водами (типа торфяников Кироваканского района).

По данным Г. А. Захаряна, наибольший практический интерес из указанных типов представляют торфяники нагорных равнин и межгорных понижений, которые занимают значительные площади и в продуктивной части достигают мощности до 7 м. Наиболее крупный торфяник Гилли в юго-восточной части оз. Севан занимает площадь 1500 га и располагает запасами порядка 27000000 м³ сырого торфа, что равняется примерно половине фонда общих запасов торфа республики.

Основные запасы торфа в республике приходятся на торфяники Басаргечарского (юго-восточная часть бассейна оз. Севан), Гукасянского (район оз. Арпи-лич) и Степанаванского (Лорийское межгорное базальтовое плато) районов. Торфяники Армении относятся к высокозольной группе. По данным указанного автора. 80% общих запасов торфа Армении обнаруживает содержание золы в пределах от 20 до 30%, причем содержание золы по мощности залежи существенных изменений не испытывает. Естественная влажность торфяников колеблется в пределах от 81 до 88%.

Зола торфа большинства месторождений содержит значительное количество соединений азота, фосфора, калия и кальция, что делает возможным применение золы в сельском хозяйстве в качестве удобрения. Низкозольные разности торфа рекомендуется использовать в качестве топлива, а некоторые высокозольные разности (торфяники у сел. Фиолетово, Лермонтово, Гамзачиман в Кироваканском районе) — для использования в целях грязелечения.

Голоценовые отложения включают кое-где остатки фауны, часть которой в настоящее время нигде в Армении не обитает, либо встречается случайно (пришельцы). Этой фауне посвящено несколько работ С. К. Даля (1940—1952).

В карстовых пещерах Урцского хребта в восточной части Араратской котловины им были обнаружены остатки: Potomon potamis Oliv. (пресноводный краб), Rana ridibunda Pall. (озерная лягушка), Alectoris kakelik Falk. (горная курочка), Perdix perdix L. (серая куропатка), Crucidura sp. (землеройка), Myotis myotis Borkh. (ночница) Canis aureus L. (шакал), Canis familaris L. (собака), Vulpes vulpes alpherakyi Sat (лисица), Mustella nivalis dinniki Sat. (ласка), Martes foina nehringi Sat. (каменная куница), Vormela peregunsa Gül. (перевязка), Meles meles L. (барсук), Allactaga Wiliamsi Thos. (малоазиатский горный тушканчик), Cricetulus migratorius Pall. (серый хомячек), Mesocricetus Brandti Nehr. (закавказский хомяк), Microtus socialis Pall. (общественная палевка), Chionomys nivalis trialeticus Schidl. (снежная палевка,) Arvicola amphibius L. (водяная крыса), Ellobius lutescens Thos. (слепушка), Meriones rossicus Heptn. (песчанка), Lepus europaeus Pall. (заяц-русак), Cepra hircus L. (безоаровый козел), Ovis ophion Blyth. (муфлон), Bos (buballus?) (бык), Cervus (elaphus?) (олень), Equus asinus L. (осел), Equus caballus L. (лошадь).

По мнению С.К. Даля, пещеры эти, расположенные на высоте 1700—1800 м, явились логовищем хищных зверей, куда они заносили свои жертвы; остатками последних питались также менее крупные хищные звери и хищные птицы. Абсолютный возраст костных остатков О. Т. Карапетян оценивает в 2000 лет, С. К. Даль — в 3000 лет.

Из-под развалин урартской крепости Тейшебаини (холм Кармир-блур), разрушенной 2500—2600 лет тому назад при нашествии скифов, С. К. Даль указывает остатки крупного рогатого скота, овец, лошади, козла, осла, свиньи, собаки, буйвола, оленя (Cervus elaphus L.), джейрана, дикого барана, безоарового козла, лесных мышей, серого хомячка, землеройки, песчанки, ушастого ежа. Им же описаны рога и часть черепа Cervus elaphus L. из суглинков окрестностей сел. Кабахлу в среднем течении р. Арпа. В последнее время большое количество остатков Cervus elaphus были обнаружены также в подводных песках восточной и юго-восточной прибрежных частей оз. Севан (крупные рога.) Здесь же после спуска воды озера на 6 м у сел Шоржа и Лчашен были обнаружены курганы с древнейшими погребениями, в которых были обнаружены железные орудия.

По ранним данным Е. А. Лалаянца и А. Б. Шелковникова, в бассейне оз. Севан были обнаружены также остатки зубра, оленя, лесной куницы

и др. (в погребениях урартской крепости у сел. Загалу, Шоржа и в ряде других пунктов).

Указанные данные, особенно находки остатков Cervus elaphus в юго-западных и северо-восточных побережьях оз. Севан, на Урцском хребте, в Приереванском районе, в бассейне р. Арпа, а также в новейших туфах бассейна верхнего течения р. Ахурян доказывают, что сравнительно недавно Армянское нагорье почти всецело было покрыто высокоствольными лиственными лесами, превышая их распространение почти на 100 км в южном направлении.

С кайнозойскими отложениями связаны разнообразные полезные ископаемые как рудные, так и нерудные.

Из сингенетических полезных ископаемых, связанных с эоценовыми отложениями, промышленный интерес представляют бурые угли и углистые сланцы Шамутского месторождения, подчиненные туфогенным песчано-глинистым отложениям низов эоцена бассейна р. Марцигет, белые известняки (в бассейнах р. р. Агстев, Гетик, Арпа, Веди), разноцветные яшмы (на северном склоне Ширакского хребта), порфириты и кварцевые порфиры, голубые трассовые и фельзитовые туфы (как строительный материал). Некоторый интерес представляют также ванадисодержащие титаномагнетитовые песчаники, залегающие в низах эоцена в Иджеванском районе (Агарцин) и в средних частях разреза эоцена в Ехегнадзорском районе.

К пресноводным отложениям олигоцена Антикавказского пояса приурочены пиробитуминозные высокозольные горючие сланцы и бурые угли (Дилижанское, Джаджурское и Бандиванское месторождения), а к олигоценовым отложениям Араксинского пояса — коралловые рифовые известняки и керамические глины.

Большой интерес представляют нижне-среднемиоценовые отложения, с которыми в Араратской котловине связаны очень крупные залежи высококачественной каменной соли, залежи гипса и небольшие скопления калийных солей. Кроме того, практический интерес представляют разноцветные яшмы, керамические глины и пески пестроцветной толщи миоцена; гипсоносные глины этого возраста применяются широко в производстве гажи.

В верхнемиоценовых вулканогенно-осадочных отложениях в различных районах встречаются маломощные, не выдержанные по простиранию и падению пласты и прослои горючих сланцев, углистых сланцев и бурых углей, представляющих лишь местный интерес. Заслуживают внимания глины, подчиненные миоцену (зангинская и гипсоносная толщи), обладающие высокими абсорбционными свойствами.

Важно отметить, что миоценовые бассейны среднего течения Аракса питались терригенным материалом в значительной мере за счет размыва пород Памбакского, Айоцдзорского и Зангезурского рудных районов, где кроме обычных сульфидных руд установлено также наличие ряда редких, рассеянных и малых элементов. Возможно, что в краевых северных и северо-восточных зонах указанных бассейнов встретятся промышленно интересные концентрации этих элементов.

Комплекс пород плиоплейстоцена большой интерес представляет в смысле наличия в нем крупных залежей различных строительных материалов, травертинов, торфа, россыпных месторождений золота и др. Практически неисчерпаемы запасы лав, туфов и керамических глин. Значительны также запасы перлитов, обсидианов, пемз и травертинов. Из торфяников промышленное значение имеют таковые в Калининском, Гукасянском, Кироваканском и Басаргечарском районах.

Большой практический интерес представляют мощные аллювиальные и делювиально-пролювиальные отложения бассейнов р. р. Зод, Мар-

марик и Агстев, в которых установлено промышленное содержание золота. Кроме того, в бассейнах последних двух рек установлены заслуживающие внимания содержания циркона и ортита. В этом отношении, по-видимому, интерес представляют также аллювиальные отложения рек, дренирующих магматический комплекс Зангезура и Айоцдзора. а также р. р. Аракс, Аксибара и Воротан.

Промышленно интересные рудные месторождения, локально связанные с кайнозойскими отложениями, приурочены к вулканогенно-осадочной толще эоцена, причем существенную роль среди них играют месторождения полиметаллических (в широком смысле) руд, парагенно связанные с гранодиоритовыми интрузиями позднеэоценового—предолигоценового возраста. Это—свинцово-цинковые и медно-гематитовые месторождения в бассейнах р. р. Дзорагет и Марцигет, медно-молибденовые, медно-серноколчеданные и полиметаллические руды в районе гор. Дилижан, свинцово-цинковые и свинцово-сурьмяные руды Айоцдзора, гематит-магнетитовые руды Ахтинского района (в контакте известковистых туфогенов эоцена и интрузии гранодиоритов), серно-колчеданные руды в Кироваканском районе и др. С более молодыми верхнемиоценовыми и плиоценовыми вулканогенными породами связаны незначительные проявления пирита, халькопирита, галенита, сфалерита, молибденита, представляющие минералогический интерес.

За последние годы на территории Армении были проведены комплексные исследования по изучению проблемы нефтеносности и газоносности. Этой проблеме посвящен ряд неопубликованных работ А. И. Месропяна и автора, в которых доказывается, что основной интерес в этом отношении представляют осадочные отложения верхнего эоцена, олигоцена и миоцена Араратской и Ленинаканской межгорных депрессий, где эти отложения образуют ряд благоприятных тектонических структур и обнаруживают признаки нефтеносности и газоносности.

В пределах указанных депрессий наибольший интерес представляют антиклинальные структуры, сложенные палеогеновыми и миоценовыми отложениями на Котайкском, Егвардском и Октемберянском плато, далекие южные и юго-западные склоны массива г. Арагац, центральная часть Араратской долины в районе так называемого Енгиджинского гравитационного максимума, южная часть Ленинаканской котловины.

В отношении водоносности в комплексе кайнозойских отложений важнейшее значение имеют толщи трещиноватых порфиритов эоцена, залегающих на водоупорных туфогенных отложениях, особенно в синклинальных структурах и в зонах сбросовых нарушений, лавовые покровы и потоки плиоцена и антропогена, а также озерные толщи песчано-глинистых отложений, включающие иногда несколько горизонтов напорных артезианских и субартезианских вод, местами минеральных (Араратская, Сисианская, Масринская и Ленинаканская озерные толщи). В предгорных и высокогорных районах исключительно велика роль так называемого подлавового типа вод. В стране имеется более 100 лавовых потоков, которые приурочиваются в большинстве случаев к древним речным долинам и другим низменностям рельефа. Под такими потоками и покровами лав почти повсеместно встречаются различной мощности водотоки, которые в ряде районов выходят на поверхность и служат основным источником водоснабжения. Перехват этих вод на высоких отметках (путем устройства каптажных галерей и бурения скважин с последующей механической откачкой воды) может решить проблему водоснабжения многих безводных и маловодных районов республики. Воды этого типа приурочены к Гегамскому, Варденисскому и Сисианскому вулканическим нагорьям, Котайкскому, Егвардскому и Октемберянскому плато и к массиву г. Арагац.

ГЛАВА ЧЕТВЕРТАЯ

СТРАТИГРАФИЯ ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОД

Интрузивный магматизм проявился в Армении почти на протяжении всей истории ее геологического развития—в эопалеозое, палеозое, мезозое и кайнозое, вплоть до верхнего плиоцена включительно, причем образовались самые разнообразные породы—от ультраосновных до ультракислых—при большом многообразии форм интрузивных тел.

Сводных современных работ по интрузивным породам Армении пока не имеется, если не считать соответствующего раздела региональной сводки К. Н. Паффенгольца «Геология Армении», составленной по материалам, накопленным до 1942 г.

Основной материл по петрографии интрузивных пород сосредоточен в неопубликованных и частично изданных работах В. Г. Грушевого, В. Н. Котляра, А. В. Кржечковского, А. Н. Соловкина, К. Н. Паффенгольца, Ш. А. Азизбекова, С. А. Мовсесяна, А. Л. Додина, Г. П. Багдасаряна, А. И. Адамяна, Т. Ш. Татевосяна, Г. М. Арутюняна, Ю. А. Арапова, В. С. Зорабяна, Э. Г. Малхасяна, С. И. Баласаняна, С. А. Абовяна, Т. А. Аревшатяна, Г. М. Акопяна, П. Л. Епремяна, А. А. Джафарова. Литература, посвященная условиям размещения, формирования и обоснованию возраста интрузивных пород, немногочисленна и касается преимущественно частных вопросов.

В последующем изложении сделана попытка систематизировать в общих чертах накопленный к настоящему времени фактический материал по геологии интрузивных пород Армении, снабдив обзор кратким описанием пород. Необходимо при этом отметить, что важнейший вопрос стратиграфии интрузивных пород остается по-прежнему решенным в грубом приближении, поскольку для подавляющего большинства интрузивных тел верхний возрастной предел ничем не фиксирован, то есть в кровле их отсутствуют напластования, непосредственно следующие за временем формирования интрузий.

Все выявленные интрузии в зависимости от морфологии и отношения их к тектонической истории формирования вмещающей зоны, а также по микропетрографическим особенностям, подразделяются на две генетических группы: а) эпейрогенные интрузии, внедрившиеся в периоды волнообразных деформаций коры и б) орогенные интрузии, внедрив-

шиеся в периоды инверсии и дислокационной складчатости интрагеосинклинальных прогибов.

К первой группе относятся линейно вытянутые интрузии или цепи мелких интрузий и разнообразные малые и субвулканические интрузии и дайки, подчиненные, в частности, одновозрастным с ними вулканогенным толщам. Типичными представителями этой группы являются пояса ультраосновных, габбровых и габбро-порфиритовых интрузий, размещенных в верхнемеловых и эоценовых прогибах, а также дайкообразно вытянутые мощные гранитоидные интрузии.

Ко второй группе относятся относительно крупные изометрические или бесформенные гранитоидные и щелочные глубинные интрузии и тесно связанные с ними жильные породы.

Ниже приводится описание интрузивных пород по отдельным возрастным и петрографическим группам.

1. ЭОПАЛЕОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

К метаморфическому комплексу, обнажающемуся в области хребта Цахкуняц, приурочен ряд интрузивных тел, породы которых по интенсивности метаморфизма могут быть сравнены с вмещающими отложениями, относимыми условно к промежутку времени от верхнего докембрия до нижнего силура включительно.

Детальное описание этих пород приведено в работах В. Н. Котляра, Г. П. Багдасаряна, П. Л. Епремяна, А. Г. Мидяна и др.

Наиболее древние из указанных пород приурочены к толще кристаллических сланцев арзаканской свиты, обнажающейся в ядре крупной антиклинальной складки по правобережью р. Раздан, у сел. Арзакан и Агверан. Представлены они средне-и крупнозернистыми гипидиоморфнозернистыми гранитами, имеющими массивную или полосчатую текстуру и состоят из кварца, кислого плагиоклаза, микроклина (часто решетчатого), биотита и мусковита. Второстепенные минералы представлены апатитом, пиритом и магнетитом. Площадь, занимаемая интрузией, достигает 8 км². В контактовых ореолах наблюдается ороговикование метаморфических пород с образованием гранатов и турмалина и мраморизация известняков.

Следующими по возрасту являются основные и ультраосновные интрузии, представленные серпентинитами, габбро-амфиболитами, габбро-диабазами, диабазами и нормальными габбро, приуроченными ко всем трем горизонтам метаморфического комплекса.

Серпентиниты обнажаются в пределах хребта Цахкуняц, на склонах г. Дамлик-гядук. Макроскопически это черные, с зеленоватым оттенком рассланцованные, оталькованные породы, переходящие местами в роговообманковые сланцы. Минералогический состав: серпентин, хлорит, тальк, магнетит. Кроме них, изредка встречаются актинолит, реликты оливина и моноклинного пироксена. В трещинах встречается иногда хризотил-асбест. Габбро-амфиболиты, габбро-диабазы и диабазы, связанные между собой фациальными взаимопереходами, развиты в окрестностях сел. Зовуни (Моллакасум), Дзораглух (Гюлаблу), Сараландж (Хаджи-багр), Анкаван (на склонах г. Шиш-кая) и приурочены к мисханскому и апаранскому горизонтам метаморфического комплекса. Будучи сильно метаморфизованными и рассланцованными, они незаметно переходят во вмещающие хлорит-эпидотовые и роговообманковые сланцы. Под микроскопом в этих породах установлено наличие основного плагиоклаза, моноклинного пироксена, роговой обманки, био-

тита, магнетита, апатита и сфена, причем породы обычно эпидотизированы и соссюритизированы.

По наблюдениям К. Н. Паффенгольца, метаморфизованные габбровые породы секутся описываемыми ниже гранитами, относимыми к палеозою, и трансгрессивно перекрываются отложениями турона (на перевале из р. Далар к р. Гюлаблу).

Лейкократовые граниты, следующие во времени за ультраосновными породами, пользуются довольно большим распространением и размещены почти исключительно в мисханской и апаранской свитах эопалеозойского комплекса. Представлены они многочисленными бесформенными телами в виде мелких инъекций и реже пластообразных залежей. Относительно крупные тела отмечаются на южном склоне Памбакского хребта (склоны г. Давадаш), в истоках р. Мармарик и на склонах г. Дамлик-гядук.

Макроскопически представляют собой аплитовидные белые или светло-серые равномернозернистые породы, состоящие из кислого плагиоклаза, калиевого полевого шпата, кварца, слюды. Нередки разновидности биотитовые и амфиболово-биотитовые. Жильные дериваты представлены исключительно аплитовыми жилами, состоящими из альбита, кварца, сильно измененного калиевого полевого шпата и светлой слюды.

Необходимо отметить, что лейкократовые граниты, в отличие от широко распространенных гранитоидных интрузий мезокайнозойского возраста, не образуют крупных секущих тел, а более или менее равномерно, небольшими порциями, насыщают эопалеозойскую толщу на всей площади ее распространения и часто незаметно переходят во вмещающие зеленые сланцы и порфириты, образуя местами слепые гнезда, линзы, жилы и бесформенные тела с обнаженной поверхностью в несколько квадратных метров. Эти соотношения не оставляют сомнения в том, что мисханская и апаранская толщи были гранитизированы растворами, приведшими к образованию этим путем лейкократовых гранитов. Р. А. Аракелян (устное сообщение) полагает, что указанные выше гранито-гнейсы (мигматиты), залегающие в арзаканской свите эопалеозоя, образовались из тех же растворов, что и лейкократовые граниты.

2. СРЕДНЕ-ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

К среднепалеозойскому времени условно относятся гранитоидные абиссальные интрузии Спитакского (Вортнавского), Цахкуняцского, Агверанского и Мармарикского массивов в системе Цахкуняцского и Памбакского хребтов, Малевского массива на юго-западе Мегринского хребта, небольшие диоритовые интрузии юго-восточных отрогов этого же хребта и некоторые диабаз-порфиритовые дайки, размещенные в девонских и карбоновых отложениях междуречья р. р. Веди и Арпа.

Первые четыре интрузии прорывают весь комплекс эопалеозойских отложений Цахкуняцского и Памбакского хребтов, включая наиболее молодую апаранскую вулканогенную толщу и частью трансгрессивно перекрываются фаунистически охарактеризованными отложениями верхнего турона-сенона. Кроме того, в базальных конгломератах верхнего турона бассейна р. Мармарик в большом количестве встречаются гальки этих интрузивных пород (по данным В. Н. Котляра, Г. П. Багдасаряна, А. Г. Мидяна и автора).

В составе указанных интрузий Цахкуняцского и Памбакского хребтов принимают участие фациально связанные между собой кварцевые

диориты, тоналиты, монцониты, диориты, габбро-диориты и микроклиновые розовые граниты.

Петрографически наиболее подробно изучен Агверанский массив, занимающий площадь около 25 км². По данным В. Н. Котляра, главная масса этой интрузии сложена кварцевыми биотитовыми диоритами, представляющими серую средне-и крупнозернистую породу с гипидиоморфнозернистой структурой. Состоят они из кислого плагиоклаза, калиевого полевого шпата, кварца и темноцветных минералов (авгит, биотит, роговая обманка). Второстепенными минералами являются рудные минералы и апатит, вторичными—хлорит, серицит, карбонат, эпидот, мусковит. В краевых частях интрузии появляются более основные разности пород—диориты, габбро-диориты и габбро.

Малевская интрузия, описанная впервые А. И. Адамяном (1950), представлена лейкократовыми гнейсовидными гранитами, занимающими площадь порядка 25 км². Размещена она в метаморфизованной вулканогенной толще девона и прорывается более молодыми мезозойскими монцонитами, галька которых встречена в обилии в базальных конгломератах верхней юры. Подобные же гнейсовидные граниты описаны по ту сторону Аракса—в Иранском Карадаге, где возраст их определяется Г. Рибеном (1934) как палеозойский.

Диоритовые интрузии юго-восточных отрогов Мегринского хребта, отмеченные В. Г. Грушевым, С. С. Мкртчяном и А. И. Адамяном, представляют небольшие штокообразные или пластообразные тела, подчиненные метаморфической толще девона. Породы этих интрузий сильно рассланцованы и имеют гнейсовидный характер. Минералогический состав довольно простой—плагиоклаз ряда андезин-лабрадор, роговая обманка и реже пироксен.

Дайки диабазовых порфиритов междуречья р. р. Веди и Арпа детально изучены Р. А. Аракеляном (1952). По его данным, эти дайки сильно изменены, деформированы, метаморфизованы (дайки г. Шамам) и пересекают отложения девона и нижнего карбона и нигде не выходят за их пределы, причем они нигде не секут отложения перми, которые в районе развития даек трансгрессивно перекрывают отложения верхнего девона и нижнего карбона.

Для определения возраста указанных выше гранитоидных интрузий важные сведения дают данные по стратиграфическому положению Локской интрузии розовых и серых микроклиновых гранитов в Сомхетском хребте и Храмской интрузии таких же гранитов в бассейне среднего течения р. Храм в южной Грузии. Первая прорывает здесь толщу метаморфических сланцев эопалеозоя, немую толщу порфиритов, относимую к эопалеозою и трансгрессивно перекрывается фаунистически охарактеризованными отложениями нижнего лейаса. Вторая интрузия прорывает метаморфическую толщу эопалеозоя и несогласно перекрывается толщей кератофиров перми и отложениями морского лейаса. По данным микроскопических исследований В. Н. Котляра и автора, указанные граниты идентичны с гранитами Агверанского массива, что подчеркивается присутствием в породах обеих интрузий решетчатого микроклина, характеризующего в области Тавро-Кавказской геосинклинали обычно палеозойские гранитоиды. Подробные данные о возрасте Локской, Агверанской и Малевской интрузий приведены в одной из ранних работ автора (1955). Древний возраст Агверанской интрузии впервые был обоснован В. Н. Котляром (1932). Впоследствии доводы в пользу доверхнемелового возраста Цахкуняцской, Мармарикской и Спитакской интрузий были приведены А. Г. Мидяном и Г. П Багдасаряном. В частности, А. Г. Мидяном были обнаружены гальки Цахкуняцской и Мармарикской

интрузий в базальном конгломерате турона, а микропетрографические исследования показали идентичность пород гальки и интрузивных массивов, относившихся ранее к эоценовому возрасту. Указанными авторами также было констатировано (в 1955 г.) трансгрессивное налегание базальных конгломератов турона на породы Спитакской интрузии при наличии в конгломератах галек гранодиоритов, кварцевых диоритов и пегматитов, идентичных с таковыми подстилающего интрузивного массива.

3. НИЖНЕМЕЗОЗОЙСКИЕ (ПРЕДЮРСКИЕ) ИНТРУЗИИ

К нижнему мезозою с некоторой условностью относятся сложные интрузивные комплексы гранитоидных пород, слагающих основную массу Мегринского хребта между Капутджухским и Хуступ-Чимянским хребтами.

Первый комплекс, называемый нами для удобства плутоном Мегринского хребта, прослеживается от долины р. Вохчи на юго-восток до р. Аракс на расстоянии около 40 км (при средней ширине 10 км), затем поворачивает здесь на северо-восток и обнажается далее на значительных площадях в Иранском Карадаге, за пределами государственной границы. Вмещающей является вулканогенно-осадочная толща среднего-верхнего девона, сложенная из порфиритов, хлорит-эпидотовых и амфиболовых сланцев и частично из известняков, кварцитов, глинистых сланцев, туфоконгломератов и туфогенов. Толща эта, так же как и прорывающий ее плутон, обнажается в осевой полосе антиклинория, ограниченного с северо-востока и с запада—юго-запада региональными разрывными нарушениями (Гирратахский и Дебаклинский разломы). Плутоны Мегринского хребта детально изучались В. Г. Грушевым, А. Л. Додиным, В. А. Соколовым, С. А. Мовсесяном, А. Б. Кажданом, М. А. Литвин, А. И. Адамяном, А. Е. Исаханяном и А. С. Арутюняном, А. А. Гюрджяном и А. М. Аракеляном. По территории Иранского Азербайджана сведения о них приводятся в работах В. Д. Иванова, Н. Н. Курмакова и Г. Рибена.

Наиболее распространенными среди пород плутона Мегринского хребта являются монцониты, сиенито-диориты и габбро-диориты, которые связаны между собой фациальными взаимопереходами и включают в виде ксенолитов крупные массы порфиритов и других вулканогенных пород, сильно метаморфизованных и гранитизированных. Указанные породы дают также многочисленные переходы в сторону значительно более основных и более кислых пород (амфиболиты, габбро, кварцевые диориты, гранодиориты и др.), занимающих, однако, подчиненное место. Такое разнообразие пород является, очевидно, следствием проявившихся здесь процессов дифференциации магмы и ассимиляции вмещающих пород. Кроме того, наблюдаемое разнообразие пород в плане объясняется, по всей вероятности, большой амплитудой эрозии плутона, достигающей 2000 м и более.

По данным С. А. Мовсесяна, рассматриваемые интрузивные породы характеризуются вкратце следующим образом.

Монцониты, образующие крупные выходы в полосе Каджаран-Мегри, представляют собой крупнозернистые породы, состоящие из плагиоклаза, калиевого полевого шпата, роговой обманки, биотита, моноклинного пироксена, акцессорных минералов—апатита, сфена, циркона, рудного минерала, вторичных—мусковита, хлорита, эпидота, лимонита. В качестве

породообразующего минерала нередко выступает также кварц. Такие разновидности монцонитов описаны под названием кварцевых монцонитов.

Сиенито-диориты, кварцевые диориты и гранодиориты являются фациальными разновидностями монцонитов и слагают относительно крупные массы в Мегринском хребте, на левобережьи р. Мегригет, в окрестностях сел. Вохчи, Аткыз, Лернадзор и др. От монцонитовых пород они отличаются, в основном, меньшим содержанием калиевого полевого шпата. Содержание отдельных породообразующих минералов в сиенито-диоритовых породах колеблется в следующих пределах: плагиоклаз (олигоклаз-андезин)—40—55 %, калиевый полевой шпат—15—35 %, пироксен (диопсид и авгит)—7—25%, амфибол (обыкновенная роговая обманка) —7—15 %, биотит —2—23 %, остальные минералы—до 8 %.

Гранодиориты, связанные фациально с монцонитами и сиенито-диоритами, в отношении содержания отдельных породообразующих минералов характеризуются следующим образом: плагиоклаз (олигоклаз-андезин) —30—43 %, калиевый полевой шпат —20—37 %, кварц—12—20 %, роговая обманка —2—12 %, биотит 2—10 % (данные А. Е. Исаханяна и А. С. Арутюняна).

По данным С.А. Мовсесяна, породы монцонитовой и сиенито-диоритовой серии обнаруживают флюидальность, ориентированную в направлении с север—северо-запада на юг—юго-восток, то есть вдоль длинной оси интрузии и вмещающей тектонической структуры.

Диориты, габбро-диориты и габбро приурочены преимущественно к северо-восточной и восточной периферийным частям сиенито-диоритовой и монцонитовой интрузии, контактирующей в этих частях метаморфизованной порфиритовой толщей девона (верховья р. р. Малвалан и Шванидзор, гребень г. Чикнавор, окрестности сел. Малвалан, Абгяз, Нювади, среднее и нижнее течение р. Мегригет и др.).

Диориты обычно меланократовые, состоят из плагиоклаза (60—65%), роговой обманки и биотита (30 — 35 %), реже калиевого полевого шпата и рудного минерала (5—10 %). Из акцессорных минералов присутствуют апатит и циркон, из вторичных—серицит, биотит и соссюритовые агрегаты.

Габбро-диориты и габбро связаны с диоритами постепенными переходами и состоят из плагиоклаза, реже калиевого полевого шпата, пироксена, биотита, оливина, роговой обманки и рудного минерала. Акцессорные минералы представлены апатитом и цирконом, вторичные—хлоритом и серицитом.

Лабрадориты выступают в виде шлировых выделений в приконтактовых частях монцонитов с габбро-диоритами и габбро-диоритов с гранодиоритами

В пределах сиенито-диоритовой интрузии они отмечены в 3—3,5 км к югу от сел. Катнарат и в 1 км к восток—юго-востоку от вершины Эшакмейдан, где они занимают площадь в несколько га.

Породы эти зернистые, массивные с габбровой структурой, состоят из полисинтетически сдвойникованных крупнопризматических или аллотриоморфнозернистых зерен лабрадора и незначительного количества апатита, рудного минерала, эпидота, хлорита и пренита.

Ультраосновные породы в области развития сиенито-диоритовых пород выходят в виде двух небольших массивов, один из которых расположен в окрестностях сел. Барцраван (Мазра), а другой в районе г. Калакар. Они были отмечены впервые А. Н. Соловкиным и впоследствии детально изучались Ю. А. Араповым, который выделил среди них габбро-пироксениты, пироксениты, оливиновые пироксениты, а также магнетит-оливиновые и магнетит-апатитовые породы, связанные друг с

другом постепенными переходами. Указанные массивы прорывают толщу глинистых сланцев, известняков и порфиритов верхнедевонского возраста, причем порфириты и др. вулканогенные породы в контакте с интрузивными породами превращены в роговики, а известняки—в скарны.

По данным Ю. А. Арапова, взаимоотношения между сиенито-диоритами и ультраосновными породами довольно сложные. В ряде случаев основные и ультраосновные породы образуют жилообразные тела, секущие сиенито-диориты и диориты, в других же случаях жилы сиенито-диоритов секут основные породы. Эти взаимоотношения недостаточно ясно выражены на тех участках, где основные и ультраосновные породы образуют относительно крупные тела, достигающие в поперечнике 1 км.

Кроме указанных выше пород, в крупных телах основных и ультраосновных пород Ю. А. Арапов отмечает также плагиоклазиты в виде шлировых выделений и жил. Состоят они из серовато-белого плагиоклаза (80—95% породы), редких зерен моноклинного пироксена, роговой обманки, биотита, калиевого полевого шпата, иногда хлорита, эпидота, магнетита, шпинеля, апатита, сфена, мусковита, пренита. Известные в районе г. Каладаш магнетитовые руды приурочены к крупным телам основных—ультраосновных пород, в которых они залегают в виде жил и мелких гнезд.

Обращаясь к вопросу генезиса основных и ультраосновных пород г. Калакар (Каладаш) Ю. А. Арапов склоняется к тому мнению, что они образовались в результате взаимодействия сиенито-диоритовой магмы и вмещающих основных вулканогенных пород палеозоя, в процессе вязкого течения магмы.

Описанный комплекс сиенито-диоритовых, габбро-диоритовых и гранодиоритовых пород Мегринского хребта приурочен к единому антиклинорию и характеризуется общностью своего состава. Прорывает он отложения среднего и верхнего девона и в свою очередь прорывается гранитоидными и щелочными интрузиями послесреднеэоценового возраста. В частности, плутон Мегринского хребта в западной и юго-западной своих частях на протяжении 35—40 км контактирует с прорывающими его интрузиями порфировидных гранитов, гранодиоритов и банатитов Капутджухского хребта, имеющих послесреднеэоценовый возраст. Таким образом, верхний возрастной предел рассматриваемых интрузий Мегринского хребта остается неопределенным. Прежние исследователи рассматривали их обычно в составе третичных интрузий, как продукт наиболее древней фазы интрузивной деятельности третичного времени.

Вопрос о верхнем возрастном пределе этих интрузий нами был пересмотрен при изучении юрских отложений районов, расположенных несколько восточнее и северо-восточнее Мегринского хребта.

В 1947 г. в среднем течении бассейна р. Вохчи, у сел. Бех (недалеко от гор. Кафан), в базальных конгломератах, подстилающих черные известняки верхнеюрского возраста нами были встречены многочисленные валуны и гальки средне-и крупнозернистых светло-серых интрузивных пород, сцементированные туфовым известковистым материалом. А. И. Адамян установил, что последние сложены из монцонитов и сиенито-диоритов и идентичны монцонитам и сиенито-диоритам Мегринского хребта и в частности таковым района Каджаранского месторождения.

Кроме того, по данным В. Н. Котляра, в туфобрекчиях нижней юры того же района гор. Кафан встречаются обломки гранодиоритовых пород, которые, очевидно, были захвачены из донижнеюрских гранитоидных

интрузий во время эксплозивных вулканических выбросов, давших туфобрекчии.

Анализ геологической карты и истории геологического развития области Зангезура показывает, что единственно возможным районом сноса обломочного материала в верхнеюрское время была полоса выходов монцонитов и сиенито-диоритовых интрузий Баргушатского и Мегринского хребтов, которая граничит с прилегающей с востока полосой развития юрских отложений крупным разломом. Снос материала был направлен с запада на восток, что доказывается резким увеличением размеров снесенных обломков в противоположном направлении.

Таким образом, накопленный к настоящему времени стратиграфический материал дает основание считать, что для монцонитовых, сиенито-диоритовых и габбро-диоритовых интрузий Мегринского хребта нижним возрастным пределом является верхний девон, а верхним пределом—верхняя или, вероятнее, нижняя юра.

Мысль о дотретичном возрасте указанных интрузий была высказана впервые П. С. Саакяном.

4. СРЕДНЕ - ВЕРХНЕМЕЗОЗОЙСКИЕ ГРАНИТОИДНЫЕ ИНТРУЗИИ

Интрузивные породы средне-верхнемезозойского возраста (юра—мел) в литературе по геологии Армении стали выделяться лишь за последнее десятилетие, ранее же они, по установившейся традиции о новоальпийском возрасте складчатых цепей Кавказа, относились к палеогену.

Гранитоидные интрузии указанного возраста, как показали исследования последних лет, всецело приурочиваются к зоне мощных выходов юры и мела северо-восточных склонов Малого Кавказа, к Алавердской (Сомхето-Карабахской в широком смысле) тектонической зоне. Первые указания о присутствии меловых интрузий в карабахской части зоны принадлежат А. Н. Соловкину (1936). Далее имеются указания В. Е. Хаина о досеноманском возрасте крупной интрузии плагиогранитов по р. Тавуш, юго-западнее сел. Берд. В 1945 г. нами был доказан досеноманский—послеоксфордский возраст крупной Кохб-Чочканской интрузии и досреднеэоценовый—послеоксфордский возраст малых альбитофировых интрузий в бассейне р. Дебед (1946). Соображения в пользу мезозойского возраста большинства интрузий рассматриваемой зоны приводились также М. П. Бархатовой, И. Г. Магакьяном, Г. О. Пиджяном, Э. А. Хачатряном, А. А. Габриеляном, Л .Н. Леоньтевым. За последние годы ценный фактический материал по геологии и петрологии этих интрузий был добыт С. И. Баласаняном (1956), который выделяет в армянской части Сомхетско-Карабахской зоны ряд разновозрастных фаз и этапов интрузивной деятельности, относящихся к юре, мелу и эоцену.

Гранитоидные интрузии рассматриваемой зоны образуют три основных группы выходов—Алавердскую, Кохбскую и Шамшадинскую, размещенных всецело в мезозойских отложениях

Алавердская группа включает большое количество мелких и несколько относительно более крупных выходов гипабиссальных и абиссальных пород, представленных как кислыми, так и основными разностями. В тектоническом отношении интрузии этой группы приурочены к крыльям пологого Сомхетского синклинория, имеющего антикавказское простирание.

Абиссальные и гипабиссальные интрузивные породы по времени формирования располагаются в большом интервале—между нижней юрой и олигоценом. Гипабиссальные основные породы и небольшая гранодиоритовая интрузия к востоку от г. Лалвар имеют послесреднеэоценовый возраст, а остальные интрузии и гипабиссальные кислые породы—мезозойский возраст.

Интрузии Алавердской группы сложены кварцевыми габбро, кварцевыми диорит - порфиритами, гранодиорит-порфирами, гранодиоритами-гранит-порфирами, розовыми гранитами и плагиогранит-порфирами, образующими либо самостоятельные тела в вулканогенных толщах, либо обособленные тела внутри более крупных интрузивных массивов.

Эти интрузии прорывают юрские отложения района, имеют гальку в базальных конгломератах среднего эоцена верхней части массива г. Лалвар и, в свою очередь, прорываются гипабиссальными кислыми породами, гальки которых заключены также в базальных конгломератах эоцена. Из пород Банушской интрузии кварцевые габбро слагают западную узкую оконечность интрузии. Небольшой выход их отмечен также к юго-западу от сел. Ахкерпи. Из интрузий рассматриваемой группы наиболее крупной является Банушская интрузия. Часть исследователей, основываясь на данных о наличии галек из пород этой интрузии в базальных конгломератах эоцена, считает ее доэоценовой.

Другие исследователи считают, что небольшие интрузивные тела, прорывающие вулканогенную толщу восточной части г. Лалвар, являются апофизами Банушской интрузии и поэтому считают ее послеэоценовой. Таким образом, вопрос о возрасте Банушской интрузии остается пока не решенным, однако, исходя из опыта изучения интрузивных комплексов других районов, можно предполагать, что Банушский комплекс включает в действительности близкие по составу разновозрастные интрузии. Таково же положение с магматическим жильным комплексом района. Из пород Банушской интрузии кварцевые габбро слагают западную узкую оконечность интрузии. Небольшой выход их отмечен также к юго-западу от сел. Ахкерпи, который имеет изометричную конфигурацию и несколько вытянут в северо-восточном направлении.

Кварцевые габбро имеют габбровую или офитовую структуру и состоят из плагиоклаза, моноклинного пироксена, роговой обманки, кварца, рудного минерала и иглообразных кристаллов апатита.

Кварцевые диорит-порфириты развиты в южной периферии западной узкой части Банушского интрузива, где включают в себя крупный ксенолит вулканогенных пород.

Вкрапленники в диорит-порфиритах представлены зонарными таблитчатыми кристаллами андезина, замещающегося вторичными продуктами. Полнокристаллическая основная масса слагается из плагиоклаза, кварца, магнетита, хлорита и карбоната.

Породы гранодиорит-порфирового состава слагают западную часть Банушской интрузии и интрузию к востоку от г. Лалвар, возраст которых определяется как эоценовый. Гранодиорит-порфиры эоцена от аналогичных пород мезозоя отличаются свежестью, большим содержанием калиевого полевого шпата, большей кристалличностью, отсутствием структур течения и присутствием биотита.

Гранодиорит-порфиры мезозоя характеризуются наличием структур течения и призматическими иглообразными кристаллами, ориентированными в северо-восточном направлении. Это темновато-серо-розовые мелкозернистые породы, обладающие под микроскопом порфировой структурой. Основная масса слагается из лейст и микролитов полевых шпа-

тов, зерен кварца, магнетита и апатита. Вкрапленники представлены кислым плагиоклазом, реже кварцем и роговой обманкой.

Гранодиориты слагают часть Банушской интрузии между верховьем р. Бануш и меридианом сел. Ахтала. В плане они образуют тело неправильного очертания, которое к востоку постепенно суживается. Гранодиориты содержат в себе мелкие переработанные ксенолиты, размеры и количество которых значительно увеличивается по направлению к востоку.

Гранодиориты—среднезернистые, массивные, темно-серые породы с различными оттенками. Структура гипидиоморфнозернистая. Минералогический состав—плагиоклаз (из ряда олигоклаз-андезин), калиевый полевой шпат, кварц, роговая обманка, апатит, циркон. Редко отмечаются также разложенные кристаллы биотита. С увеличением содержания роговой обманки количество калиевого полевого шпата ощутимо уменьшается.

Гранит-порфиры занимают ту часть Банушской интрузии, которая расположена между гранодиоритами и гранодиорит-порфирами. Это серо-розовые порфировые породы, состоящие из светлой кварц-полевошпатовой основной массы и беспорядочно рассеянных в ней мелких вкрапленников олигоклаза, реже калиевого полевого шпата, кварца, еще реже разложенного биотита. Структура основной массы аллотриоморфнозернистая, гипидиоморфнозернистая, микропегматитовая и т. д.

Розовые граниты развиты в виде небольших выходов по северной периферии гранодиоритов Банушской интрузии и внутри последней. Все они вытянуты в близширотном направлении. Осевые части выходов сложены среднезернистыми разностями, сменяющимися по периферии мелкозернистыми. Розовые граниты совершенно лейкократовые породы, состоящие из калиевого полевого шпата, плагиоклаза (альбит-олигоклаза), кварца и незначительного количества циркона и магнетита. Редко встречается также биотит.

Плагиогранит-порфиры слагают интрузию, расположенную к западу от г. Лалвар. По данным С. И. Баласаняна, она прорывает толщу оксфорда, а западнее вершины г. Лалвар перекрывается вулканогенно-осадочной толщей эоцена. Центральные и более глубоко эродированные части интрузива представлены светлыми плагиогранит-порфирами, состоящими из мелкозернистой основной массы и произвольно расположенных темноцветных и прозрачных минералов, присутствующих примерно в равном количестве. По периферии интрузива основная масса пород приобретает криптокристаллическое строение и сравнительно темные оттенки.

Плагиогранит-порфиры обладают порфировой структурой с полнокристаллической структурой основной массы, слагающейся из лейст плагиоклаза, кварца, черного рудного минерала, редких кристаллов апатита и продуктов разложения. Фенокристаллы выражены широкотаблитчатыми кристаллами кислого плагиоклаза и реже хлоритизированной роговой обманкой.

Гипабиссальные породы Алавердской группы по составу разделяются на кислые и основные разности.

Гипабиссальные кислые породы в виде широкой полосы протягиваются в широтном направлении. Они развиты к югу от Банушской интрузии, где прорывают отложения среднего и верхнего байоса и келловея. Верхний предел возраста определяется тем, что их гальки встречаются в базальных конгломератах среднего эоцена верхней части г. Лалвар.

Внедрение гипабиссальных кислых пород происходило между нижней юрой и средним эоценом, причем их главная масса внедрилась после

Банушской и Чочанской интрузий, так как во многих местах в виде апофиз и жил прорывают указанные интрузивы. В одном случае Г. А. Казаряном отмечалось прорывание Чочканской интрузией альбитофиров. По-видимому, они принадлежат к той возрастной группе альбитофиров, галька которых в обилии встречается в базальных конгломератах сеномана окрестностей сел. Ноемберян.

Гипабиссальные кислые породы представлены кварцевыми альбитофирами и кварцевыми порфирами с преобладанием первых над вторыми. В этих породах кварц присутствует в переменном количестве, достигая своего максимума в кварцевых порфирах. Структура пород порфировая, реже офитовая. Фенокристаллы представлены альбитом, реже олигоклазом, кварцем, еще реже калиевым полевым шпатом (в кварцевых порфирах).

Количество фенокристаллов колеблется от обилия до полного исчезновения. Структура кварц-полевошпатовой основной массы разнообразна—аллотриоморфнозернистая, микропойкилитовая, микрогранитовая и т. д. Гипабиссальные основные породы прорывают различные горизонты юры, а на участке г. Лалвар—вулканогенную толщу среднего эоцена. Они рвут также интрузивные и гипабиссальные кислые породы. Следовательно, гипабиссальные основные породы имеют послесреднеэоценовый возраст и внедрились значительно позже гипабиссальных кислых пород. По-видимому исключение составляет лишь пластовая куполовидная залежь диоритовых порфиритов в пределах Алавердского рудного поля, где она прорывает фаунистически охарактеризованные туфогенные отложения среднего лейаса (плинсбаха) и перекрывается базальными конгломератами тоара (южный обрывистый склон массива г. Шахтахт).

По составу и структуре указанные породы разделяются на плагиоклазовые порфириты, диабазовые порфириты и диабазы, отчасти оливиновые диабазы, базальты и пикриты.

Наибольшим развитием пользуются диабазовые порфириты, представляющие свежие меланократовые породы порфировой структуры. Вкрапленники представлены основным плагиоклазом, моноклинным пироксеном, реже ромбическим пироксеном и роговой обманкой; часто присутствуют первые два минерала, притом плагиоклаз всегда преобладает над моноклинным пироксеном.

Основная масса породы слагается из хаотично расположенных лейст плагиоклаза, промежутки между которыми выполнены магнетитом, пироксеном, роговой обманкой, хлоритом, кварцем, карбонатом и мелкими зернами плагиоклаза.

В группу Алавердских интрузий включается нами также куполовидный массив гидротермально измененных кварцевых порфиров, который слагает центральную часть рудного поля Ахтальского полиметаллического месторождения, представляющую второстепенную антиклинальную складку близмеридионального простирания. Большинство исследователей ахтальские кварцевые порфиры относит к эффузивным образованиям и считает, что они составляют основание комплекса юрских отложений бассейна среднего течения р. Дебед. По нашим наблюдениям 1945 г. и более поздним данным, указанные кварцевые порфиры контактируют с вмещающей толщей нижнеюрских порфиритов по резко выраженной волнистой поверхности и местами языкообразно вдаются в толщу порфиритов, не образуя однако типичных эруптивных контактов. Контактовые поверхности в краевых частях массива обычно весьма крутые (данные штолен), а скважина, пробуренная в центральной части купола, пройдя по кварцевым порфирам около 500 м, не вышла из них. В нашем понимании указанное тело является малой гипабиссальной интру-

зией, генетически связанной, вероятно, с эффузивными кварцевыми порфирами верхнего байоса, развитыми южнее, в верховьях левых притоков р. Шнох.

Подобные интрузивные кварцевые порфиры, связанные генетически с эффузивными кварцевыми порфирами верхнего байоса, описаны А. Н. Соловкиным из ряда районов юго-восточной части Сомхетско-Карабахской зоны.

Кохбская группа включает наиболее крупные Кохбский, Чочканский, Ахпатский и Цахкашатский массивы. Они имеют послеоксфордский—предсеноманский возраст.

Интрузии описываемой группы везде прорывают юрские отложения, вызывая значительные контактовые изменения. Вокруг них обычно образуются широкие зоны ороговикованных, окварцованных и сильно обесцвеченных гидротермально-измененных пород, а иногда также небольшие полосы гибридных пород.

По данным С. И. Баласаняна, Кохбская, Чочканская и Цахкашатская интрузии сложены среднезернистыми темно-серыми кварцевыми диоритами, а Ахпатская интрузия—плагиогранитами, причем наблюдаются переходы от кварцевых диоритов в трондъемиты. Минералогический состав пород представлен плагиоклазом (из ряда андезина), кварцем, калиевым полевым шпатом, роговой обманкой и биотитом. Из других минералов обычны магнетит, апатит, реже циркон, серицит, пелит, хлорит и карбонаты.

При постепенном переходе трондъемитов в кварцевые диориты увеличивается количество роговой обманки и плагиоклаза, но уменьшается содержание калиевого полевого шпата и биотита. Жильный комплекс рассматриваемой группы интрузий представлен аплитами, гранит-порфирами и основными дайковыми породами; иногда устанавливаются аплиты двух поколений.

Аплиты и гранит-порфиры состоят из калиевого полевого шпата, кварца, небольшого количества кислого плагиоклаза и акцессорных минералов.

Шамшадинская группа интрузий включает крупную Тавушскую интрузию и ряд мелких тел, обнажающихся по р. р. Мегараб, Хндзоркут, Кармир-ахбюр и приуроченных либо к сводовым частям антиклинальных складок юрских вулканогенных пород, либо к разломам.

Возраст интрузивных пород в данном районе определяется как послебайосский—дотуронский на основании того, что они прорывают нижне-среднеюрские вулканогенные породы до верхнего байоса включительно и имеют гальку в базальном конгломерате турона (в туфоконгломератах сел. Ниж. Кармир-ахбюр).

Рассматриваемые интрузивные породы представлены плагио-гранитами, гранитами, гранит-порфирами, кварцевыми диоритами и габбро-диоритами.

Плагиограниты—среднезернистые, мелкозернистые, розовые или светло-розовые порфировидные породы, обладающие гипидиоморфнозернистой, порфировидной и гранофировой структурами. По данным С.И. Баласаняна, они слагаются из плагиоклаза (андезина, олигоклаз-андезина и альбит-олигоклаза), кварца, калиевого полевого шпата, биотита, роговой обманки; акцессорные минералы—магнетит, апатит и титанит.

Граниты и гранит-порфиры—лейкократовые светло-желтовато-розовые мелко-и среднезернистые, часто порфировидные породы. Структура этих пород гранит-порфировая, гипидиоморфнозернистая и гранофировая. Минералогический состав—калиевый полевой шпат, плагиоклаз, кварц, роговая обманка, магнетит и апатит.

Калиевый полевой шпат представлен неправильными зернами, образующими иногда отчетливо выделяющиеся вкрапленники и обнаруживающими нередко микропертитовое прорастание. Плагиоклаз, играющий подчиненную роль, представлен таблитчатыми кристаллами. Основная масса гранит-порфировая, кварцево-полевошпатовая и слагается из калиевого полевого шпата, плагиоклаза и кварца. Реже отмечаются участки микропегматитовых прорастаний.

Кварцевые диориты встречаются в виде краевых фаций. Это средне- и мелкозернистые, серовато-зеленые породы, содержащие местами шлировые скопления темноцветных компонентов. Они имеют гипидиоморфнозернистую или порфировидную структуру и состоят из плагиоклаза, кварца, роговой обманки, авгита, биотита, магнетита, апатита, сфена и титанита. Габбро-диориты отмечаются в Тавушской интрузии, в контакте с порфиритовой толщей юрского возраста, а также в виде шлир в интрузивном теле. Это гипидиоморфнозернистой структуры породы, слагающиеся из плагиоклаза, роговой обманки, авгита, апатита, титаномагнетита, хлорита, эпидота, цоизита, серицита и каолина.

Жильные породы Шамшадинской группы представлены аплитами, гранит-порфирами, плагиоклазовыми порфиритами, диабазами и диабазовыми порфиритами, причем преобладающая роль принадлежит основным жильным породам. Жильные породы кислого состава расположены в интрузиях и их апикальных частях.

Аплиты и гранит-порфиры—мелкозернистые розовые породы и состоят из полевых шпатов и кварца. Фемические минералы присутствуют в ничтожном количестве.

Плагиоклазовые порфириты образуют хорошо прослеживающиеся дайки. Это плотные тонко-и мелкозернистые порфировидные, зеленовато-серые, темные порфировые породы с пилотакситовой, гиалопилитовой и микролитовой структурами основной массы.

Диабазы и диабазовые порфириты представляют меланократовые породы, обладающие порфировой структурой с микродиабазовой основной массой. В минералогическом составе присутствуют: плагиоклаз, авгит, хлорит, эпидот, кальцит, уралит, цоизит, серицит и др. Фенокристаллы представлены плагиоклазом и авгитом. Микродиабазовая основная масса слагается из лабрадора и пироксена, связанных хлоритовой массой.

Описанные выше гранитоидные интрузии Алавердской тектонической зоны, по всей вероятности, не являются одновозрастными образованиями и, возможно, принадлежат к нескольким разновременным фазам внедрения. Серьезные основания к этому дают данные по подобным же интрузиям Кировабадской части Сомхетско-Карабахской зоны.

В этой области наиболее крупными являются Атабек-Славянская, Дашкесан-Зурнабадская и Кедабекская интрузии. Первая, площадью около 65 км^2, сложена порфировидными плагиогранитами, гранофировыми плагиогранитами, адамеллит-порфирами и аплитовидными адамеллитами и сопоставляется с плагиогранитной интрузией по р. Тавуш, которая прорывает покровные кварцевые порфиры верхнего байоса и ничем не перекрывается.

По новым данным Г. И. Керимова, Атабек-Славянская интрузия прорывает те же кварцевые порфиры верхнего байоса и имеет большое количество галек в конгломератах вулканогенно-осадочной толщи, относимой к бату-келловею, причем там, где эта толща соприкасается с интрузией, отсутствуют следы эруптивных контактов.

Юрская геосинклиналь Малого Кавказа в батское время испытала инверсию и орогенез. Вполне вероятно, что Тавушская интрузия и эквивалентная ей Ахтальская интрузия внедрились именно в байосское

время и брали начало из тех же резервуаров, что и эффузивные кварцевые порфиры верхов байоса.

Кедабекская интрузия, площадью около 40 км², представляет, по Г. И. Керимову, двухфазный массив (не считая жильные фазы). Породы первой фазы представлены габбро, габбро-диоритами и диоритами; породы второй фазы, слагающие основную часть массива, представляют кварцевые диориты, банатит-тоналиты и гранодиориты. Сходный состав имеет также Дашкесан-Зурнабадская интрузия. По новым данным указанного автора, Кердабекская интрузия в районе г. Карадаг отчетливо прорывает Атабек-Славянскую интрузию и превращает плагиограниты во вторичные кварциты. С другой стороны, аналоги пород Кедабекской интрузии—породы Дашкесан-Зурнабадской интрузии имеют, по данным В. И. Славина, Л. Н. Леонтьева и В. А. Комар, гальку в базальных конгломератах сеномана, выступающих почти над кровлей интрузии. Описанная выше Кохб-Чочканская интрузия и ее аналоги, очевидно, одновозрастны с Кедабекской и Дашкесан-Зурнабадской интрузиями, с которыми они сходны также по петрографическому составу.

Г. И. Керимов указывает далее на наличие в области выходов отмеченных интрузий мелких габброидных и гранитоидных интрузий, прорывающих туронские отложения и относящихся, по его мнению, к палеогену.

К числу рассматриваемых мезозойских интрузий условно относится также крупная (площадью до 30 км²) интрузия розовых гранитов в восточном Зенгезуре—в бассейне р. Цав, которая размещена в толще диабазовых порфиритов нижней юры и частично в вулканогенно-осадочной толще девона. Судя по тому, что недалеко от этой интрузии распространены также барремские отложения (свита известняков вершины г. Хуступ и г. Агбенд) и что эти отложения дислоцированы вместе с подстилающими юрскими отложениями одинаково интенсивно, можно думать, что интрузия моложе также баррема.

По данным Г. Т. Тер-Месропяна, породы Цавской интрузии принадлежат к двум последовательным фазам внедрения магмы. Породы первой ранней фазы представлены гранодиоритами, кварцевыми сиенитами, сиенитами, кварцевыми диоритами, сиенито-диоритами и диоритами, связанными между собой постепенными переходами. Преобладающими среди них являются диориты и кварцевые диориты. Породы второй фазы, занимающие основную массу интрузии, представлены мелкозернистыми розовыми гранитами.

Главная масса пород первой фазы состоит из плагиоклаза (до 70%), пироксена и уралитизированной роговой обманки (до 20 %), кварца и калиевого полевого шпата (до 5%) и рудного минерала. Акцессорные и второстепенные минералы представлены апатитом, актинолитом, хлоритом, эпидотом, серицитом и частично кальцитом.

Породы второй фазы, имеющие порфировидную структуру при микропегматитовой структуре основной массы, состоят из плагиоклаза, пертита, кварца, ровогой обманки, биотита и рудного минерала. Акцессорные и второстепенные минералы—апатит, сфен, эпидот, хлорит, кальцит, серицит.

В работе указанного автора отмечается прорывание в окрестностях сел. Цав зеленовато-серых диоритов первой фазы дайкообразным телом розовых гранитов второй фазы.

В структурном отношении Цавская интрузия приурочивается центральной своей частью к антиклинальной складке юго-восточного простирания, которая далее в этом направлении круто поворачивает на восток—юго-восток.

В пользу мезозойского возраста Цавской интрузии впервые высказался И. Г. Магакьян. По данным С. И. Баласаняна, породы Цавской интрузии, в частности розовые граниты, имеют большое сходство с таковыми описанных выше интрузий бассейна р. Бануш на северном склоне Сомхетского хребта, относимых к мезозою.

По данным Р. А. Аракеляна и Г. О. Пиджяна, севернее Цавской интрузии, в рудном поле Кафанского месторождения отмечаются также небольшие штокообразные тела кварцевых порфиров, подчиненных нижне-среднеюрским эффузивам. По мнению указанных авторов, эти кварцевые порфиры являются субвулканической фацией эффузивных кварцевых порфиров верхнего байоса и служат источником медно-серноколчеданного оруденения Кафанского месторождения. Выделять подобные интрузии при наших исследованиях не удалось. Существование их отрицается также Г. О. Григоряном. По его мнению, указываемые Р. А. Аракеляном и Г. О. Пиджяном кварцевые порфиры являются лишь разновидностью широко распространенных на месторождении эффузивныхкварцевых порфиров.

По нашему мнению, здесь в действительности мы имеем дело не с типичными интрузивными породами, а с корнями излияний кварцевых порфиров.

В пределах Кафанского рудного поля большое распространение имеют также дайки диабазовых пород, которые в плане чередуются с рудными жилами и образуют вместе с ними единую структурную систему близширотного простирания. Ниже сел. Каварт автором отмечено срезание одной из этих даек трансгрессивно залегающей вулканогенно-осадочной толщи верхнего оксфорда-кимериджа. Дайки эти расположены вкрест простиранию складчатых структур района, секут порфириты и туфобрекчии нижней юры и кварцевые порфиры и туффиты верхнего байоса, и таким образом, устанавливается батско-келловейский возраст диабазовых даек.

Интересно отметить, по данным документации горизонтальных подземных выработок Кафанского месторождения, резкое выклинивание с глубиною даек диабазовых пород. А. Н. Заварицкий разъяснил автору, что заполнение диабазовой магмой трещин, занятых ныне диабазовыми дайками, шло, вероятно, в латеральном направлении из более крупного канала, имевшего, возможно, близмеридиональное направление.

ВЕРХНЕМЕЛОВЫЕ И ЭОЦЕНОВЫЕ ГИПЕРБАЗИТОВЫЕ ИНТРУЗИИ

Подавляющее большинство гипербазитовых интрузий Армении локализовано в пределах двух узких поясов, один из которых известен в литературе под названием Присеванского (Севано-Курдистанского) офиолитового пояса, а второй—под названием Приараксинского или Вединского офиолитового пояса. Первый из этих поясов, возникший в началюрского времени в виде интрагеосинклинального (эпиэвгеосинклинального) прогиба шириною 30—40 км, характеризуется большими мощностями отложений (юра более 1400 м, верхний мел до 1000 м, эоцен до 5000 м), интенсивной складчатостью пластов, сопровождающейся образованием изоклинальных структур, значительным метаморфизмом пород, небольшими размерами интрузивных массивов, включающих местами скопления хромитовых руд, наличием регионально выдержанных надвиговых (взбросовых) нарушений и в общем линейной складчатостью. Второй пояс шириною 30—40 км, возникший в начале верхнеюрского вре-

мени, в отличие от первого, характеризуется относительно малыми мощностями отложений (юра 400 м, верхний мел до 1000 м, эоцен до 1500 м), брахиаксиальной складчатостью, крайне небольшими размерами интрузивных тел (без скоплений хромита), незначительным метаморфизмом отложений и наличием разломов глубокого заложения.

Гипербазитовые массивы в обоих поясах размещены почти исключительно в юрских и верхнемеловых отложениях (турон-коньяк и сантон-маастрихт), которые в ряде пунктов в базальных и внутриформационных конгломератах содержат гальки перидотитов, пироксенитов и габбро. Несколько небольших массивов серпентинизированных пород отмечено также в пределах развития вулканогенной толщи эоцена к северо-востоку от оз. Севан. Как будет показано ниже, гипербазитовые интрузии северо-западной части Присеванского пояса в пределах Базумского хребта и бассейна р. Ахурян, а также Приараксинского пояса, все имеют верхнемеловой возраст. Что касается массивов северо-восточного побережья оз. Севан, то приходится допустить, что часть из них внедрилась в верхнемеловое время, а другая часть—в эоценовое время.

Породы гипербазитовой формации представлены обычно перидотитами, дунитами, пироксенитами, анортоклазитами и разнообразными габбро, причем богатые оливином разности пород сильно серпентинизированы и магнезитизированы.

Кроме указанных двух поясов, нами условно выделяется также третий Прикуринский пояс офиолитовых пород, в который входят небольшие интрузии оливиновых габбро и базальтов, отмеченные в районе сел. Котигюх, Достлу и Саригюх в верхнемеловых вулканогенно-осадочных отложениях, слагающих юго-западное крыло Прикуринской тектонической зоны.

а) **Присеванский пояс офиолитовых интрузий** включает две обособленные группы выходов—Ширакско-Базумскую на северо-западе Присеванской тектонической зоны и Арегуни-Севанскую в юго-восточной, собственно Присеванской ее части. Далее к юго-востоку офиолитовые интрузии Присеванской зоны с субпараллельным поясовым же расположением прослеживаются через бассейн р. Тертер в бассейн р. Акера-чай и достигают почти долины р. Аракс и, таким образом, длина пояса в пределах Закавказья достигает около 350 км, из коих 200—220 км приходится на территорию Армянской ССР. В западном направлении офиолитовой пояс с более или менее значительными перерывами прослеживается в Малую Азию и далее в Балканы, а в юго-восточном направлении—в Талыш и затем в систему Эльбурса.

В Ширакско-Базумскую группу входят около 15 крупных и мелких тел серпентинизированных пород, которые размещены всецело в юрских, туронских и сенонских отложениях, слагающих сводовые полосы Базумского и Ширакского антиклинориев. В эоценовых отложениях, слагающих крылья этих антиклинориев, нигде интрузий серпентинизированных пород не отмечено даже там, где эти отложения непосредственно и на больших пространствах налегают на верхнемеловые отложения, прорванные гипербазитовыми интрузиями.

Основной материал по геологии и петрографии рассматриваемой группы офиолитов содержится в работах И. В. Барканова, Н. П. Батурина, К. Н. Паффенгольца, Т. Ш. Татевосяна и Т. А. Аревшатян, А. Т. Асланяна, В. А. Амаряна, Ан. Е. Кочарян и П. Л. Епремяна.

В пределах Базумского антиклинория наиболее крупными являются Мумухан-Красарский массив гипербазитовых пород в верхнем течении бассейна р. Ахурян, между оз. Арпи-лич и районным центром Амасия, Катнахбюр-Карахачский массив в бассейнах верхних правых притоков

р. Дзорагет (между сел. Катнахбюр и Карахачским перевалом) и пластовая залежь, прослеживающаяся в широтном направлении по северным склонам ущелий р. р. Черная и Желтая.

Недалеко от указанных массивов отмечен также ряд небольших тел того же гипербазитового состава—четыре выхода между сел. Красар и развалинами сел. Арпа, два выхода северо-западнее сел. Мусаэлян, пять выходов в верховьях р. Гергер в районе сел. Пушкино, три выхода в окрестностях сел. Дашкерпи и Амасия. Первый массив шириною 3—4 км прослеживается по простиранию на 10 км от сел. Мумухан (вблизи государственной границы) на юго-западе, до сел. Красар на северо-востоке и прорывает вулканогенные отложения и подчиненные им линзы и пачки мраморизованных известняков, включающих характерную микрофауну верхнемелового возраста (глоботрункана и др.). С сенонскими отложениями, залегающими у сел. Красар на этой вулканогенно-осадочной толще, массив не контактирует. Центральная полоса массива шириною 1,5 км сложена габбровыми породами, вытянутыми в виде дайкообразного тела с юго-запада на северо-восток, а краевые полосы—ультраосновными породами, переходящими в контактовом ореоле с вулканогенными породами в амфиболиты и эклогитоподобные гранатовые сланцы.

В юго-западной части массива, на Мумуханских горах вулканогенная толща турона и ультраосновные породы резко трансгрессивно перекрываются толщей биотитовых андезитовых лав и туфобрекчий верхнемиоценового возраста, причем в базальном конгломерате последней встречаются гальки всех разновидностей ультраосновных пород. Малые тела в районе рассматриваемого массива размещены в вулканогенно-осадочной толще турона-коньяка.

Одно из указанных малых тел, сложенное энстатитовыми габбро, несколько восточнее меридиана сел. Дашкерпи прорывает вулканогенную толщу турона-коньяка и имеет гальку во внутриформационном конгломерате, залегающем в верхах толщи, несколько ниже сенонской известняковой толщи. В этих же конгломератах встречены гальки габброноритов, которые идентичны габбро-норитам Мумухан-Красарского массива, обнажающимся на северных подножьях г. Инак-даг.

Небольшие интрузии серпентинизированных пород с гнездообразными включениями хромитовых руд, обнажающиеся северо-западнее сел. Мусаэлян, размещены в плойчатых сланцеватых кремнистых известняках верхней юры, слагающих юго-западное окончание частного Карахачского хребта. Интрузивные породы здесь изменены и рассланцованы наравне с вмещающими известняками. С северной стороны хребта к выходам серпентинизированных пород прислоняются плитчатые андезитовые лавы Кечутских гор, относимые к верхнему миоцену—нижнему плиоцену.

Катнахбюр-Карахачский массив площадью около 15 км^2 и ближайшие с ним другие малые тела гипербазитов размещены в плойчатых черных глинистых сланцах и сланцеватых глинистых известняках лейаса, слагающих крупную синклинальную структуру широтного простирания. В этом же районе, в 5—6 км к запад—юго-западу от сел. Катнахбюр обнажается небольшой массив гранитоидных пород, который, по-видимому, прорывает интрузию ультраосновных пород.

Третье крупное тело, обнажающееся в бассейнах р. р. Желтая и Черная, прослеживается в широтном направлении примерно на 19 км от верховьев р. Гергер на востоке до вершины г. Гогаран на западе при ширине выхода от 10 до 400 м. Это пластообразное дайкообразное тело падает в северные румбы под углами 50—90°. Сложено оно серпен-

тинизированными зеленовато-серыми пироксенитами и частично оливиновыми габбро, приуроченными к внутренним частям залежи. В висячем боку залежи располагается свита плойчатых метаморфических глинистых сланцев с пачками известняков сенона и кимериджа, в лежачем боку—толща туфобрекчий, кварцевых порфиров и порфиритов и местами известняки сенона. На левом склоне ущелья р. Желтая, параллельно главной залежи обнажается другая небольшая залежь серпентинизированных пироксенитов. Указанные кварцевые порфиры и их туфы на пространстве между этими интрузиями несут медно-серноколчеданное оруденение, связываемое генетически с позднеэоценовыми гранодиоритами.

В тектоническом отношении интрузивная залежь пироксенитов приурочивается к далекому южному крылу синклинальной складки широтного простирания, сложенной отложениями юры. Углы падения интрузивной залежи, сланцев и известняков висячего ее бока обычно одинаковые и варьируют в пределах от 50—60 до 80—90°.

В пределах Ширакского хребта отмечен лишь один относительно небольшой массив ультраосновных пород, который обнажается в ядре изоклинальной складки и прослеживается от развалин сел. Молла-хараба (ст. Маисян и сел. Кети) на юго-западе до сел. Кармракар (Дарбанд) на востоке—северо-востоке на протяжении 2,5—3 км при ширине выхода 200—400 м.

Указанный массив, названный нами Дарбандским, прорывает фаунистически охарактеризованные песчано-глинистые отложения турона-коньяка, включающие линзы и прослои рифовых (рудистовых и гастроподовых) известняков и туфогенов, а также горизонт белых аркозовых песчаников основания известняковой свиты сенона, которая местами всецело замещается интрузивными породами и включает угловато-окатанные гальки серпентинизированных пород. С известняками сенона рассматриваемый массив нигде не контактирует.

В строении массива принимают участие перидотиты, габбро-перидотиты и габбро-нориты, связанные между собой незаметными постепенными переходами.

В районе Дарбандского гипербазитового массива, в крыльях Ширакского антиклинория, сложенных туфогенами эоцена, отмечены также многочисленные пластовые залежи и мелкие штоки габбро-диоритов и габбро-порфиритов, прорывающие эоценовые и частично верхнемеловые отложения. Ряд таких тел отмечен также южнее и юго-западнее Мумухан-Красарского массива гипербазитов—среди эоценовых же отложений. Эти габбровые породы, как было показано Т. Ш. Татевосяном и позднее автором настоящей работы, образуют вполне самостоятельную формацию и во времени разорваны от габбровых пород офиолитовой формации, причем характерно постоянное присутствие в последних и отсутствие в первых оливина и ромбического пироксена (энстатита). В работах К. Н. Паффенгольца и ряда других исследователей обе указанные формации рассматривались в виде единой интрузивной формации, относившейся к позднему эоцену.

В офилитовой формации Ширакского и Базумского хребтов принимают участие перидотиты, дуниты, пироксениты, габбро-пироксениты, габбро-нориты и оливиновые габбро, которые, находясь в тесной локальной связи, очень часто дают между собой постепенные незаметные фациальные переходы, причем в одних случаях в интрузивном массиве преобладают перидотиты, в других пироксениты, в третьих—габбро или же изредка интрузивный массив представляет многофазное образование.

Наиболее полное микропетрографическое описание гипербазитовых пород Ширакско-Базумской группы приведено в работах Т. Ш. Та-

тевосяна. По его данным эти породы характеризуются вкратце следующим образом.

Перидотиты представляют зеленовато-серую, мелко-и среднезернистую серпентинизированную породу с глыбовой отдельностью. Состоят они из оливина, диопсида, ромбического пироксена и роговой обманки.

Дуниты залегают внутри серпентинизированных перидотитов в виде небольших округлых и прихотливой формы шлировых тел с массивной или шаровой текстурой и петельчатой микроструктурой. Порода сильно серпентинизирована и разбита трещинами, заполненными хризотиловым серпентином, включающим зерна оливина и хромита.

Пироксениты, подчиненные перидотитовым массивам, выступают в виде шлировых выделений с обнаженной поверхностью в несколько квадратных метров. Состоят они из ромбического пироксена и небольшого количества оливина, серпентина, магнетита, талька и вещества типа хлорита.

Пироксениты, слагающие крупную пластовую залежь в бассейнах р.р. Желтая и Черная, представляют серпентинизированную черно-зеленую мелко- и среднезернистую трещиноватую породу с полнокристаллической микроструктурой. Порода состоит почти исключительно из неплеохроирующего пироксена, образующего прямолинейные или округлой формы кристаллы, незначительного количества серпентина и рудного минерала. По описаниям, приведенным в работах К. Н. Паффенгольца, пироксен представлен авгитом, имеющим положительный оптический характер и угол оптических осей порядка 60°.

Оливиновые габбро представлены в большинстве случаев самостоятельными штокообразными или мощными дайкообразными телами или же шлировыми выделениями, подчиненными перидотитовым или пироксенитовым массивам. В частности, в виде самостоятельного тела выступают габбровые породы, слагающие осевую полосу Мумухан-Красарского массива, имеющую ширину 1,5 км и протяженность 10 км. Габбровый массив здесь прорывает перидотитовый массив. В главной своей массе габбровой же является указанная выше Дарбандская интрузия, в строении которой небольшое участие принимают также ультраосновные серпентинизированные породы.

Оливиновые габбро—зеленовато-серые или зеленовато-черные породы с глыбовой или шаровой отдельностью, полнокристаллические, зернистые. Состав породы—оливин, лабрадор, ромбический пироксен, радиально лучистый пренит и магнетит. В ряде случаев в оливиновых габбро ромбический пироксен оказывается нацело замещенным эпимагматической роговой обманкой и порода переходит в роговообманковое габбро.

Габбро-нориты в виде небольших тел обнажаются на северном склоне г. Инак-даг (Мумухан-Красарский массив), восточнее и северо-восточнее сел. Дашкерпи, севернее сел. Кармракар (Дарбандский массив). Представляют они серого цвета зернистую массивную породу с глыбовой или шаровой отдельностью. Структура породы габбровая, гипидиоморфнозернистая. Минералогический состав— полисинтетически сдвойникованный лабрадор и анортит, моноклинный пироксен (диаллаг), ромбический пироксен (гиперстен), обыкновенная роговая обманка, хлорит, рудный минерал.

Жильные породы, приуроченные к району развития гипербазитовых интрузий, представлены оливиновыми габбро, габбро-пегматитами, диабазами и даибазовыми порфиритами. Кроме того, в пределах Мумухан-Красарского массива В. А. Амаряном и Ан. Е. Кочарян были встре-

чены кварцевые жилы и одна жила с антимонитом и реальгаром, которые, однако, связаны, вероятно, с гранитоидными интрузяими. В породах Дарбандской интрузии наблюдаются также многочисленные тонкие прожилки и конкреционные включения белого халцедона с примазками никелистых соединений лазурного цвета.

Необходимо заметить, что в гипербазитовой формации Ширакско-Базумского хребта, в отличие от таковой Арегуни-Севанской формации, отсутствуют плагиоклазиты, лиственит и ряд разновидностей ультраосновных пород, а также крайне незначительны скопления хромитов, что, очевидно, должно указывать на меньшую дифференциацию магмы, давшей породы первой формации.

Арегуни-Севанская или собственно Севанская группа выходов гипербазитовых интрузий объединяет большое количество мелких и значительно более крупных тел, размещенных в вулканогенно-осадочных отложениях сел. Лусахбюр (Аг-булаг) (по данным Г. М. Акопяна) и в ущельи р. Дзкнагет, ниже сел. Семеновка (по данным И. Г. Гаспарян).

Указанные выше главные массивы сопровождаются рядом мелких саттелитовых выходов, занимающих площади от нескольких десятков кв. метров до нескольких гектаров. Площади выходов главных массивов различны—от 2—3 км² (Шоржинский массив) до 55—60 км² (Джил-Сатанахачский массив).

Петрографические исследования, выполненные указанными авторами, показывают, что массивы гипербазитовых пород представлены тремя главными разновидностями—габбро-перидотитами, перидотито-габбро и габбро и что чистые перидотитовые массивы отсутствуют.

Среди указанных массивов, кроме широко распространенных перидотитов, габбро и дунитов, микропетрографическими исследованиями установлено также наличие пироксенитов и плагиоклазитов, причем в отдельных массивах устанавливается нередко совместное присутствие всех этих пород.

Последовательность обособления пород, по С. А. Абовяну, представляется в следующем виде. Первыми обособились перидотиты, включающие в виде шлировых выделений небольшие гнезда и линзы дунитов. За ними следуют дайкообразные тела дунитов, секущие как перидотиты, так и подчиненные им шлировые выделения дунитов первой генерации. К третьему этапу обособления относятся габброидные породы, в отношении которых последовательно более поздними являются пироксениты и плагиоклазиты, представляющие, по мнению указанного автора, жильную или пегматитовую фацию соответственно ультраосновных и габброидных пород. При этом полевыми наблюдениями устанавливается, что перидотиты и шлировые дуниты, встречающиеся совместно, затвердевали одновременно и, следовательно, являются одновозрастными образованиями.

Породы ультраосновных массивов, по данным С. А. Абовяна, характеризуются следующим образом.

Перидотиты макроскопически представляют собой серовато-черную, серую или зеленовато-синюю породу, где в мелко-или тонкозернистой массе, сложенной из серпентинизированного оливина, легко заметны спайные плоскости зерен пироксена или биотита. Размеры зерен оливина не превышают 1—2 мм, пироксены же образуют сравнительно крупные включения в оливиновой массе (размерами от 2 мм до 1 см), вследствие чего порода приобретает порфировидный облик. Распределение пироксенов в оливиновой массе более или менее равномерное; количество его доходит до 25—30% от общей массы породы. Структура перидотитов гипидиоморфнозернистая.

Сильно выветрелые разности перидотитов имеют коричневато-бурый цвет и с поверхности покрываются неровной пятнистой коркой выветривания толщиною в 1—2 см. В таких разностях пироксены теряют свой блеск, мутнеют и нередко сливаются с общим фоном породы.

В зависимости от минералогического состава среди перидотитов выделяются: гарцбургиты или саксониты—оливин+ромбический пироксен, лерцолиты—оливин+ромбический и моноклинный пироксены, верлиты — оливин+моноклинный пироксен.

Около половины площади перидотитовых выходов сложено лерцолитами, а гарцбургиты и верлиты вместе слагают вторую половину перидотитовых выходов, встречаясь примерно в одинаковых количествах.

Дуниты макроскопически представляют собой мелко- и тонкозернистые породы светло-и темно-зеленого или синевато-зеленого цветов. В свежем виде они имеют матовый блеск и ровную плоскость излома. В результате выветривания дуниты покрываются тонкой коркой (до 2 см), обладающей, в отличие от перидотитов, ровной поверхностью буро-желтого или зеленовато-желтого цвета, на которой почти всегда заметны мелкие зерна хромшпинелидов размерами до 2—3 мм. Структура дунитов панидиоморфнозернистая, обусловлена идиоморфизмом зерен оливина размерами от 0,01 мм до 4 мм.

Дуниты жильного типа, в отличие от более древних дунитов шлирового типа, карбонатизированы и сильно серпентинизированы.

Пироксениты представляют собой крупно- и среднезернистые породы зеленовато-серого, иногда черного цвета с совершенной спайностью породообразующих пироксенов. Размеры зерен пироксенов в крупнозернистых разностях достигают 1 см, реже больше. Количество оливина не превышает 10—15% от общей массы породы. Структура пироксенитов гипидиоморфнозернистая и обусловлена различной степенью идиоморфизма оливина и пироксенов.

Серпентины представляют собой зеленовато-серые или зеленые, реже черные породы, местами обладающие сланцеватым строением. Обычно к серпентинитам относят те разности ультраосновных пород, первоначальный состав которых невозможно определить даже под микроскопом. Серпентиниты суть мономинеральные породы, состоящие исключительно из минералов серпентина: хризотила, антигорита и серпофита. Чаще всего встречаются антигоритовые серпентиниты. Из других минералов в серпентинитах в небольших количествах встречаются карбонат и хлорит, в редких случаях—иддингсит.

По данным С. А. Абовяна, породы основного состава представлены различными видами габбро, среди которых значительно крупные площади заняты выходами роговообманкового, пироксенового и пироксен-роговообманкового габбро. Местами наблюдаются небольшие участки, сложенные троктолитом и плагиоклазитом. Из метаморфических разностей габбровых пород встречаются амфиболиты. Все указанные породы связаны между собой постепенными переходами, в результате чего выделение их в поле значительно затруднено.

Указанные выше разновидности габбро представляют собой весьма характерные средне- и реже крупнозернистые породы, обычно от зеленовато-серого до темно-серого цвета.

В пироксеновом габбро пироксен, как правило, представлен авгитом. Плагиоклаз преобладает над другими минералами и относится к ряду битовнит-лабрадор. Авгит часто бывает замещен хлоритом и реже вторичной роговой обманкой. Из акцессорных минералов встречается апатит, из рудных—магнетит.

В роговообманковом габбро роговая обманка обладает сильным плеохроизмом и замещена хлоритом. Плагиоклаз относится к ряду лабрадора и обычно сильно разложен—замещен серицитом, реже хлоритом и карбонатом. Из акцессорных присутствует апатит, из рудных— магнетит.

Пироксен - роговообманковое габбро характеризуется одновременным присутствием авгита и роговой обманки.

Плагиоклазиты представляют собой белую или серовато-белую породу, иногда с пятнистой текстурой, обусловленной редкими включениями темноцветного компонента—оливина. Плагиоклаз состава битовнит-лабрадор в большинстве случаев замещен вторичными продуктами разложения—серицитом и цоизитом. Из других темноцветных минералов редко присутствует моноклинный пироксен. Из акцессорных минералов встречается апатит, и из рудных—хромшпинелиды, которые обычно приурочены к участкам развития оливинов.

Структура описанных выше основных пород—габбровая, переходящая местами в офитовую (авгитовые габбро).

Троктолиты представляют собой средне- и крупнозернистую габбровую породу обычно зеленовато-серого или серого цвета. В большинстве случаев троктолиты характеризуются различными переходами через меланократовые разности в дунит и перидотит и через лейкократовые—в анортозит. Троктолиты сложены главным образом из оливина, в промежутках между зернами которого наблюдаются выделения плагиоклаза. Оливин обычно бывает замещен серпентином, а плагиоклаз пелитизирован и карбонатизирован. Из рудных минералов присутствуют хромшпинелиды, приуроченные к оливиновым участкам.

Изучение химизма описанных выше пород позволило установить, что по своему химическому составу ультраосновные и основные породы северо-восточного побережья озера Севан приближаются к составу соответствующих пород Урала (перидотитов, дунитов, габброидов) и к средним данным Р. О. Дели. Некоторое отклонение наблюдается в составе пироксенитов. Севанские пироксениты характеризуются большой магнезиальностью.

В морфологическом отношении выходы ультраосновных пород севанского побережья рассматриваются всеми исследователями как апикальные части тела типа лакколитов, хонолитов, штоков и даек, которые, как предполагают К. Н. Паффенгольц, Г. М. Арутюнян, С. А. Абовян и др., на больших глубинах сливаются в единое секущее тело, вытянутое вдоль оси Севано-Курдистанской интрагеосинклинальной зоны.

В тектоническом отношении подавляющее большинство интрузий и в частности все крупные массивы локализуются в сводовых частях антиклинальных складок, имеющих общекавказское простирание. В этом же направлении вытянуты длинные оси отдельных интрузивных массивов.

Вопрос о возрасте ультраосновных и основных пород севанского побережья остается пока спорным.

К. Н. Паффенгольц, Г. М. Арутюнян и С. А. Абовян в своих работах обосновывают положение об их верхнеэоценовом—предолигоценовом возрасте (1934, 1946, 1955). Т. Ш. Татевосян в работе 1948 г. относит некоторые обособленные габбровые интрузии к позднему эоцену, а ультраосновные породы и тесно связанные с ними габбровые породы—к верхнему мелу. В. Е. Хаин, Л. Н. Леонтьев, Ш. А. Азизбеков доказывают верхнемеловой (предверхнесантонский) возраст ультраосновных пород Курдистана.

По данным С. А. Абовяна (1955), в бассейне оз. Севан ультраосновные и связанныес ними габбровые породы в ряде пунктов, кроме коньякских и верхнесенонских отложений, прорывают также нуммулитовые карбонатные и вулканогенные отложения эоцена. В частности им указывается прорывание этими породами эоценовых отложений в восточной части Шоржинского массива к западу и востоку от меридиана сел. Артаниш, к северо-востоку от сел. Бабаджан, в окрестностях сел. Артаниш и северо-западнее сел. Зод. В эоценовых же отложениях размещены выходы серпентинизированных пород в районе сел. Семеновка, Лусахбюр и гор. Дилижан, отмеченные И. Г. Гаспарян, В. В. Белоусовым и В. М Гзовским, Г. М. Акопяном и С. В. Мартиросяном. Вместе с этим в конгломератах, подчиненных глинисто-карбонатной толще сенона, К. Н. Паффенгольцем, Т. Ш. Татевосяном, С. А. Абовяном и нами в ряде пунктов были встречены гальки серпентинизированных ультраосновных пород (в бассейне р. р. Памбак, Конгур, Шамперт), микроскопически совершенно неотличимых от описанных выше серпентинизированных пород, находящихся в коренном залегании.

Появление подобных галек в конгломератах верхнего мела К. Н. Паффенгольц ставил в связь с размывом палеозойских ультраосновных пород, скрытых ныне под чехлом мезокайнозойских отложений.

Выше указывалось, что в северо-западной части Присеванского офиолитового пояса, в Ширакско-Базумской группе ультраосновные породы имеют турон-коньякский возраст. Кроме них, здесь имеются также многочисленные пластовые и штокообразные малые интрузии габбро-диоритового состава эоценового возраста. Далее, как увидим ниже, в Приараксинском офиолитовом поясе имеются ультраосновные интрузии заведомо турон-коньякского и верхнесенонского возрастов, и, кроме того, основные интрузии эоценового возраста. Западнее Малого Кавказа, в Анатолии, серпентиниты приурочены почти повсеместно к верхнемеловым синклинориям.

По новым данным С. В. Тромпа, в конгломератах сенона Анатолии, в районах развития ультраосновных пород, во многих местах встречаются гальки серпентинизированных ультраосновных пород (1947).

Нам представляется, что внедрение ультраосновной магмы в бассейне оз. Севан произошло в три этапа—в туроне-коньяке, в верхнем сеноне и в эоцене, как это с некоторыми органичениями имело место в системе Базумского и Ширакского хребтов и в Приараксинской зоне. При этом внедрение магмы может быть связано во времени с тремя этапами интенсивного погружения Присеванской зоны в туроне-коньяке (мощность до 1000 м), в сеноне (мощность до 800 м) и в эоцене (мощность до 5000 м). Более подробный разбор вопроса дан в одной из предыдущих работ автора (1954).

б) Приараксинский пояс офиолитовых интрузий отмечается несколькими группами небольших выходов гипербазитовых и тесно связанных с ними габбровых массивов, расположенных в полосе Кохб—Арташат—Веди— Азнабюрт— Нахичевань, представляющей границу между Приараксинской и Ереванской тектоническими зонами и обозначенной системой линейно или кулисообразно расположенных разломов глубокого заложения.

В районе сел. Кохб ультраосновные породы, по данным Г. Абиха, слагают верхнюю часть массива г. Такялту, расположенного на северном склоне хр. Армянский пар (в 12—15 км к югу от устья р. Ахурян). Здесь эти породы серпентинизированы и прорывают вулканогенные отложения, включающие гиппуритовые известняки. По литературным

данным, в массиве г. Такялту имеются проявления асбеста, которые связаны, вероятно, с ультраосновными породами.

В Арташатском районе интрузии рассматриваемого пояса, отмеченные впервые В. Л. Егояном, выступают на водоразделе между р. р. Гарни и Чатма в ядре Ераносской антиклинали и представлены двумя небольшими телами меланократовых габбро, прорывающих конгломераты, песчаники, глины и мергели турона—нижнего сенона.

В бассейне р. Веди констатировано порядка 60 выходов ультраосновных и габбровых штокообразных тел, размещенных в вулканогенно-осадочной толще юры, турона-коньяка и частично в карбонатных отложениях маастрихта.

В работах К. Н. Паффенгольца указанные интрузии и вмещающие их порфириты, занимающие бассейн среднего и верхнего течений р. Веди, описывались под названием интрузивных базальтов и были отнесены им к предолигоценовому возрасту. Исследованиями автора 1949—50 г.г. был обоснован эффузивный характер подавляющего большинства изверженных пород верхнего мела этого района, причем в них были выявлены прослои известняков с богатой фауной устриц и брюхоногих. В последующем В. Л. Егояном, Л. А. Рудзянским и Р. А. Аракеляном в пределах развития вулканогенной толщи были выделены многочисленные малые интрузии габбровых и ультраосновных пород. Несколько таких тел позднее было установлено нами также в бассейне нижнего течения р. Веди в краевой части Араратской котловины, на южном склоне хр. Бозбурун.

Выходы рассматриваемых интрузий бассейна р. Веди могут быть выделены в две основные группы. Одна из них охватывает выходы в верховьях р. Веди, разбросанных на площади около 70 км² в окрестностях сел. Джерманис, Бахчаджух, Армик, Азизкенд, Каракоюн и в ущельях двух речек, расположенных северо-западнее и юго-восточнее массива г. Кюсуз. Эта группа насчитывает около 50 отдельных тел, обнаженной площадью от нескольких кв. метров до 1 км².

Бассейн верхнего течения р. Веди в пределах развития офиолитовых интрузий сложен отложениями перми, триаса, верхнего мела и эоцена, которые образуют серию четкообразных антиклинальных и синклинальных складок северо-запад—юго-восточного простирания. Выходы интрузивных пород локализованы всегда в пределах развития верхнемеловых вулканогенно-осадочных отложений, причем подавляющее большинство интрузий прорывает отложения турона-коньяка и одно тело, сложенное серпентинитами и пироксенитами, по наблюдениям Р. А. Аракеляна прорывает маастрихтские известняки (восточнее меридиана сел. Бахчаджух). Большинство выходов в тектоническом отношении приурочивается к сводовым частям антиклинальных складок.

Вторая немногочисленная группа выходов приурочена к актиклинальной складке близширотного простирания, прослеживающейся вдоль южного склона хр. Бозбурун по линии сел. Анастасаван-Веди. Складка эта в ядре сложена верхнеюрской толщей диабазовых порфиритов, включающих линзы и пачки витрофировых туфов. Крылья складки сложены толщей сантон-маастрихтских мергелистых известняков, которые с мощным базальным конгломератом в основании перекрывают вулканогенную толщу.

Интрузивные породы, представленные небольшими штокообразными телами габбро и пироксенитов, прорывают вулканогенные отложения юры. Таких тел обнаженной площадью 100—200 м² каждое констатировано нами пять. Галька их встречена в большом количестве в базальных конгломератах, залегающих в основании сенонских отложений.

К рассматриваемой второй группе тяготеют также габбровые породы северных окрестностей сел. Дашлу, трансгрессивно перекрывающиеся средне-эоценовыми отложениями.

В северной части массива габбровые породы прорывают пачку грубослоистых известняков, которые по своему стратиграфическому положению соответствуют лютетским нуммулитовым известнякам соседнего участка Гяур-каласи. Вопрос о возрасте этих интрузивных пород остается, таким образом, спорным.

Вдоль южного крыла указанной антиклинальной складки, вмещающей офиолитовые интрузии, прослеживается мощный глубинный разлом, возникший в доверхнеюрское время.

Выходы пород офиолитового пояса района сел. Азнабюрт в Нахичеванской АССР, по данным К. Н. Паффенгольца и Ш. А. Азизбекова, приурочены к системе разлома северо-восток—юго-восточного простирания, смещающих пермокарбоновые, триасовые и верхнемеловые отложения. Здесь, в районе сел. Азнабюрт и Карабахлар отмечен ряд пластообразных и штокообразных тел оливиновых габбро-базальтовых пород, которые прорывают известняки и доломиты нижнего и среднего триаса, выступающие на далеком восток—северо-восточном крыле крупного антиклинория. Некоторые из указанных выходов размещены в зоне разлома, смещающего турон-коньякские отложения, залегающие с базальным конгломератом в основании на отложениях триаса.

Более или менее полное описание петрографических особенностей пород армянской части Приараксинского офиолитового пояса приведено в работах Р. А. Аракеляна и А. А. Рудзянского. Некотрый материал по их петрографии содержится также в работах К. Н. Паффенгольца, В. Л. Егояна и автора.

Наиболее распространенными породами в интрузивных образованиях указанного пояса являются нормальные габбро, габбро-нориты, оливиновые габбро-базальты и габбро, габбро-пегматиты, пироксениты, серпентиниты и авгитовые диориты, причем в пределах отдельных тел встречаются одновременно как габбровые, так и ультраосновные породы.

Габбровые породы являются наиболее свежими среди всех перечисленных пород. Они крупно-и среднезернистые, темно-серого-зеленовато-серого цвета и имеют габбровую структуру. Минералогический состав: лабрадор в виде свежих и пренитизированных и реже соссюритизированных кристаллов размером до 5 мм, диаллаг, волокнистый и листоватый серпентин (антигорит), заполняющий обычно промежутки между кристаллами плагиоклаза и диаллага, рудный минерал.

Оливиновые габбро отличаются от указанных выше габбро присутствием оливина и характером пироксена, который представлен в них авгитом.

По данным Р. А. Аракеляна, в этих породах плагиоклаз (лабрадор) составляет 30—40 % породы, авгит—15—18 %; оливин сильно изменен и покрыт в большинстве случаев серпентином и хризотилом.

Оливиновые габбро-базальты представляют, по данным К. Н. Паффенгольца, порфировидные черные массивные породы с гиалопилитовой основной массой, состоящей из свежего основного плагиоклаза, хлоритизированного авгита и рудного минерала. Вкрапленники в основной массе представлены серицитизированным оливином. Породы этого типа развиты главным образом в районе сел. Азнабюрт.

Габбро-нориты, отмеченные А. А. Рудзянским, имеют крайне ограниченное распространение и встречаются в относительно крупных массивах габбровых пород. Состоят они из основного плагиоклаза, моноклинного и ромбического пироксенов и рудного минерала.

Габбро-пегматиты, отмеченные К. Н. Паффенгольцем и Р. А. Аракеляном в верхнем течении бассейна р. Веди, в окрестностях сел. Каракоюн (в 1,5 км к северо-западу от него) и в ущелье притока Кесуз, представляют крупнокристаллическую пегматоидную жильную породу, состоящую из лабрадора (до 50 %), частично актинолитизированного авгита и незначительного количества апатита.

Серпентиниты в рассматриваемом поясе имеют, по-видимому, такое же большое распространение, что и габбровые породы, хотя в объемном отношении они и уступают последним. Серпентиниты обнажаются в виде отдельных небольших штоков и жил, пересекающих габбровые массивы, а также слагают отдельные участки в габбровых массивах. Макроскопически серпентиниты представляют сильно измененные сланцеватые зеленовато-бурые породы с глянцевой блестящей поверхностью. Структура породы волокнистая, петельчатая или сетчатая. По исследованиям Р. А. Аракеляна, под микроскопом устанавливается наличие в породе серпентинита, хризотила, антигорита и непрозрачного рудного минерала. Более крупные скопления хризотила и антигорита в виде гнездообразных включений наблюдаются в интрузивном теле также макроскопически.

Пироксениты имеют весьма ограниченное распространение и слагают несколько незначительных массивов в вулканогенной толще южного склона г. Бозбурун и в бассейне верхнего течения р. Веди. В выветрелом состоянии представляют они зеленовато-бурого цвета мономинеральную породу, состоящую нацело из коротких призмочек моноклинного пироксена. Последний, по данным Р. А. Аракеляна, представлен диаллагом, в связи с чем порода более точно может быть названа диаллагитом.

Авгитовые диориты образуют несколько небольших штокообразных тел, локализованных в группе офиолитовых интрузий. По данным Р. А. Аракеляна, наиболее крупным из них является штокообразное тело, расположенное в 1 км к юго-западу от сел. Инкала, где оно занимает площадь около 0,25 км² и включает целый ряд шлировидных тел серпентинизированных габбровых пород. Породы этой интрузии состоят из андезина, авгита и рудного минерала.

в) Прикуринский пояс в пределах Армении включает лишь одну относительно небольшую интрузию оливиновых габбро, занимающую площадь размерами 1—1,5×4—5 км, и несколько пластовых тел базальтового состава. Первая интрузия обнажается в районе между сел. Джуджеван—Достлу—Котигюх Ноемберянского района, в бассейнах левых крайних притоков р. Джогаз, левого притока р. Агстев, и прорывает верхнемеловые вулканогенные отложения, подстилающиеся альбсеноманскими отложениями (копалоносная свита окрестностей сел. Котигюх) и перекрывающиеся сантонскими отложениями (горизонт витрофировых туфов основания глинисто-карбонатной толщи сенона Прикуринской тектонической зоны).

Ввиду сильной задернованности и залесенности местами характер контакта с вмещающими отложениями, а также истинные размеры тела остаются неизвестными.

Породы рассматриваемой интрузии по образцам, взятым на склонах г. Воскеван, черно-зеленого и темно-зеленого цветов, среднезернистые с шелковистым блеском, структура гипидиоморфнозернистая—офитовая. Минералогический состав: полисинтетически сдвойникованный лабрадор (размеры зерен до 1,5 мм в поперечнике), занимающий 75—80 % поверхности шлифов, светло-кремового цвета авгит, занимающий

15—20% поверхности шлифов, и слабо серпентинизированный по краям прозрачный оливин, имеющий размер зерен до 2,5 мм в поперечнике.

Восточнее указанной интрузии, по дороге от сел. Достлу в сел. Котигюх, вулканогенная толща, залегающая между сеноманом и сантоном, включает мощное пластообразное тело столбчатых базальтов пепельно-серого цвета, которое прослеживается по простиранию на несколько километров и, возможно, представляет интрузивную пластовую залежь. По образцам, взятым со скалы Шек-ахбюр, структура породы порфировая, структура основной массы микролитовая. Вкрапленники представлены таблитчатыми зернами основного плагиоклаза (лабрадор-андезин), обнаруживающими иногда концентрически зональное строение. Кроме плагиоклазов, составляющих около 60 % породы, в шлифе отмечаются также мелкие зерна пироксена и большое количество (до 30 %) ближе неопределимого желтого анизотропного минерала.

Породы, подобные указанным базальтам, по данным А. И. Адамяна, встречены также в вулканогенной толще турона-нижнего сантона, подстилающей свиту сенонских известняков г. Саталмыш на междуречьи р. р. Джогаз и Агстев (района сел. Саригюх).

В тектоническом отношении указанные интрузии приурочиваются к юго-западному крылу мегасинклинальной структуры, выполненной верхнемеловыми и эоценовыми отложениями суммарной мощностью до 2000—2500 м. Полоса выходов интрузий является зоной сочленения северо-восточных структур Алавердской тектонической зоны и структур общекавказского простирания Прикуринской зоны.

6. ЭОЦЕНОВЫЕ ГИПАБИССАЛЬНЫЕ ГАББРО-ПОРФИРИТОВЫЕ И ГАББРО-ДИОРИТОВЫЕ ИНТРУЗИИ

Среди третичных интрузий специфическую формацию составляют многочисленные малые интрузии габбро-порфиритового состава, которые представлены преимущественно пластообразными залежами и частично штокообразными-дайкообразными телами и приурочены, за редкими исключениями, к вулканогенно-осадочным толщам эоцена, развитым исключительно в зонах максимальных прогибов эоценовой геосинклинали.

В работах ранних исследователей эти интрузии во многих случаях рассматривались как внутриформационные покровы и потоки порфиритовых лав, что, очевидно, могло следовать из того факта, что они часто находятся в удивительно согласном залегании с вмещающими слоистыми отложениями.

Все описанные до сего времени эоценовые габбро-порфиритовые интрузии локализуются в Присеванской (Севано-Курдистанской) и Ереванской (Еревано-Ордубадской) интрагеосинклинальных зонах, выполненных, в основном, верхнемеловыми и эоценовыми отложениями мощностью до 6000 м. В этих зонах могут быть выделены следующие группы выходов габбро-порфиритовых интрузий.

Амасийская группа. Включает пластовые залежи зеленовато-серых и сиренево-серых плагиоклазовых габбро-порфиритов, имеющих форму пластовых залежей и подчиненных туфогенной толще лютета-оверза. Наиболее крупными являются залежи, обнажающиеся в массиве горы к западу—юго-западу от сел. Амасия и имеющие согласное с вмещающими туфогенными породами юго-западное простирание. В этом направлении они прослеживаются на 10 км и уходят в пределы западной Армении.

Несколько небольших выходов отмечено к западу и к востоку от сел. Амасия, подчиненных тоже эоценовой толще. Мощность залежей колеблется от нескольких дециметров до 200 м.

Севернее указанных выходов проходит региональный разрыв широтного простирания, по которому меловые отложения с прорывающими их интрузиями офиолитовой формации в южном направлении надвигаются на рассматриваемые эоценовые отложения, включающие пластовые залежи габбро-порфиритов.

В окрестностях сел. Бандиван, недалеко от развалин древней крепости на интрузию габбро-порфиритов налегают базальные конгломераты верхнего олигоцена, причем в конгломерате отмечена галька габбро-порфиритов и пород офиолитовой формации.

Ширакская группа включает многочисленные выходы габбро-порфиритов и габбро-диоритов, обнажающихся на склонах и вершине г. Камхуд, в районе Джаджурского месторождения бурого угля, в долинах р. р. Чичхан (левый приток р. Памбак), Илли и Дарбанд (левые притоки р. Ахурян), а также на северном и южном склонах восточной полсвины собственно Ширакского хребта, вплоть до низовьев р. Чичхан. В отпрепарированном виде интрузии эти, в зависимости от их формы, образуют отдельные эффектно выступающие шишки, карнизы, стены и др. (г. Камхуд, г. Шиш-тапа, г. Буга-тапа и др.).

Преобладающим морфологическим типом являются пластовые залежи, которые прослеживаются по простиранию на несколько километров и достигают мощности от нескольких дециметров до 200 м. Вмещающие эти тела эоценовые туфогенные отложения дислоцированы довольно интенсивно и на южном склоне Ширакского хребта подвернуты под сенонские отложения. Пластовые залежи габбро-порфиритов дислоцированы точно таким же образом, что и вмещающие туфогены эоцена, образуя вместе с ними антиклинальные и синклинальные структуры и опрокидываются вместе с вмещающими пластами. Классическим районом подобной складчатости является участок Джаджурского буроугольного месторождения, представляющий осложненную второстепенной складчатостью и разрывами центриклинальную чашу, и участок сел. Кармракар, представляющий антиклинальную структуру близширотного простирания с подвернутым южным крылом.

Следует отметить, что совершенно согласное залегание с вмещающими отложениями обнаруживают лишь маломощные залежи габбро-порфиритов, мощные же залежи габбро-порфиритов зачастую краевыми острыми своими частями диагонально пересекают те пачки и пласты, которые в центральной части залежи оказываются в висячем боку последней. Кроме того, в мощных залежах, в отличие от маломощных, нередко наблюдаются многочисленные ксенолиты вмещающих туфогенных пород, которые по краям оплавлены и ороговикованы. Такие габбро-порфириты в смеси с ксенолитами напоминают иногда лавовые брекчии. Характерный пример представляет в этом отношении мощная крутопадающая, частично опрокинутая пластовая залежь у сел. Кармракар, имеющая здесь близширотное простирание.

В указанной выше Джаджурской центриклинали габбро-порфириты и вмещающие туфогены эоцена с большим эрозионным несогласием перекрываются угленосной толщей, относимой нами к верхнему олигоцену. Так же как и в первой группе, в конгломератах угленосной толщи встречаются гальки габбро-порфиритов. По данным геологической съемки, бурения и горизонтальных подземных выработок, угленосная толща, габбро-порфириты и туфогены эоцена нарушены близмеридиональными разрывами, причем в центральной части месторождения габбро-

порфириты оказываются надвинутыми с запада на восток на угленосные отложения. В прежних работах габбро-порфириты изображались как эффузивные породы, переслаивающиеся, по мнению некоторых исследователей, с угленосными отложениями.

Базумская группа охватывает выходы габбро-порфиритов, приуроченных к туфоосадочной толще собственно Базумского хребта между меридианами сел. Бзовдал и Покр Сариар. Такие выходы отмечены у истоков правых притоков р. Дзорагет (р. р. Черная и Желтая), левых притоков р. Чичхан и севернее параллели сел. Гогаран. Выходы эти по простиранию прослеживаются на сотни метров и имеют ширину в плане обычно несколько десятков метров, реже 150—200 м. В тектоническом отношении они все приурочиваются к крупной антиклинальной складке близширотного простирания с осью, протягивающейся через сел. М. Сариар, Дзорашен, Бзовдал.

Характерной внешней особенностью пород этих интрузий является пепельно-серый цвет с сиреневым оттенком, продолговатые крупные выделения плагиоклаза и глыбовая, местами призматическая отдельность.

Выходы габбро-порфиритов на Базумском хребте впервые были отмечены К. Н. Паффенгольцем.

В Базумскую группу с некоторой условностью мы включаем также мощные (до 50 м) дайки диабазовых порфиритов, обнажающихся в бассейне р. Бзовдал, где они пересекают всю толщу эоценовых отложений и имеют простирание, противоположное простиранию пластов эоценовых отложений.

Необходимо отметить, что в туфоосадочной толще эоцена Базумского хребта нередко встречаются пачки туфобрекчий и внутриформационных конгломератов, включающих угловато-окатанные обломки сиреневого цвета габбро-порфиритов с крупными вкрапленниками плагиоклазов. Такие обломки в большом количестве встречаются в частности на южном склоне хребта, в окрестностях сел. Гогаран.

Марцигетская группа включает несколько небольших выходов, обнажающихся на левом склоне бассейна среднего течения р. Марцигет (в районе полиметаллических рудопроявлений Прашен-Будагидзор) и в бассейне нижнего ее течения — в районе Туманянского месторождения огнеупорных глин, где они прорывают эоценовые и частично юрские вулканогенно-осадочные отложения. Отдельные выходы детально описаны в работах В. Г. Грушевого, П. Ф. Сопко, А. Г. Мидяна, Т. А. Цоголакян, Р. Мартиросяна. Характерной текстурной особенностью пород указанных интрузий является наличие очень крупных (до 3 см в поперечнике) выделений плагиоклаза. Интрузия в бассейне нижнего течения р. Марцигет падает на юго-запад и прослежена по простиранию около 3 км при ширине выхода 0,5 км.

Непосредственно восточнее Марцигетской группы, в водораздельной части между р. р. Марцигет, Агбута и Джогаз, недалеко от сел. Атан, К. Н. Паффенгольцем была отмечена межформационная залежь меланократовых габбро-диоритов, залегающая между юрскими и эоценовыми отложениями и занимающая площадь 2 км². Породы эти так же, как и породы предыдущих интрузий, обнаруживают нередко порфировую структуру и шаровую отдельность.

Особняком стоит интрузия габбро-порфиритов у сел. Гелли к северо-востоку от оз. Арпи-лич. Эта интрузия, описанная В. М. Амаряном, прорывает брахиантиклинальную структуру близширотного простирания, сложенную сенонскими отложениями.

В тектоническом отношении район указанной интрузии входит в ту же структурно-фациальную зону, что и группа Марцигетских выходов габбро-порфиритов.

Халаб-Гаджалинская группа включает несколько пластовых залежей и пологих секущих дайкообразных тел габбро-порфиритов и габбро-диоритов, размещенных в вулканогенно-осадочных отложениях эоцена. Наиболее крупной из них является залежь габбро-порфиритов с крупными выделениями плагиоклаза, которая обнажается в выемке шоссейной дороги между сел. Малый и Большой Куйбышев. Залежь эта под средними углами падает на юг и прослеживается в широтном направлении примерно на 1 км. Подобные же пластовые залежи несколько иного состава были отмечены К. А. Мкртчяном юго-восточнее Шагали-Сисимаданского рудного района, где они имеют согласное с вмещающими отложениями залегание и простираются в направлении с запад—северо-запада на восток—юго-восток. К Халаб-Геджалинской группе относится также интрузия шаровых и полосчатых габбро на южном склоне Геджалинского хребта, обнажающаяся у сел. Лермонтово на площади 1,7×0,7 км. Эта интрузия была детально изучена В. Н. Котляром, С. И. Баласаняном, Г. П. Багдасаряном, Г. А. Пилояном и Б. С. Вартапетяном (1939, 1956, 1948, 1955). Она порывает вулканогенные отложения эоцена и имеет штокообразную форму; от остальных габброидных интрузий рассматриваемой группы отличается своей резко выраженной габбровой структурой и шаровой полосчатой текстурой. Минералогический состав породы: лабрадор, оливин, моноклинный пироксен, амфибол, биотит, рудный минерал. По данным В. Н. Котляра и С. И. Баласаняна, обнажающаяся в окрестностях сел. Гамзачиман гранитоидная интрузия, прорывающая эоценовые отложения, моложе рассматриваемой габбровой интрузии.

Красносельская группа охватывает выходы габбро-диоритовых и габбро-порфиритовых интрузий, обнажающихся в бассейнах верхнего и среднего течений р. Гетик, сложенных вулканогенными отложениями и частично известняками среднеэоценового возраста, нарушенными разрывами близширотного простирания. Некоторые их этих выходов прослеживаются из бассейна р. Гетик в бассейны р. р. Хндзоркут и Дзегам-чай и достигают значительных размеров (20—30 км²). В эту группу включается также габбро-диоритовая интрузия по ту сторону водораздела—на северо-восточном побережьи оз. Севан, известная под названием Артанишского массива, а также небольшой массив габбро-диоритов ниже сел. Семеновка, в ущелье р. Дзкнагет. Относительно крупная пластовая залежь габбро-порфиритов отмечена также в нуммулитовых туфогенных отложениях на правом склоне ущелья р. Раздан, в окрестностях с. Ахпара.

Указанные интрузии были закартированы К. Н. Паффенгольцем, Т. Ш. Татевосяном, Т. А Аревшатян, Г. М. Акопяном и частично автором. Т. Ш. Татевосян, проводивший детальные микропетрографические исследования Красносельской группы основных интрузивных пород, приходит к выводу, что они отвечают по своему составу габбро-диоритам и относятся к гипабиссальной фации. А. А. Джафаров, обработавший коллекцию пород из сборов Г. М. Акопяна, кроме габбро-диоритов, отмечает также габбро-диабазы, кварцевые габбро и габбро-сиениты, представляющие дайкообразные и жилообразные тела. Таковые развиты в окрестностях сел. Артаниш, сел. Орджоникидзе и на хр. Кечалдаг (юго-восточные отроги хр. Мургуз).

Гарни-Вединская группа включает несколько небольших пластообразных, линзообразных и штокообразных тел габбро-порфиритового состава. По текстурным признакам породы этих интрузий мало отличаются от эффузивных зелено-каменных пород и прежними исследователями охарактеризовывались либо как эффузивные породы, либо не отмечались вовсе.

Три выхода таких пород констатированы в окрестностях сел. Байбурд, между р. Гарни и правым ее притоком у этого села. Один из выходов представлен линзообразной (пластовой) залежью, располагающейся между свитой розовых известняков верхнего сенона и туфоосадочной толщей эоцена. В тектоническом отношении залежь эта приурочивается к присводовой части северного крыла брахиантиклинальной складки запад—северо-западного простирания. Внутри залежи много ксенолитов розовых известняков и ороговикованных туфогенных пород.

Из других двух выходов, являющихся обычными секущими телами изометричной формы, один локализован в пределах туфогенной толщи эоцена, а второй—в пределах сенонских отложений. Следующий относительно крупный выход в виде пластовой залежи расположен восточнее сел. Гарни и протягивается вкрест ущелью Гехардского притока. Залегает она согласно с вмещающими туфогенами эоцена и имеет близширотное простирание, параллельное оси вмещающей антиклинальной структуры. Мощность залежи около 30 м, протяженность 1 км.

Несколько незначительных линзообразных залежей и одна дайка габбро-порфиритов были отмечены также на пространстве между сел. Кетанлу и Кетуз, на правом склоне бассейна среднего течения р. Веди, где они залегают в нижней половине туфогенной толщи эоцена. Простирание дайки северо-западное, т. е. противоположно простиранию осей складок. Такого же состава небольшое интрузивное тело, уже секущее, отмечено Р. А. Аракеляном на левобережном плато р. Веди, на участке между сел. Армик и Келанлу.

Относительно более крупное секущее тело отмечено В. Ф. Захаровым у сел. Дашлу, недалеко от районного центра сел. Веди. По исследованиям Т. Ш. Татевосяна, основная масса пород интрузии состоит из габбро-диоритов, но имеются также фациально связанные с ними габбровые породы и габбро-пегматитовые гнездообразные тела. По данным Л. М. Радопуло и А. А. Габриеляна (1948), а также по более поздним наблюдениям автора, интрузия эта трансгрессивно перекрывается базальными конгломератами туфоосадочной толщи эоцена, сохранившимися в виде останца на вершине массива, и прорывает свиту известняков, относимых нами к низам эоцена (аналоги нуммулитовых известняков крепости Гяур-каласи). Интрузия эта расположена в зоне глубинного разлома, в ядре небольшой антиклинальной складки.

Айоцдзорская группа состоит из небольшого числа мелких тел габбро-порфиритового состава, подчиненных вулканогенно-осадочной толще лютета-оверза и представленных пластовыми залежами, дайками и реже штоками. Штокообразным является тело, описанное А. Т. Вегуни и Э. Г. Малхасяном (1954) в окрестностях сел. Каракая; А. А. Асатрян отметил пластовые залежи в окрестностях сел. Котурван и между сел. Азизбеков и Артаван.

Дайки диабаз-порфиритового состава имеют довольно большое распространение, однако недостаточно ясна их связь с процессом тектонического развития района, вследствие чего они не могут уверенно относиться к рассматриваемой формации эоценовых гипабиссальных интрузий, которые, очевидно, по времени внедрения связаны с периодом интенсивного прогибания эоценовых мегасинклиналей.

Аналогами айоцдзорских габбро-порфиритовых интрузий на юго-востоке являются подобного же состава пластовые залежи в туфо-осадочной толще эоцена далеких юго-западных склонов хр. Капутджух (Ордубадский район), описанные Ш. А. Азизбековым и Р. Н. Абдуллаевым.

Описанные выше габбро-порфиритовые—габбро-диоритовые интрузии изучены петрографически совершенно недостаточно. Относительно деталь-

но изучены лишь выходы Красносельской и Амасийской групп. Сведения о них приведены в ряде работ Т. Ш. Татевосяна и автора.

Макроскопически указанные породы зеленовато-серые, сиренево-серые, темно-серые или пепельно-серые с глыбовой или шаровой отдельностью, причем темно-серые разности и шаровая отдельность характеризуют крупные массивы пластообразных залежей и штоки.

Под микроскопом выделяются две основные разновидности: равномернозернистые полнокристаллические с порфировыми выделениями плагиоклаза в одной и моноклинного пироксена в другой (габбро-порфириты). Стекло отсутствует в обеих разновидностях, что служит одним из существенных доказательств в пользу их интрузивного характера. Минералогический состав: плагиоклаз ряда лабрадор-андезин, моноклинный пироксен, нередко оливин, биотит, хлорит, апатит, флюорит и рудный минерал.

Для габбро-диоритовых интрузий Ширакского хребта характерны следующие количественные соотношения минералов: плагиоклаз (андезин)—60%, пироксен (авгит)—15%, хлорит—15%, магнетит—6 %, апатит —2 %, продукты разложения —3 %.

Габбро-сиениты Красносельской (Гетикской) группы состоят из плагиоклаза, пелитизированного, соссюритизированного пироксена и каолинизированного калиевого полевого шпата, а кварцевое габбро—из плагиоклаза, моноклинного пироксена, небольшого количества калиевого полевого шпата, кварца и магнетита. Эти калиевые породы, как уже указывалось, принадлежат к жильной фации.

Как было показано нами в предыдущих работах, габброидные породы рассматриваемой гипабиссальной формации отличаются от аналогичных пород более древней—верхнемеловой офиолитовой формации и от габброидных же пород, связанных фациальными переходами с гранитоидными интрузиями эоценового же возраста, главным образом повсеместным отсутствием в них ромбических пироксенов. Кроме того, как отмечали В. Н. Котляр и позднее Э. Г. Малхасян, для габброидных фаций гранитоидных интрузий палеогена Армении характерно относительно высокое содержание калия, что позволяет выделить их в отдельную группу под названием калиевых габбро.

От пород более молодых миоплиоценовых габброидных интрузий породы рассматриваемых интрузий резко отличаются своим общим зеленокаменным обликом, что объясняется заметной хлоритизацией и эпидотизацией соответствующих породообразующих минералов.

Контактовые изменения, вызванные габбро-порфиритами и габбро-диоритами во вмещающих отложениях, ничтожны и выражаются в слабом ороговиковании.

Время внедрения интрузий, согласно приведенным выше данным, относится к лютету—оверзу, т. е. к периоду интенсивного роста эоценовых интрагеосинклиналей.

Кафано-Горисская группа. Восточнее Хуступ-Чимянского хребта в области развития юрских и меловых вулканогенно-осадочных отложений, представленных разнообразными порфиритами, туфобрекчиями, туфогенами, известняками и песчано-глинистыми отложениями, выходит ряд небольших интрузий габбрового, габбро-анортозитового, габбро-порфиритового и габбро-диоритового составов. Все они имеют штокообразную и частично дайкообразную форму и занимают площадь от нескольких гектаров до 0,5—1 км². Несколько таких тел констатировано на левом склоне бассейна р. Кашуни в окрестностях сел. Арачадзор, Шамсуз, Агбулах и в окрестностях гор. Кафан. Подобные же тела отмечены В. Г. Грушевым и А. Н. Соловкиным несколько севернее, на правом склоне бассейна р. Воротан, а также в соседнем с Горисским районом

Кубатлинском районе Азербайджана, где они прорывают барремские и сенонские отложения и, по-видимому, также эоценовые отложения, обнажающиеся в окрестностях сел. Аликулиушаги.

Породы, слагающие габбровые и габбро-анортозитовые интрузии, темно-серые с зеленоватым оттенком и шаровой отдельностью, крупнозернистые, имеют габбровую структуру и состоят из лабрадора, моноклинного пироксена и рудного минерала. В интрузивных телах ущелья р. Кашуни цветной минерал занимает в породе совершенно подчиненное место и порода приближается таким образом к лабрадоритам или к габбро-анортозитам.

Габбро-порфиритовые интрузии встречаются редко и представлены дайкообразными телами. Одно из таких тел отмечено в толще барремских известняков окрестностей сел. Давид бек. По данным А. Н. Соловкина, порода зеленовато-серая, имеет порфировую структуру. Основная масса состоит из мелких кристаллов разложенного полевого шпата, пироксена, скоплений хлоритового вещества, зерен апатита и магнетита. Порфировые выделения представлены светло-зеленым авгитом и полисинтетическим сдвойникованным плагиоклазом, обнаруживающим изредка зональное строение.

Кроме указанных пород, в бассейне р. Кашуни, между сел. Арачадзор и Шамсуз, В. Г. Грушевым и А. Л. Додиным были встречены щелочные олигиновые габбро, слагающие дайки протяженностью до 1 км и мощностью до 0,2—0,3 км.

По глубинности указанные выше интрузии могут быть подразделены на два типа—абиссальные и гипабиссальные. К первым должны быть отнесены равномернозернистые габбро и габбро-анортозиты с шаровой отдельностью. Ко второму типу относятся, очевидно, дайкообразные и пластообразные тела габбро-порфиритов и габбро-диоритов.

7. ЭОЦЕНОВЫЕ ГРАНИТОИДНЫЕ ИНТРУЗИИ

Это наиболее обширная группа интрузивных пород, развитых в Алавердской, Присеванской, Кафанской и Ахтинской тектонических зонах. Представлены они обычно гранитоидными и подчиненными им более основными фациями пород и принадлежат в главной своей массе к абиссальным и гипабиссальным образованиям. Ереванская и Приараксинская тектонические зоны, характеризующиеся миогеосинклинальным режимом развития, подобных эоценовых интрузий не включают. Наибольшее количество этих интрузий приходится на Присеванскую и Ахтинскую тектонические зоны.

Главными морфологическими типами описываемых интрузий являются хонолиты, штоки, мощные трещинные, частично пластовые залежи и дайки. Важнейшей текстурной особенностью их является равномерная, довольно однородная зернистость пород, отличающая их от более молодых малых и субвулканических интрузий миоплиоцена.

В структурном отношении они приурочиваются как к антиклинальным, так и к синклинальным складкам, причем наиболее крупные интрузии тяготеют к положительным структурам, а значительно менее крупные—чаще к отрицательным структурам.

Ниже приводится краткое описание указанных интрузий по отдельным группам выходов.

Сомхетская группа. Сюда относятся небольшие выходы гранитоидных интрузий на склонах массива, г. Леджан, небольшой выход гранодиорит-порфиров, расположенный восточнее вершины г. Лалвар и такой

же выход гранодиорит-порфиров г. Лок, прорывающие фаунистически охарактеризованные отложения лютетского яруса. Возможно, к этой группе должна быть отнесена также часть Банушского интрузивного комплекса севернее Алавердского рудного района.

По данным С. И. Баласаняна, гранодиорит-порфиры г. Лалвар представляют среднезернистые серовато-белые породы с характерными включениями цветных минералов. Структура породы порфировая, структура основной массы полнокристаллическая гранитовая. Основная масса состоит из плагиоклаза, кварца, калиевого полевого шпата, рудного минерала, реже роговой обманки и биотита. С увеличением содержания кварца и калиевого полевого шпата роговая обманка исчезает. В вкрапленниках присутствуют олигоклаз-андезин, реже роговая обманка и биотит. От аналогичных пород мезозойского возраста того же района, описанных выше, рассматриваемые гранодиорит-порфиры отличаются, как уже указывалось, несравненной свежестью, большим содержанием калиевого полевого шпата, большей кристалличностью, отсутствием структур течения и присутствием биотита. Судя по кратким описаниям И. В. Баркансва, гранодиорит-порфиры г. Лок характеризуются теми же структурными и минералогическими особенностями, что и Лалварские, но отличаются от них своей призматической полиэдрической отдельностью. Обе интрузии имеют явно выраженный гипабиссальный облик.

Интрузивные породы на склонах массива г. Леджан, изученные И. В. Баркановым, представлены лейкократовыми гранитами, гранодиоритами и кварцевыми диоритами, образующими большие штокообразные тела (у сел. Урут, Мгарт, Когес, южнее монастыря Домбалди) в вулканогенной толще эоцена.

Относительно крупным из указанных штоков является Урутский, который, по данным И. В. Барканова и О. С. Степаняна, сложен в центральной своей части крупнозернистыми розовато-серыми кварцевыми диоритами, переходящими в периферии в розовые или белые гранит-аплиты.

Кварцевые диориты состоят из плагиоклаза (№№ 40—42), кварца, амфибола, рудного минерала, сфена и апатита, а гранит-аплиты—из ортоклаза, микропегматита, кварца, альбита, биотита, мусковита, рудного минерала, реже сфена и апатита, причем в центральной части штока тонкие прожилки гранит-аплита пересекают кварцевые диориты. Отмечено также пересечение кварцевых диоритов дайками авгитового порфирита.

В окрестностях сел. Урут вулканогенная толща эоцена выше кровли Урутской интрузии включает эруптивные брекчии, состоящие из угловатых обломков аплитов и частично из угловато-окатанных галек кварцевых диоритов. Постороннее цементирующее вещество отсутствует. П. С. Саакяном указанные брекчии рассматриваются как базальные конгломераты эоцена, а интрузия относится к юрскому возрасту.

Базум-Геджалинская группа. Сюда относятся крупные (15—20 км²) трещинного типа гранитоидные интрузии, выступающие в районе сочленения Базумского и Геджалинского хребтов (к восток—северо-востоку от гор. Кировакан), на южном склоне центральной части Геджалинского хребта (Гамзачиманская интрузия), в районе сочленения Геджалинского и Арегунийского хребтов (Головинская и Маймехская интрузии) и ряд мелких штокообразных тел гранодиоритового состава, обнажающихся в центральной части Базумского хребта (в бассейнах р. р. Черная и Желтая и в районе Пушкинского перевала).

Характерной особенностью условий залегания указанных выходов является резко выраженная их вытянутость в направлении с юго-востока на запад—северо-запад, т. е. параллельно простиранию вмещающих

структур, и приуроченность к узкой прогнутой зоне, где вмещающие эоценовые вулканогенные отложения достигают максимальной мощности и образуют регионально выдержанную систему линейных складок, осложненную крупным надвигом близширотного простирания.

Детальная петрографическая характеристика отдельных интрузий Базум-Геджалинской группы приведена в работах И. В. Баркановa, Ю. А. Арапова и Н. Я. Монахова, В. Г. Грушевого, В. Н. Котляра, С. И. Баласаняна, Г.П. Багдасаряна, К. А. Мкртчяна, Г.А. Пилояна, Б. С. Вартапетяна и Г. М. Акопяна.

Ведущими породами этих интрузий являются кварцевые монцониты, гранодиориты и кварцевые диориты, дающие между собой ряд взаимных переходов. Преобладающим являются кварцевые монцониты, состоящие из таблитчатого лабрадора (№№56—64), калинатриевого полевого шпата, кварца, роговой обманки, биотита, реже авгита (интрузии в районе ст. Памбак, Шагали сел Хидзоркут и Гамзачиман). Акцессорные минералы представлены апатитом, магнетитом и реже титанитом.

Краевые фации интрузий по своему составу приближаются иногда к породам габбрового состава, а наиболее кислые дифференциаты—к аплитовидным гранитам, встречающимся в виде отдельных полос внутри массива. Из жильных пород встречаются обычно аплиты и реже лампрофиры; пегматитовые жилы отсутствуют.

В Гамзачиманской интрузии площадью около 28 км², в отличие от Шагалинских, преобладают породы гранодиоритового состава, а в Головинской—кварцевые диориты. Первая размещена в синклинальной структуре, вторая—в моноклинальной.

Наиболее молодые породы, прорывающиеся указаннымн интрузиями, принадлежат к лютету, наиболее древние—к нижней юре, обнажающейся в районе сел. Шагали и Сисимадан. В районе между ст. Кировакан и Памбак и в окрестностях сел. Гамзачиман в вулканогенной толще эоцена, окаймляющей указанные интрузии, встречаются конгломераты с туфовым цементом, которые включают большое количество галек, не отличимых по своим петрографическим особенностям от пород описанных интрузий (гранодиориты, кварцевые диориты, монцониты и габбро). У сел. Гамзачиман подобные конгломераты впервые были отмечены П. Л. Епремяном, который склонен был отнести их к олигоцену.

Сравнительный микропетрографический анализ галек интрузивных пород из указанных конгломератов и гранитоидных пород Геджалинского хребта произвел С. И. Баласанян, который пришел к выводу, что эти гальки всецело заимствовани из интрузивных массивов ближайших участков.

Подобные же конгломераты с галькой гранитоидов отмечены в районе Леджанской группы интрузий. Конгломераты и вышележащая вулканогенная толща относятся, вероятно, к самым верхам эоцена

К. Халаб-Геджалинской группе гранитоидов интрузий тяготеют также пластовые залежи лейкократовых липарито-дацитов, обнажающихся на левом склоне бассейна среднего течения р. Агарцин, на южном склоне западной части Иджеванского хребта. Вмещающими для них являются среднеэоценовые туфоосадочные отложения, причем местами в лежачем боку этих залежей располагаются косослоистые титаномагнетитовые туфопесчаники, разрабатывавшиеся в древности на выплавку железа. Мощность залежей достигает 10—12 м, падение согласное со вмещающими отложениями. Четко выраженных контактовых изменений с последними не наблюдается.

Косвенные указания о верхнем возрастном пределе интрузий Базум-Геджалинской группы дают также данные по литологии верхнеоли-

гоценовых отложений окрестностей гор. Дилижан и сел. Амасия. Эти отложения, в отличие от подстилающих эоценовых отложений, прорванных гранитоидами, никаких следов гидротермального метаморфизма не обнаруживают, нигде не прорываются интрузивными породами и в своем базальном конгломерате содержат большое количество галек из гидротермально измененных пиритизированных порфиритов и туфогенов.

В конгломератах изредка встречаются также гальки зернистых кварцсодержащих пород, возможно, интрузивного происхождения.

Таким образом, нижним возрастным пределом описываемых интрузий служит лютетский ярус, а верхним—верхний эоцен или олигоцен.

Красносельская группа. Гранитоидные интрузивные породы в этом районе были выявлены в последние годы работами Г. М. Акопяна и С. В. Мартиросяна. Это небольшие штокообразные тела, размещенные в вулканогенных отложениях эоцена и состоящие в главной массе из кварцевых диоритов, гранодиоритов, монцонитов, диоритов, плагиогранитов и порфировидных гранодиоритов, обнажающихся на южном склоне Мургузского хребта и на северо-восточных склонах Арегунийского и Севанского хребтов. Относительно крупными из них являются штокообразные тела порфировидных гранодиоритов южного склона Мургузского хребта (район сел. Мартуни), размещенные в ядре синклинальной складки близширотного простирания. Занимают они площадь до 1—2 км² и резко вытянуты в северо-западном направлении. Вмещающие туфобрекчии, туфогены и порфириты на огромной площади подвержены гидротермальному метаморфизму. Порода крупнозернистая, серая, состоит из плагиоклаза, калиевого полевого шпата, кварца, хлоритизированного амфибола. Из акцессорных минералов присутствуют апатит, сфен, циркон и магнетит. Плагиограниты слагают небольшие штокообразные массивы на северном склоне г. Джан-тапа и на южном склоне хр. Мургуз (к северу от сел. Тту-джур). Они представляют средне- и крупнозернистую породу розоватого оттенка, состоящую из плагиоклаза, кварца и небольшого количества роговой обманки.

Гранодиориты и кварцевые диориты слагают небольшие массивы, обнажающиеся на обоих берегах р. Гетик (у сел. Тту-джур), на северо-восточном склоне г. Малый Маймех и в 2—3 км к северу от сел. Муртел. Порода темно-серая, мелкозернистая, состоит из плагиоклаза, калиевого полевого шпата, кварца, мусковита и магнетита.

Монцониты и диориты слагают интрузивный массив, обнажающийся в 2-х км к юго-западу от вершины г. Кашатах (Шах-даг). Главная масса пород представлена средне- и мелкозернистыми монцонитами (сиенито-диоритами), состоящими из плагиоклаза, калиевого полевого шпата, пироксена, биотита, апатита. Диориты, слагающие краевые части массива, состоят из плагиоклаза, биотита и хлорита.

Несколько незначительных выходов гранодиоритовых интрузий отмечено С. А. Абовяном также на южном склоне Севанского хребта—в среднем течении р. Дали-чай, в верховьях р. Сатанахач, в 2—3 км к северо-востоку от сел. Карайман, несколько северо-восточнее сел. Зод, а также в районе между сел. Джул и перевалом Сатанахач в ассоциации с интрузиями более древней офиолитовой формации.

Мисхано-Памбакская группа. В эту группу входит большое количество разнообразных гранодиоритовых интрузий, обстоятельно изученных В. Н. Котляром (1932). В более позднее время эти интрузии изучались Г. П. Багдасаряном, П. Л. Епремяном, А. Г. Мидяном, В. М. Амаряном, Г. А. Пилояном и Б. С. Вартапетяном (1950, 1949, 1950, 1955, 1950, 1955).

В пределах северных склонов Памбакского хребта отдельные относительно небольшие тела гранитоидов отмечены в окрестностях сел.

Арчут, Молла-Кишлаг, Карадзор (Эфенди), Гайдарли, Жданов (Кишлаг), в ущ. Ванадзор, на перевале Дабахли, против сел. Гамзачиман, Лермонтово и Фиолетово (Гамзачиманский, Фроловский и Фиолетовский массивы порфировидных гранодиоритов—Гилутская интрузия); между Памбакским и Цахкуняцским хребтами выступают интрузивные массивы у сел. Агавнадзор, и далее у сел. Цахкадзор—Рндамал—Ахта и между последней и поселком Севан.

Кроме указанных интрузий, к третичному времени относится, по А.Г. Мидяну, также небольшая трещинная интрузия сиенито-диоритов, размещенная между Такярлинской интрузией монцонитовых пород и вулканогенной толщей эоцена на левом склоне бассейна среднего течения р. Мармарик, а также небольшой массив адамеллитовых пород, слагающих г. Осыпь в поле третичных же щелочных интрузий Тежсарского массива (см. ниже).

Указанные гранитоидные массивы, обнажающиеся на площадях порядка 1—20 км², представляют трещинные или штокообразные тела, прорывающие отложения эоцена и частично верхнего мела и метаморфическую толщу эопалеозоя. Перекрывающими являются вулканогенно-обломочные отложения верхнего миоцена (вохчабердская толща), которые местами вложены в рельеф, созданный на фоне этих интрузий, и залегают обычно субгоризонтально. В основании миоценовой толщи, обнажающейся в бассейне р. Мармарик, встречаются довольно мощные террасовые валунно-галечные отложения, состоящие в значительной мере из обломков подстилающих гранодиоритов.

Породы рассматриваемых интрузий представлены, главным образом, гранодиоритами и переходят нередко в граниты и кварцевые диориты, занимающие подчиненное место.

Гранодиориты микроскопически представляют мелко- и среднезернистую зеленовато-серую породу с гипидиоморфнозернистой структурой и состоят из олигоклаза-андезина, часто полисинтетически сдвойникованного серицитизированного ксеноморфного кварца, небольшого количества калиевого полевого шпата, авгита, рудного минерала, реже роговой обманки и биотита. Из акцессорных минералов встречаются апатит, сфен, циркон.

Необходимо отметить, что гальки подобных гранодиоритов были встречены в базальных конгломератах фаунистически охарактеризованной песчано-глинистой свиты приабона-олигоцена, вскрытой буровой скважиной у сел. Арбат, к запад—юго-западу от гор. Ереван. По палеогеографическим данным, терригенные компоненты указанных отложений были заимствованы из областей Цахкуняцского и Памбакского хребтов.

По данным В. Н. Котляра, из магматических жильных образований в районе выходов гранодиоритовых интрузий встречаются аплиты, пегматиты, гранодиорит-порфиры (в двух генерациях), лампрофиры, спессартиты, а также секущие эти интрузии кварцевые жилы.

Необходимо указать, что в системе Памбакского хребта гранодиорит-порфировые породы, кроме даек, образуют также небольшие штокообразные тела, дающие местами жилообразные апофизы. Подобные тела широко развиты в бассейне верхнего течения р. Мармарик к западу от сел. Анкаван, где они прорывают интрузию кварцевых диоритов и тоналитов дотуронского возраста и метаморфические сланцы эопалеозоя.

Штоки гранодиорит-порфиров и отходящие от них жилы вытянуты в близширотном направлении и размещены обычно в зонах раздробленных интрузивных пород, причем выделяются относительно более древние гранодиорит-порфиры светло-серого-белого цвета и более молодые серого цвета.

По данным Г. И. Гольденберга, С. Н. Даниеляна, П. И. Яковлева, молибденовая минерализация, приуроченная к Мисханской интрузии, в главной своей массе моложе гранодиорит-порфиров первой генерации и древнее таковых второй генерации.

В тектоническом отношении интрузии Цахкуняцского хребта и бассейна р. Мармарик, а также окрестностей сел. Молла-Кишлаг приурочиваются всецело к крупной антиклинальной структуре северо-западного простирания (Мисхано-Арзаканская антиклиналь). В этом же направлении вытянуты сами интрузивы и разрывные нарушения, имеющие предэоценовый—послесенонский и частично послеэоценовый возраст. Что касается интрузий северных склонов Памбакского хребта, то они приурочены к крупной синклинальной структуре, сложенной вулканогенными отложениями и имеющей запад—северо-западное простирание.

Среди отмеченных выше интрузий особняком стоит Гилутский массив, который представлен розовато-серыми крупнозернистыми гранодиоритами, включающими крупные порфировидные выделения (до нескольких см. в поперечнике) калиевого полевого шпата.

Расположен этот массив на северном склоне Памбакского хребта, в южном крыле антиклинальной складки запад—северо-западного простирания и прорывает отложения сенона и среднего эоцена, а также комплекс щелочных интрузивных пород водораздельной части Памбакского хребта и гранитоидные интрузии Геджалинской группы. Породы Гилутского массива совершенно сходны с описываемыми ниже порфировидными гранодиоритами западного Зангезура.

Структура пород Гилутских интрузий гипидиоморфнозернистая порфировидная, структура основной массы гранитовая. Минералогический состав—ортоклаз, плагиоклаз (олигоклаз-андезин), кварц, роговая обманка, биотит, сфен, апатит, рудный минерал.

До последнего времени в Мисхано-Памбакскую группу третичных гранитоидов включались также Мисханская и Такярлинская интрузии в бассейне верхнего течения р. Мармарик, сложенные кварцевыми диоритами, кварцевыми монцонитами, монцонитами и тоналитами. Последними наблюдениями А. Г. Мидяна установлено, что галька этих интрузий находится в большом количестве в базальных конгломератах турона, обнажающихся в районе выходов интрузий, а сами интрузии активно контактируют лишь с породами метаморфической толщи эопалеозоя и прорываются более молодыми интрузивными породами. Кроме того, как было отмечено еще В. Н. Котляром, Мисханская интрузия, которая, по его данным, петрографически идентична с Такярлинской интрузией, в северной и восточной краевых частях сложена розовыми микроклиновыми гранитами, связанными с кварцевыми диоритами постепенными переходами. Последние же породы, содержащие микроклин, в данном районе характерны исключительно для древних палеозойских—нижнемезозойских гранитоидных интрузий и в частности для Агверанской интрузии, относимой всеми исследователями к доюрскому времени (по аналогии с Локской интрузией).

Айоцдзорская группа. В эту группу включаются небольшие штокообразные тела гранитоидных интрузий среднего и верхнего течений бассейна р. Арпа, верхнего течения бассейна р. Воротан и северных склонов Варденисского хребта (со стороны оз. Севан), размещенные всецело в сильно дислоцированной вулканогенно-осадочной толще эоцена, перекрытой с большим угловым несогласием субгоризонтально залегающей вулканогенно-осадочной толщей верхнего миоцена—нижнего плиоцена. Данная группа охватывает интрузии на склонах массива г. Тека-долдуран (Газминские), вытянутые в северо-восточном направлении, скло-

нов ущелья р. Элегис (в окрестностях сел. Котурван), ущелья, р. Арпа у пос. Каялу, района курорта Джермук, окрестностей сел. Кечут, Зирак, Чайкенд, Гюмушхана, Суботан, верховьев р. Мартуни и верхних левых притоков р. Воротан в пределах Сисианского района.

Основной петрографический материал по этим интрузиям находится в работах В. Н. Котляра, А. В. Кржечковского и Э. Г. Малхасяна. Некоторый новый материал по ним имеется также в неопубликованных отчетах Ю. А. Арапова, А. Г. Мидяна и А. А. Асатряна.

По данным микропетрографических исследований Э. Г. Малхасяна (1955), рассматриваемые интрузии по составу и по времени внедрения подразделяются на три обособленные группы. Первая ранняя группа представлена монцонитами, эссекситами, ортоклазовыми оливиновыми габбро и диоритами, вторая группа—диорит-порфиритами, а третья группа—сиенитами, граносиенитами и порфировидными гранитами. При этом отдельные интрузии испытывают иногда заметные отклонения в сторону крайне кислых гранитов (Каялинская и Газминская интрузии) до щелочных габбро (интрузии в окрестностях сел. Чайкенд, Зирак, Кечут), что объясняется исключительно составом ассимилируемых пород кровли. Последнее явление находит также подтверждение в закономерном увеличении основности пород в направлении от центра к периферии интрузий, где они контактируют с туфогенами, туфобрекчиями и лавами порфиритового состава.

Учитывая широкое развитие в контактовых ореолах интрузий вторичных кварцитов, кальцита, хлорита и серицита, Э. Г. Малхасян приходит к выводу, что магма, давшая эти интрузии, была очень богата водой. Кроме того, наличие микропегматитовых образований, флюоритовых жил и массовое развитие турмалинизации в пределах Газминской и Каялинской интрузий приводит его к выводу о высоком содержании летучих компонентов в магме, давшей кислые интрузии третьей группы.

Жильные породы, приуроченные к интрузивным массивам, представлены диоритовыми порфиритами, аплитами и реже пегматитами, простирающимися в северо-восточном и реже в северо-западном направлениях.

Минералогический состав пород первой, т. н. монцонитовой группы интрузий характеризуется присутствием плагиоклаза, калиевого полевого шпата, авгита, диопсида, роговой обманки, оливина (в габброидных разновидностях), гиперстена, небольшого количества кварца, апатита, и рудного минерала. Подобным составом характеризуются интрузии в верховьях р. р. Воротан и Арпа (Гюмушханские, Чайкендские, Кечутские, Джермукские и др. интрузии). Диорит-порфиритовые интрузии, которые широко развиты в западной части области (район г. Тека-долдуран) и прорывают интрузии первой монцонитовой группы, состоят из плагиоклаза, роговой обманки, биотита, ортоклаза, кварца, апатита и рудного минерала.

Породы третьей—поздней группы, слагающие Каялинскую и Агавнадзорскую (Аярскую) интрузии, а также западную часть интрузии Тека-долдуран и прорывающие породы второй группы, характеризуются присутствием плагиоклаза, калиевого полевого шпата, кварца, авгита, роговой обманки, биотита, турмалина, сфена, апатита и рудного минерала (данные Э. Г. Малхасяна).

В породах третьей группы отчетливо выделяются порфировидные гранодиориты с характерными крупными выделениями калиевого полевого шпата. Эти породы обнаруживают большое сходство с одновозрастными порфировидными гранитами-гранодиоритами Памбакского и Капутджухского хребтов. Наличие порфировых выделений полевых шпа-

тов и зональность их считаются, по принятой в литературе точке зрения, показателем гипабиссальных условий формирования.

Гранитоидные интрузии Айоцдзора в отличие от большинства одновозрастных интрузий других областей характеризуются малыми размерами, колеблющимися в пределах от 0,4 до 35 км ^{2}. Наиболее крупными из них являются Каялинская и Тека-долдуранская интрузии. Большинство же интрузий занимает площади порядка нескольких кв. км.

В тектоническом отношении область выходов указанных интрузий представляет крупный синклинорий запад—северо-западного простирания. Выходы интрузивных пород приурочены как к антиклинальным, так и к синклинальным структурам. Небольшие размеры выходов интрузий объясняются, по-видимому, слабым размывом вмещающей вулканогенной толщи эоцена.

По новым данным А. Т. Вегуни, в разрезе эоценовой вулканогенной толщи Айоцдзора намечается отчетливо выраженный перерыв, фиксированный конгломератами, содержащими гальку гранодиоритовых пород. Вместе с этим в верховьях р. р. Арпа и Воротан отмечено наличие секущих гранодиоритовых тел в надконгломератовой вулканогенной свите, относимой к верхнему эоцену. Таким образом, в Айоцдзорской группе намечаются гранитоидные глубинные интрузии среднеэоценового и верхнеэоценового возрастов.

Наиболее древние отложения, следующие за эоценом и включающие продукты размыва указанных гранитодных интрузий, принадлежат к верхнему миоцену.

Баргушатская группа. В эту группу входит ряд относительно крупных и мелких гранитоидных тел, обнажающихся на междуречьи р. р. Воротан и Вохчи в пределах центральной и западной частей Баргушатского хребта и далеких его предгорий. Интрузии эти с большей или меньшей детальностью описаны А. Н. Соловкиным, В. Н. Котляром, А. Л. Додиным, Ю. А. Араповым, Г. О. Пиджяном, Ж. М. Григоряном, П. Л. Епремяном, Г. М. Акопяном, К. А. Карамяном, Т. Ш. Татевосяном. Наиболее детальными и обстоятельными являются работы последнего автора, относящиеся к 1953—56 гг.

Ниже мы пользуемся, в основном, данными этого автора.

На северном склоне хребта выделяются три крупных тела и ряд небольших саттелитовых выходов. Одно из этих тел, сложенное преимущественно кварцевыми диоритами и гранодиоритами, занимает пространство между сел. Аравус, Софулу, Дастакерт, Мурхуз, Джомрадлу, обнажаясь на площади порядка 70—80 км^2 (вместе с сателлитами). Здесь оно прорывает толщу порфиритов нижней юры (рудовмещающие порфириты Дастакертского месторождения) и вулканогенно-осадочную толщу эоцена далекого северного склона Баргушатского хребта и с большим эрозионным перерывом перекрывается озерными отложениями верхнего плиоцена (сисианская диатомовая толща).

Вторая крупная интрузия—это Шенатагская интрузия на северном склоне Баргушатского хребта. Аналогом ее является также небольшая Кюрутская интрузия на южном склоне этого хребта. Эти интрузии за последние годы подробно изучались Т. Ш. Татевосяном, который пришел к выводу, что обе они являются отдельными выходами не вскрытого эрозией более крупного тела.

Указанные выходы размещены почти всецело в вулканогенно-осадочной толще девона и лишь на крайнем северо-западе, на водоразделе между р. р. Шенатаг и Ахлатян, контактируют с описанными выше гранитоидными интрузиями и в долине р. Воротан прорывают эоценовые вул-

каногенные отложения (по данным А. Т. Вегуни). Относительно крупной из указанных интрузий является Шенатагская, которая занимает почти весь бассейн р. Шенатаг и выходит частично за его пределы в сторону р. Ахлатян, р. Сваранц и южного склона водораздельной части хребта, охватывая площадь порядка 100—120 км². Вторая интрузия, занимающая площадь около 50 км², обнажается в бассейнах нижнего течения р. Кирс и левых ее притоков. На пространстве между этими крупными массивами выступает ряд саттелитовых малых тел того же состава, что и эти интрузии.

По наблюдениям Т. Ш. Татевосяна, породы Шенатагской интрузии в нижнем течении р. Шенатаг представлены меланократовыми габбро и частично пироксенитами (в окрестностях сел. Дарбас), в среднем течении габбро-диоритами (окрестности сел. Лор), в верхнем течении—кварцевыми диоритами, монцонитами и гранодиоритами, а в наиболее возвышенной части интрузии, в массиве г. Арамазд—розовыми сиенитами, частью щелочными.

В Кюрутской интрузии преобладают габбро-диориты и гранодиориты. Указанные породы, по данным Т. Ш. Татевосяна, связаны между собой постепенными фациальными переходами, причем отмеченные закономерности смены пород от амфиболитов и меланократовых габбро низовьев реки до сиенитов г. Арамазд происходит на расстоянии около 10—12 км при амплитуде 1000—1200 м. По мнению указанного автора, подобные соотношения пород в зависимости от глубины эрозии дают классический пример гравитационной дифференциации магмы в едином бассейне.

По данным Т. Ш. Татевосяна, породы указанных выше интрузий характеризуются следующим образом.

Габбровые породы—средне- и крупнозернистые, полнокристаллические, имеют офитовую, местами порфиритовидную структуру; состоят из зонального плагиоклаза, моноклинного пироксена и зеленой роговой обманки. Из второстепенных минералов присутствуют биотит, калиевый полевой шпат и кварц, из акцессорных—рудный минерал и апатит, из вторичных—эпидот, иногда пренит, хлорит, биотит и серицит. Оплавленные по краям крупные обломки этих габбровых пород, по наблюдениям Т. Ш. Татевосяна, встречаются в гранодиоритах и кварцевых диоритах находящейся на западе Аравус-Дастакертской интрузии, относимой тоже к палеогену. В окрестностях сел. Сваранц габбровая интрузия включает мощные (50—100 м) жилообразные тела оливин-магнетитовых руд. Интрузия прорывает здесь турон-коньякские отложения и прорывается интрузией гранодиоритов.

Диориты и гранодиориты, принимающие участие в строении Шенатагской интрузии в пределах бассейна двух правых притоков р. Шенатаг, имеют гипидиоморфнозернистую структуру и состоят из плагиоклаза, калиевого полевого шпата, кварца, роговой обманки, апатита, титанита и рудных минералов; из вторичных минералов развиты эпидот и хлорит. Третья, крупная—Ахлатян-Кызылшафакская интрузия, сложенная среднезернистыми розовыми граносиенитами, обнажается на склонах восточнее сел. Ахлатян, в верхнем течении бассейна р. Гетатаг, на северных склонах г. Кяпру и в районе сел. Кызыл-шафак.

По данным Т. Ш. Татевосяна, на левом склоне бассейна р. Шенатаг, в окрестностях сел. Ахлатян и в ряде других пунктов граносиениты включают крупные ксенолиты габбро-диоритов типа Лор-Дарбасских. Вмещающими для этой интрузии являются порфириты девона. В возрастном отношении наиболее молодой, по данным Т. Ш. Татевосяна, является граносиенитовая интрузия.

Кроме указанных выше гранитоидов, на северном склоне хребта, на перевальном участке между сел. Лернашен и Татев, Т. Ш. Татевосяном были констатированы также гранодиориты с крупными порфировыми выделениями, сходные с порфировидными гранодиоритами Памбакского и Капутджухского хребтов. Состоят они из плагиоклаза, кварца, калиевого полевого шпата, небольшого количества роговой обманки и апатита. Эти породы принадлежат, вероятно, к последней фазе Шенатагского интрузивного комплекса. Интересно при этом отметить, что они приурочены к другой тектонической зоне (к Кафанской) и с ними, как и в Ахтинской (Мисхано-Зангезурской) зоне, связано медно-молибденовое оруденение (Сваранцское проявление восточнее Гирратахского разлома).

На южном склоне Баргушатского хребта выделяются две примерно одинаковые по величине (50—60 км²) интрузии—Казангельская на западе и Гехинская на востоке, а также ряд мелких саттелитовых интрузий. Гехинская интрузия прорывает девонские и частично нижнеюрские порфириты и известняки (скарнированные в контакте) и сложена нормальными гранодиоритами. Казангельская интрузия прорывает толщу нижнеюрских порфиритов и сложена розовыми порфировидными гранодиоритами, характеризующимися очень крупными (до нескольких сантиметров в поперечнике) порфировыми выделениями калиевых полевых шпатов. В этом комплексе А. И. Адамяном выделяются также шонкиниты.

Гранодиориты и кварцевые диориты Аравус-Дастакерской интрузии имеют гипидиоморфнозернистую структуру и состоят из плагиоклаза (60—65 %), кварца (15 %), роговой обманки (12—15 %) и небольшого количества калиевого полевого шпата (образцы из Дастакертского участка). На Аравусском участке, кроме того, встречается изредка моноклинный пироксен. Из акцессорных и вторичных минералов встречаются апатит, рудный минерал, хлорит, эпидот, биотит, карбонат, серицит, каолин.

Граносиениты, слагающие Ахлатянскую интрузию, представляют розовато-серые, средне- и крупнозернистые порфировидные породы, состоящие из плагиоклаза, калиевого полевого шпата, кварца, рудного минерала, и, реже, ромбического пироксена, биотита, хлорита и пелитового вещества.

Гранодиориты и порфировидные граниты южного склона хребта характеризуются тем же минералогическим составом, что и одноименные породы северного склона. В частности, по данным Т. Ш. Татевосяна, в петрографическом отношении совершенно сходны породы Дастакертской и Гехинской интрузий с одной стороны и порфировидные граниты Казангельской интрузии и интрузии, обнажающейся на пространстве между сел. Татев и Сваранц.

Жильные интрузивные породы Баргушатского хребта представлены диоритовыми порфиритами, липарито-дацитами, липаритами, аплитами, кварцево-турмалиновыми порфирами и реже пегматитами (прожилки), имеющими северо-западное и северо-восточное простирание.

По данным Т. Ш. Татевосяна, диоритовые порфириты пересекают интрузии гранодиоритов и граносиенитов, липарито-дацитовые дайки—гранодиориты и кварцевые диориты Шенатагской интрузии, липариты—Аравусскую интрузию, кварц- турмалиновые порфиры—роговообманковые гранодиориты, пегматиты и аплиты—гранодиориты Аравус - Дастакертской интрузии.

Горнопроходческие работы, проведенные в районе Дастакертского месторождения, показали, что система даек диабазовых (диоритовых) порфиритов, имеющая запад—северо-западное простирание, древнее системы

даек кварцевых порфиров, имеющих противоположное простирание. Дайки обеих систем пересекают гранодиоритовую интрузию и вмещающую ее толщу ороговикованных порфиритов нижней юры.

В тектоническом отношении Баргушатская группа интрузий приурочивается к крупной антиклинальной структуре северо-западного простирания, ограниченной с юго-запада и северо-востока региональными разломами (Гиратахский и Дебаклинский разломы) северо-западного простирания. Собственно Баргушатский хребет представляет положительный поперечный перегиб указанной антиклинальной структуры.

Галька гранитоидных пород Баргушатского хребта встречается в конгломератах основания миоплиоценовых вулканогенно-осадочных отложений, залегающих на эрродированной поверхности рассматриваемых интрузивных пород (окрестности сел. Мургуз, верховья р. Шенатаг и др.).

Мегринская группа. Третичные интрузии этой группы являются наиболее крупными в Армении и представлены банатитами, гранодиоритами, кварцевыми монцонитами, порфировидными гранодиоритами, аплитовидными гранитами, гранодиорит-порфирами и др.

Указанные интрузии слагают вытянутый в близмеридиональным направлении Капутджухский хребет и прослеживаются от вершины г. Капутджух (3917 м) на юго-восток до р. Аракс, где они переходят на правый ее берег и прослеживаются далее в Иранский Карадаг. Ширина выхода интрузии вкрест Капутджухского хребта составляет около 15 км, протяженность вдоль хребта—38 км. Амплитуда эрозии интрузивного комплекса с учетом ундуляции вмещающей структуры достигает 2000 м.

В пределах Армянской ССР Капутджухские интрузии детально были изучены В. Г. Грушевым, С. А. Мовсесяном, М. А. Литвин, А. Е. Исаханяном, А. А. Гюрджяном, в пределах Нахичеванского края (Ордубадский район)—Ш. А. Азизбековым и Р. Н. Абдуллаевым. Вопросы петрографии и геологии интрузий по территории Армянской ССР наиболее полно и обстоятельно освещены в работах С. А. Мовсесяна.

Капутджухская интрузия на востоке, в бассейне р. Мегригет и в районе Каджаранского месторождения граничит с крупной сиенито-диоритовой—монцонитовой интрузией, относимой к доюрскому времени, на севере и северо-западе—с нижнеюрскими эпидотизированными порфиритами, на западе—с туфоосадочной толщей лютета-оверза, на юго-западе (Ордубадский район) —с сенонскими глинисто-карбонатными отложениями и вулканогенно-осадочной толщей турона. Контакты обычно активные, эруптивные, частично тектонические в виде разрывных нарушений. Перекрывающими являются конгломератово-песчано-глинистые лигнитоносные отложения, развитые в районе сел. Личк, Аревик, Тей, Агарак, которые залегают на размытой поверхности интрузий, имеют в своем составе большое количество валунов и галек подстилающих интрузий и в пределах Иранского Азербайджана датированы пикермийской гиппарионовой фауной (средний сармат—нижний понт).

По данным С. А. Мовсесяна, Ш. А. Азизбекова и Р. Н. Абдуллаева (1940, 1947), Капутджухская интрузия формировалась в итоге нескольких фаз магматической деятельности. Продуктом наиболее ранней фазы являются монцониты, которые обнажаются на небольшой площади в водораздельной части хребта (верховья р. Пазмара), ограничиваясь с запада банатитами, а с востока порфировидными гранитами и гранодиоритами.

Породы второй фазы внедрения представлены банатитами, широко развитыми на западном склоне и в водораздельной части Капутджухского хребта, а также между вершинами г. Капутджух и Егасар и обра-

зуют мощное тело северо-западного простирания, обнаженной площадью порядка 75—80 км². Это тело граничит на востоке с более молодыми порфировидными гранитами-гранодиоритами и монцонитами, а на западе с вулканогенно-осадочной толщей лютета-оверза.

По данным С. А. Мовсесяна, банатиты отличаются довольно большим постоянством состава, но переходят местами в гранодиориты, сиенито-диориты, кварцевые диориты, диориты и габбро-диориты. Последние обычно встречаются в западной и северо-восточной частях массива. Из текстурных особенностей банатитов бросается в глаза их флюидальность вдоль длинной оси массива, отчетливо выраженная в верховьях р. Урумис.

По наблюдениям указанного автора, более молодой возраст банатитовой интрузии по сравнению с монцонитовой доказывается наличием апофиз банатитов в монцонитах (на южном берегу оз. Капуйт-лич), ксенолитами монцонитовых пород в банатитах в контактовой зоне интрузии (у истоков р. Пазмара), а также полосчатой текстурой банатитовой интрузии в контакте с монцонитами, указывающей на явление ассимиляции монцонитовых пород (чередование узких полос лейкократовых и меланократовых пород).

По данным С. А. Мовсесяна, банатиты представляют равномернозернистые светло-серые породы с гранитовой или гипидиоморфнозернистой структурой. Породообразующими минералами являются кварц, анортоклаз, плагиоклаз, роговая обманка и биотит, акцессорными—сфен, апатит, рудный минерал, циркон. Из вторичных материалов присутствуют хлорит и серицит.

Гранодиориты и граносиениты, связанные фациально с банатитами, отличаются от последних лишь большим или меньшим содержанием отдельных породообразующих минералов, упомянутых выше.

Породы следующей основной фазы представлены порфировидными гранитами-гранодиоритами, которые на западе активно контактируют с банатитами, а на востоке—с мезозойскими сиенито-диоритами. Массив этих пород вытянут в север—северо-западном направлении и прослеживается по восточному склону хребта на 30—35 км от верховьев р. Вохчи до нижнего течения р. Мегригет при ширине около 10 км. По данным С. А. Мовсесяна, небольшое резко вытянутое тело порфировидных гранитоидов отмечено также на западном склоне хребта, где оно пересекает банатитовую интрузию.

Порфировидные граниты и гранодиориты в пределах отдельных относительно небольших участков испытывают изменения в составе и структуре, давая переходы к гранодиорит-порфирам, нормальным гранодиоритам, граносиенитам, кварцевым сиенитам, шлировым и такситовым диоритам и габбро-диоритам.

Порфировидные граниты-гранодиориты представляют собой розовато-серые, средне-или мелкозернистые породы с крупными порфировыми выделениями полевых шпатов и роговой обманки, достигающими в поперечнике до 5 см. Основная масса породы имеет гипидиоморфнозернистую, аллотриоморфнозернистую и микропегматитовую структуру. По данным А. И. Адамяна (1955), один из наиболее типичных образцов породы, взятый на восточном склоне г. Хачакар, против сел. Таштун, состоит из кварца (19%), анортоклаза (42%), плагиоклаза (34%), биотита (1,9%) и акцессорных минералов, представленных главным образом апатитом (1%). В порфировидных гранитах привлекает внимание обилие гранитизированных ксенолитов с увеличением интенсивности гранитизации от центра к периферии ксенолитов, наличие внутрипорфировых выделений анортоклаза и плагиоклазов, заполнение трещин в кристаллах кварца

анортоклазом, окаймление кристаллов анортоклаза альбитом. Эти факты позволили А. И. Адамяну прийти к выводу об инъекционно-метасоматическом происхождении порфировидных гранитоидов Мегринской интрузии. Поступление гранитизирующих растворов в толщу ранее существовавших монцонитов и вмещающих порфиритовых пород происходило, по его мнению, в две фазы, первая из которых характеризовалась высоким содержанием калия и силиция, а вторая фаза—высоким содержанием натрия.

По данным С. А. Мовсесяна, к началу формирования порфировидных гранитоидов банатитовая интрузия западной зоны и монцонитовая интрузия восточной зоны находились в непосредственном контакте. Внедрение масс, давших порфировидные гранитоиды, происходило в основном в зоне этого контакта.

Возрастные взаимоотношения между банатитами и порфировидными гранитами - гранодиоритами отчетливо устанавливаются, по С. А. Мовсесяну, на участке пересечения главного водораздела хребта с Капутджухской перевальной дорогой, к северо-востоку от оз. Капуйт-лич, на водоразделе верхних правых притоков р. Вохчи и в верховьях р. Пазмара, где отмечено внедрение порфировидных гранитоидов в банатиты в виде апофиз.

По времени внедрения за описанными выше порфировидными гранитами следуют аплитовидные граниты, которые образуют целый ряд мелких штокообразных тел площадью от 0,5 до 2 км², прорывающих порфировидные гранитоиды и более древние породы.

Указанные интрузии локализованы на восточном склоне Капутджухского хребта, преимущественно в зоне выходов порфировидных гранитоидов, развитых между параллелями сел. Агарак и Личк, а также восточнее области древней монцонитовой интрузии. Эти интрузии детально изучались А. А. Гюрджяном и М. Г. Аракеляном в 1955—1956 г. г.

Аплитовидные граниты представляют собой лейкократовые мелкозернистые породы с аплитовой или микропегматитовой структурой. Породообразующими минералами являются калиевый полевой шпат, плагиоклаз и кварц. В подчиненном количестве встречаются также магнетит, пирит, халькопирит, молибденит, каолин и хлорит.

Относительно крупные массивы аплитовидных гранитов расположены на водоразделе между р. р. Мегригет и Айри на западном склоне г. Кончи, в верхней части р. Хачакар и в местности Кармир-кар, в 6—7 км к северу—северо-востоку от сел. Личк, где к этому массиву приурочена молибденовая минерализация.

Следует отметить, что на участке Кармир-кар аплитовидные граниты прорывают интрузию монцонитов. Этот факт исключает возможность рассматривать аплитовидные граниты как фациальную разность порфировидных гранодиоритов, которые вмещают все остальные массивы аплитовидных гранитов.

Продуктом самостоятельной фазы интрузивной деятельности могут рассматриваться малые интрузии гранодиорит-порфиров, образующих небольшие штоки, дайки и прихотливой формы тела с дайкообразными отщеплениями. Выходы этих пород приурочены к полосе Каджаран,—Личк—Алагюней—Аревик—Агарак и контролируются двумя субпараллельными разрывами юг—юго-восточного простирания (Дебаклинский и Личкинский разломы). Прорывают они сиенито-диориты мезозоя и описанные выше порфировидные гранитоиды, граносиениты и более основные габбро-диоритовые породы, фациально связанные с последними. Морфология и структура этих интрузий хорошо изучались на Каджаранском, Джиндаринском, Алагюнейском и Агаракском месторождениях при проходке подземных выработок.

Породы указанных интрузий зеленовато-серые или розовато-серые с отчетливой порфировой структурой. Основная масса породы состоит из кварца, плагиоклаза, калиевого полевого шпата, роговой обманки и большого количества вторичных минералов (серицит, хлорит, эпидот). Порфировые выделения представлены олигоклазом и реже биотитом. Структура основной массы породы микроаплитовая или микропегматитовая.

На Агаракском, Алагюнейском и Джиндаринском месторождениях промышленное оруденение локализовано в рассматриваемых гранодиорит-порфирах. Представляется вероятным, что дайки и штоки гранодиорит-порфиров и рудоносные растворы, давшие сульфидные руды меди, молибдена и частью свинца, цинка, ртути, являются производными единого магматического расплава.

Следует подчеркнуть, что указанные малые интрузии гранодиорит-порфиров размещены в целом в стыке описанных выше двух крупных разновозрастных интрузивных массивов, отмеченных региональным разломом близмеридионального направления—Дебаклинским или Таштунским.

Обращаясь вновь к вопросу возрастных взаимоотношений интрузивных пород Капутджухского хребта, следует отметить, что намеченная выше последовательность фаз внедрения магматических расплавов справедлива и приемлема лишь для главных, ведущих типов пород—монцонитов, банатитов, порфировидных гранитоидов, аплитовидных гранитов и гранодиорит-порфиров. Взаимоотношения остальных типов пород—гранодиоритов, граносиенитов, габбро-диоритов, тонкозернистых меланократовых монцонитов и др. с указанными основными типами остаются пока плохо освещенными. Возможно, что некоторые из них внедрились независимо от остальных, а другие являются фациальными разностями основных типов. Во всяком случае, вопросы эти подлежат дальнейшему изучению. Особое внимание при этом должно быть обращено на освещение взаимоотношений монцонитов водораздельной части Капутджухского хребта и лежащих к востоку от него районов (Каджаранского и др.). Монцониты (сиенито-диориты) последних районов, обнажающиеся восточнее Дебаклинского разлома, отнесены нами к доюрскому времени на том основании, что валуны и гальки их встречались в конгломератах фаунистически охарактеризованных отложений юры.

Отметим, что гальки гранитоидных пород Капутджухского хребта, по данным Э. Л. Саруханяна (1957), встречаются также в вулканогенно-осадочной толще олигоцена восточной части Нахичеванской котловины, а гальки сиенитов Баргушатского хребта, по данным В. Е. Хаина, в конгломератах майкопа—тархана бассейна р. Акера-чай.

Неясен вопрос о возрасте монцонитов Капутджухского хребта, поскольку они со всех сторон окаймляются более молодыми послеэоценовыми интрузивными породами и ничем не перекрываются. Ш. А. Азизбеков (личное сообщение) склонен думать, что в интрузивных породах Капутджухского хребта имеются монцониты двух возрастов—третичные и дотретичные. Свое мнение он основывает на том факте, что в центральной части хребта, на высоте с отметкой 3600 м стратиграфически ниже вулканогенной толщи северной части хребта залегают грубообломочные конгломераты с валунами и гальками, состоящими из монцонитов. Эти валуны и гальки представляют, по его мнению, продукт размыва древних монцонитовых интрузий.

Таким образом, не исключена возможность того, что монцониты Капутджуха и Каджарана являются разновозрастными.

Жильные породы, приуроченные к Мегринской группе интрузий, представлены, по С. А. Мовсесяну, двумя генетическими типами. К первому относятся пегматиты, аплиты и лампрофиры, рассматриваемые как продукт остаточного расплава. Ко второму типу относятся гранит-порфиры, диорит-порфиры и альбитофиры, представляющие самостоятельные инъекции магмы. Трещины, которые они выполняют, направлены, в основном, на северо-запад по азимуту 320—340° и на северо-восток по азимуту 50—70°, т. е. они направлены по простиранию и вкрест простирания региональной тектонической структуры района, представляющей антиклинорий юг—юго-восточного простирания.

Лампрофировые дайки имеют ограниченное развитие и направлены обычно с юго-востока на северо-запад. Аплиты широко развиты в контактовых ореолах интрузий и образуют две системы—северо-восточную и северо-западную, причем, по наблюдениям С. А. Мовсесяна, дайки второго направления пересекают дайки первого направления. Пегматитовые жилы приурочены к интрузиям банатитов, порфировидных гранитоидов и реже к контактовым частям монцонитовой интрузии. Чаще всего они образуют трубообразные тела диаметром 15—30 м. По данным С. А. Мовсесяна, в комплексе жильных пород наиболее ранними являются порфиры (гранит-порфиры, диорит-порфиры и альбитофиры), за которыми следуют лампрофиры и далее аплиты.

Горисская группа. В эту группу входят небольшие штокообразные тела гранитоидных пород, обнажающиеся на водораздельном пространстве между р. р. Воротан и Кашуни, в 10—12 км к восток—юго-востоку от сел. Татев. Группа эта насчитывает пять обособленных тел, относительно крупным из которых является т. н. Джаандам-дарасинская интрузия, прослеженная в северо-восточном направлении на 4 км при ширине 0,5—1 км. Остальные четыре интрузии располагаются к юго-западу и югу от этой интрузии.

По данным В. Г. Грушевого, в составе интрузий принимают участие диориты, кварцевые диориты и гранодиориты. Вмещающими являются вулканогенно-осадочные отложения верхней юры неокома.

Небольшое штокообразное тело, сложенное гранодиоритами, кварцевыми диоритами и диоритами, отмечено также в 5—6 км к юго-востоку от сел. Агарак, где оно прорывает барремские известняки. Еще юго-восточнее, уже на территории Азербайджана, шток подобных же гранодиоритов, по данным А. Н. Соловкина, прорывает сеноманские отложения, развитые в бассейнах нижних правых притоков р. Акера-чай.

Палеогеновый возраст интрузий определяется по аналогии с расположенными севернее гранитоидными интрузиями бассейна среднего и верхнего течений р. Акера-чай, где они прорывают нуммулитовые туфогенные отложения лютета и оверза (Далидагская группа интрузий).

8. ЭОЦЕНОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ ЩЕЛОЧНЫХ ИНТРУЗИЙ

Щелочные интрузивные породы имеют ограниченное развитие и локализованы в пределах Памбакского, Геджалинского и Мегринского хребтов, где они представлены авгитовыми, авгит-эгириновыми, нефелиновыми и частично псевдолейцитовыми сиенитами, образующими отдельные интрузивные тела, а также жильными породами щелочного ряда, представленными пегматоидными образованиями и сиенит-порфирами.

Щелочной комплекс Памбакского хребта. Этот замечательный комплекс пород впервые был закартирован и детально изучен петрографи-

чески В. Н. Котляром (1932) и позднее Г. П. Багдасаряном, П. Л. Епремяном, А. Г. Мидяном. Краткое описание некоторых пород комплекса содержится также в работах Д. С. Белянкина и Р. П. Петрова (1936, 1947).

Комплекс щелочных пород, занимающий площадь порядка 65 км², размещен в ядре крупной синклинальной складки, сложенной вулканогенной толщей лютета-оверза и состоит из центрального штокообразного тела, кольцеобразно огибающего его тела с конической поверхностью и разнообразных жильных пород. Главные выходы интрузий расположены на южном склоне Памбакского хребта в бассейнах р. р. Улашик, Тежагет, Такярлу и частично в бассейнах южных истоков р. р. Тандзут, Агстев и Намазолян. Высокие вершины хребта—Теж-сар, Кер-оглы, Западный и Восточный Халхал сложены породами щелочного комплекса.

Ведущими типами пород щелочного комплекса являются щелочные сиениты, нефелиновые сиениты, псевдолейцитовые сиениты и некоторые жильные породы. Из них в центральной части массива преобладают щелочные сиениты, которые, обогащаясь нефелином, переходят в краевых частях массива в нефелиновые сиениты. В средних частях зоны, отличающихся высоким содержанием нефелина, залегают псевдолейцитовые сиениты, которые связаны с нефелиновыми сиенитами постепенными переходами.

Щелочные сиениты представляют серые или светло-серые крупнозернистые породы с гипидиоморфной, трахитоидной или порфировидной структурой и состоят из анортоклаза, кислого плагиоклаза (№№ 15—25), щелочной роговой обманки гастингситового типа, щелочного пироксена (эгирин-авгит), иногда цеолита, биотита, серицита-мусковита. Акцессорными являются сфен, флюорит, апатит, циркон, рудный минерал.

Нефелиновые сиениты отличаются от щелочных сиенитов, в основном, присутствием нефелина, составляющего иногда 50 % общей массы породы, черного меланита и своей пегматоидной структурой. В некоторых разновидностях пород нефелин встречается в виде прихотливой формы жил, прожилков, гнезд и шлиров.

Псевдолейцитовые сиениты светло-серые, кремово-серые или розовато-желтые, имеют в основной массе гипидиоморфнозернистую структуру и отличаются наличием крупных включений псевдолейцита, достигающих размеров 2—5 см в поперечнике и составляющих 40—60% общей массы породы.

Породы указанной выше кольцевой дайкообразной интрузии в первичном виде представлены лейцитовыми порфирами и тефритами. В. Н. Котляр, Г. П. Багдасарян и В. П. Петров полагают, что в разрезе вулканогенной толщи Памбакского хребта в период образования этих даек излились также щелочные лавы и пирокластические продукты, причем последние два автора склонны думать, что псевдолейцитовые сиениты образовались в результате взаимодействия лейцитовых порфиритов и магмы, давшей щелочные сиениты. Наблюдаемые в псевдолейцитовых сиенитах полиэдрические шарики, состоящие из мельчайших зерен нефелина, являются, по их мнению, псевдоморфозой нефелина по лейциту. В. Н. Котляр рассматривает лейцитовые породы Памбака как продукт той же магмы, из которой образовались щелочные и нефелиновые сиениты.

Необходимо отметить, что щелочные эффузии и дайки лейцитовых пород и тефритов являются уделом эоценовых вулканогенных отложений лишь Памбакского хребта и нигде на территории Армении больше не констатированы. Кроме того, они теснейшим образом приурочиваются

к комплексу щелочных интрузивных пород того же Памбакского хребта. Это позволяет считать, что лейцитовые породы и сиенитовые интрузивные породы являются действительно производными единого магматического очага. С другой стороны, если лейцитовые породы подверглись метасоматозу со стороны расплавов и растворов, давших щелочные и нефелиновые сиениты, то следует признать, что излияние щелочных лав предшествовало внедрению сиенитовой магмы. Как показал Г. П. Багдасарян, ореол излияния щелочных лав и внедрения сиенитовой магмы был один и тот же.

Жильные породы, секущие породы Памбакского щелочного комплекса, представлены мелкозернистыми, щелочными и нефелиновыми сиенитами, имеющими иногда порфировую и пегматоидную структуру, нефелиновыми пегматитами и дайками основных пород. Последние отмечены в верховьях р. Такярлу, где они имеют вертикальное падение и простираются на юго-запад по азимуту 205—210 °.

Жилы мелкозернистых щелочных и нефелиновых сиенитов имеют обычно небольшую мощность (до 5—10 см), падают под углами 70—90° и имеют простирание с севѐро-запада на юго-восток. Жилы нефелиновых пегматитов приурочены к эндоконтакту интрузии.

По наблюдениям В.Н. Котляра и Г.П. Багдасаряна, интрузии щелочного комплекса на северном склоне хребта прорывают интрузии порфировидных гранодиоритов, прорывающих эоценовые отложения. Следовательно, в гамме кислых интрузивных и щелочных пород Памбакского хребта, прорывающих эоценовые отложения, наиболее молодыми являются щелочные породы.

На склонах г. Халхал на размытой поверхности пород щелочного комплекса и прорванных ими вулканогенных отложений, на террасе высотою 875 м (над тальвегом р. Агстев) залегает вулканогенная толща верхнего миоцена—нижнего плиоцена. Кроме того, гальки щелочных пород встречаются в большом количестве в аллювиальных отложениях, подстилающих вулканогенную толщу миоплиоцена на водоразделе между сел. Кабахлу и Ахундов в бассейне среднего течения р. Мармарик.

Выше указывалось на содержание в нефелиновых сиенитах меланита, который местами образует гнезда, шлировые скопления и прожилки. В других породах области Памбакского хребта меланит не отмечен. В Приереванском районе меланит неоднократно встречается в терригенных отложениях нижнего олигоцена Шорахбюрской антиклинали.

Согласно палеогеографическим данным, указанные отложения были заимствованы из Памбакского хребта. Кроме меланита, в них констатированы также апатит, циркон, сфен и др. Эти данные подкрепляют представление о позднеэоценовом возрасте рассматриваемых щелочных интрузий. Более подробный разбор вопроса дан в неопубликованной работе автора (1949).

Щелочные интрузивные породы Геджалинского хребта. В пределах Геджалинского хребта щелочные интрузивные породы известны на южном склоне восточной его части, где они обнажаются на вершине г. Бундук и западнее нее, выступая в виде дайкообразного тела близширотного простирания.

Интрузия прослеживается по простиранию на 7—8 км (от восточных склонов г. Бундук до сел. Гамзачиман) и имеет среднюю ширину около 0,5 км. Мощность тела постепенно увеличивается в направлении с запада на восток, достигая в створе г. Бундук 2 км. Контакты интрузии, идущие параллельно длинной ее оси, крутые (75—85 °) и падают в сторону вмещающих порфиритов и пирокластических пород эоцена, которые вблизи контакта рассланцованы и милонитизированы.

По данным В. Н. Котляра, С. И. Баласаняна, А. Г. Мидяна, Г. А. Пилояна и Б. С. Вартапетяна, Бундукская интрузия по своему петрографическому составу очень близка к интрузии описанных выше щелочных сиенитов Памбакского хребта. Породы этой интрузии в пределах массива г. Бундук серого или светло-серого цвета, средне- и крупнозернистые, имеют гипидиоморфнозернистую структуру и состоят из калиевого полевого шпата, составляющего главную массу породы, альбита, щелочного амфибола, пироксена и акцессорных минералов—апатита, сфена и рудного минерала.

По наблюдениям указанных авторов, к западу от массива г. Бундук в дайкообразной части интрузии щелочные сиениты постепенно сменяются нормальными сиенитами.

По данным Г. А. Пилояна и Б. С. Вартапетяна, породы жильной фации Бундукской интрузии представлены сиенит-порфирами, образующими небольшие дайки.

В тектоническом отношении зона выходов пород Бундукской интрузии тяготеет к северному крылу крупной антиклинальной складки близширотного простирания, осложненной разрывными нарушениями того же простирания.

В крупном плане район Памбакской и Бундукской интрузий представляет антиклинорий близширотного простирания, ядро которого сложено сенонскими глинисто-карбонатными отложениями, выступающими в долинной части верхнего течения р. Агстев, а крылья—эоценовыми вулканогенными отложениями. Бундукский щелочной комплекс размещен в пределах северного крыла, причем последняя длинной своей осью располагается косо (диагонально) к оси антиклинория (расстояние между этими интрузиями вкрест простирания антиклинория по линии г. Тежсар—сел. Гамзачиман около 7 км).

По долине р. Агстев в осевой полосе анктиклинория А. Г. Мидяном, Б. С. Вартапетяном, Г. А. Пилояном, А .А. Тер-Мартиросяном и др. прослежен ряд разрывных нарушений близширотного простирания. Некоторые из них приводят в ненормальный контакт меловые и эоценовые отложения и имеют амплитуду до 300—350 м. Возможно, что Бундукская интрузия внедрилась по одному из таких разрывных нарушений. С последними в районе связаны выходы минеральных источников и залежи травертинов в долине верхнего течения р. Агстев. Бундукская интрузия относится к той же возрастной группе, что и Памбакская щелочная интрузия, причем, по данным С.И. Баласаняна, она прорывает также тот горизонт вулканогенно-осадочной толщи эоцена, который в окрестностях сел. Гамзачиман включает внутриформационный горизонт конгломератов с галькой гранодиоритов, заимствованных из Геджалинской интрузии гранодиоритов, прорывающих нижнюю половину эоценовой толщи. Этим, очевидно, доказывается относительно более молодой возраст интрузии щелочных сиенитов.

Щелочные интрузии Мегринского хребта. Интрузивные породы щелочного состава обнажаются в южной и центральной частях хребта в окрестностях сел. Шванидзор (Астазур), Алидара, Таштун, Пхрут, Катнарат и развалин с. Пирдоудан, а также в крайней северо-западной части хребта—в окрестностях сел. Гехи.

Наиболее крупные выходы приурочены к южному склону хребта, где они занимают площадь порядка 35 км² и прорывают метаморфическую толщу девона, слагающую здесь нижнюю часть долины р. Аракс. Здесь же они смыкаются с описанной выше монцонитовой (сиенито-диоритовой) интрузией, слагающей главную массу Мегринского хребта и относимой к предюрскому времени. Щелочной массив южной части хреб-

та резко вытянут в запад—северо-западном направлении, параллельно простиранию вмещающих метаморфических пород, а также более молодых юрских и меловых отложений, которые в этом районе и вниз по течению р. Аракс имеют близширотное и далее восток—северо-восточное простирание. Приуроченность интрузии к наиболее древним членам разреза палеозоя, выступающего в долине р. Аракс, подчеркивает антиклинальный характер вмещающей структуры.

Щелочные породы в центральной части хребта слагают небольшие площади. Выходы их, обнаруженные недавно А. Е. Исаханяном и А. С. Арутюняном, расположены в 1 км к юго-востоку от развалин сел. Пирдоудан, к востоку и северо-востоку от сел. Таштун (два выхода), в бассейне р. Пхрут и юго-восточнее последнего. Все эти выходы локализованы в пределах той же доюрской монцонитовой сиенито-диоритовой интрузии Мегринского хребта.

Наиболее крупным из них является Пхрутский выход, который при средней ширине около 1 км прослеживается с северо-запада на юго-восток примерно на 10 км, ограничиваясь с юго-запада сиенито-диоритами, монцонитами и габбро-диоритами, а с северо-востока порфиритовой толщей девона и частично гранодиоритами (в окрестностях сел. Катнарат).

Выходы щелочных и нефелиновых сиенитов в окрестностях сел. Гехи были отмечены впервые Т. Ш. Татевосяном в 1955 г. Они образуют здесь три резко вытянутые в северо-западном направлении тела, имеющие в плане сигаровидную форму, размерами 0,5—0,7 км по короткой оси и 2—3 км по длинной оси. Вмещающими являются порфириты и известняки девона. Кроме того, в районе выходов этих интрузий Т. Ш. Татевосяном были отмечены также дайки щелочных сиенитов, которые пересекают описанную выше Гехинскую интрузию гранодиоритов, кварцевых диоритов и габбро-диоритов, относимую к верхнему эоцену.

Первые описания щелочных пород района Шванидзор—Алидара принадлежат Ю. А. Арапову, В. С. Зорабяну и С. С. Мкртчяну (1946). Впоследствии они детально изучались А. И. Адамяном (1945). Описания выходов центральной части хребта даны в неопубликованных работах А. Е. Исаханяна и А. С. Арутюняна.

По данным А. И. Адамяна, породы щелочного ряда района Шванидзор–Алидара представлены нефелиновым и щелочными сиенитами и пегматоидными щелочными сиенитами. Первые среднезернистые, полнокристал. лические породы состоят из калиевого полевого шпата, нефелина, роговой обманки, пироксена и биотита. Из акцессорных присутствуют апатит, сфен, магнетит, гематит, пирит, пирротин и циркон. Из вторичных минералов обычны цеолит, серицит, карбонат, изредка встречается также канкринит. Структура породы панидиоморфнозернистая.

Пегматоидные щелочные сиениты состоят из щелочной роговой обманки гастингситового типа, моноклинного пироксена, биотита, плагиоклаза (андезин №№ 32—35), ортоклаза и микроклина. Акцессорные минералы представлены сфеном, апатитом, магнетитом, пирротином, цирконом и гематитом, вторичные—цеолитом, серицитом и карбонатом.

Пегматоидные щелочные сиениты образуют массивы более или менее прихотливой формы и дайкообразные тела, прорывающие как древние интрузии сиенито-диоритов, так и интрузии нефелинсодержащих сиенитов. Этим доказывается более молодой возраст пегматоидных сиенитов по сравнению с нефелинсодержащими сиенитами.

В выходах щелочных пород центральной части хребта отмечены лишь сиениты и нефелиновые сиениты. Первые представляют собой светло-серые среднезернистые породы, переходящие постепенно в темно-се-

рые диориты, сиенито-диориты и монцониты. Структура породы аллотриоморфнозернистая или гипидиоморфнозернистая. Минералогический состав: калиевый полевой шпат (45—60 %), плагиоклаз (олигоклаз—андезин—30—45 %), биотит, роговая обманка.

Нефелиновые сиениты встречаются в центральных частях сиенитовых интрузий. Породы розовато-серые, среднезернистые, структура аллотриоморфнозернистая. Минералогический состав: нефелин (10—15 %), калиевый полевой шпат (до 35 %), плагиоклаз (25—30 %), пироксен (20—25 %), биотит (до 10 %). Из акцессорных минералов встречаются апатит, магнетит и сфен.

Жильная фация щелочных пород Мегринского хребта представлена щелочными пегматитами, содержащими нефелин, содалит и канкринит, сиенит-пегматитами и кварц-карбонатными породами, причем дайки сиенит-пегматитов секут пегматоидные щелочные сиениты.

По мнению А. И. Адамяна, щелочные и нефелиновые сиениты Мегринского хребта образовались в результате метасоматического перерождения сиенито-диоритовых пород более древней (доюрской, по нашим данным) интрузии в период формирования соседней с запада интрузии порфировидных гранитов-гранодиоритов Капутджухского хребта. Как уже отмечалось, трансмагматические растворы, вызывающие метасоматоз древних интрузивных пород, проникли, по данным этого автора, в две фазы, первая из которых отличалась высоким содержанием калия и силиция, а вторая—натрия.

Образование нефелиновых сиенитов названный автор связывает с натровой фазой метасоматоза.

Таким образом, определение возраста щелочных пород Мегринского хребта, при отсутствии необходимых стратиграфических данных, становится зависимым лишь от генетической концепции. Если верна точка зрения о метасоматическом их происхождении в связи с поступлением трансмагматических растворов в период внедрения палеогеновых интрузий, то возраст щелочных пород соответственно должен датироваться палеогеном (предолигоценовая фаза).

В пользу этой точки зрения о возрасте интрузий наиболее важным геологическим фактом является прорывание Гехинской интрузии дайками щелочных пород. Возраст этой интрузии, как уже отмечалось, палеогеновый.

9. МИОПЛИОЦЕНОВЫЕ ИНТРУЗИИ

К этому возрасту относятся малые субвулканические и пластовые интрузии, ассоциирующиеся с вулканогенными отложениями верхнего миоцена и плиоцена. По своему петрографическому составу и химизму они во многом повторяют лавы вмещающих вулканогенных толщ, основными компонентами которых являются базальты, андезиты, дациты, санидиновые трахилипариты и липариты.

Морфологически указанные интрузии представлены лакколитами, штоками, обелисками, трубами, дайками и пластовыми залежами, причем иногда трудно отличить обелиски и дайки от типичных интрузивных тел или корней излияний лав соответствующего состава. Равным образом, в некоторых случаях трудно отличить пластовые залежи от внутриформационных потоков и покровов лав, подчиненных вулканогенной толще.

Описываемые интрузии сравнительно немногочисленны. Они констатированы в северной части Ленинаканской котловины и на юге примы-

кающего к ней Ширакского хребта, в Приереванском районе, в среднем течении р. Раздан, на Памбакском хребте, в восточной части Араратской котловины, в бассейнах р. р. Арпа, Нахичевань-чай, Воротан и Мегри.

В первых двух районах описываемые интрузии представлены дайками и неккообразными телами.

Дайки отмечены непосредственно южнее сел. Кармракар, где они имеют широтное простирание и размещены в туфогенной толще эоцена. Некки отмечены в окрестностях сел. Ширак, Сариар и юго-западнее Джаджурского месторождения бурого угля. Породы некков представляют сливную черную кристаллическую породу андезитового состава и размещены в окрестностях сел. Ширак и Сариар в эффузивной толще андезитов и их туфобрекчий (верхний миоцен), на Джаджурском месторождении—в туфогенной толще эоцена, у сел. Крашен—в сенонских и эоценовых отложениях, перекрытых вулканогенно-осадочной толщей верхнего миоцена.

Характерной особенностью даек является наличие в них базальтической роговой обманки, которая присутствует также в андезитах окружающей вулканогенно-осадочной толщи.

В тектоническом отношении полоса выходов указанных субвулканических интрузий представляет собой зону изоклинальной складчатости, осложненную надвигом меловых и эоценовых отложений Ширакского хребта на жесткий массив Ленинаканской котловины, а также развитием послемиоценовых флексурных дислокаций, фиксирующих опускание Ленинаканского массива вдоль рассматриваемой полосы.

На Памбакском хребте констатированы ряд мощных (до 20—50 м) даек андезитового состава и менее мощные дайки липарит-обсидианового состава, рассматривающиеся как корни излияний соответствующего состава лав, относимых к верхнему миоцену. Простирание этих даек близмеридиональное.

Субвулканические тела бассейна р. Раздан, как отмечалось ранее, представлены липаритами и орографически выражены небольшими куполовидными сооружениями у сел. Авазан и Гюмуш. По данным буровых работ, они прорывают верхнесарматские отложения и обтекаются четвертичными лавами, причем в толще липаритов отмечаются ксенолиты сарматских глин (данные скважин Армянского института Гидроэнергопроекта). Юго-восточнее, в окрестностях сел. Нурнус экструзивные фации указанных липаритов налегают на покров долеритовых базальтов акчагыла.

Как липаритовые криптолакколиты рассматриваются холмы Ераблур к западу от гор. Ереван, сложенные периклинально залегающими покровами долеритовых базальтов.

В одной из предыдущих работ автора подробно обосновано предположение о том, что указанные куполовидные периклинальные структуры верхнеплиоценовых базальтов образовались под давлением инъекций липаритовой магмы, образовавшей в соседнем районе упомянутые выше лакколиты.

В районе к северу и северо-востоку от гор. Ереван миоплиоценовые интрузии представлены пластовыми залежами базальтового состава.

Как уже отмечалось, одна из таких залежей мощностью около 200 м была вскрыта буровыми скважинами между сел. Канакер и Аван. Размещена она в толще каменной соли, слагающей антиклинальное поднятие близширотного простирания и отмечена в контактовых частях заметными скоплениями крупнокристаллического пирита, скаполита, биотита и некоторых других минералов. Структура породы полнокрис-

таллическая, долеритовая. Минералогический состав: лабрадор, оливин, авгит.

Ряд пластовых и дайкообразных залежей, названных нами мандельштейновыми базальтами (интробазальтами), отмечен в обнажениях и в буровых скважинах в треугольнике между сел. Джрвеж, Вохчаберд и Мангюс, где они размещены в толще верхнесарматских глин и фациально связанных с ними туфобрекчий. Наиболее крупная из этих залежей, имеющая мощность 30 м и падающая под углом 10—12° на север, прослеживается в направлении от сел. Вохчаберд к сел. Джрвеж, образуя эффектный карниз на северном склоне Шорахбюрской антиклинальной долины. В висячем боку залежи располагаются пемзово-пепловые образования и туфобрекчии верхнего миоцена и частично среднего миоцена (гипсоносные глины), а в лежачем боку—нуммулитовые отложения среднего олигоцена и отложения нижнего миоцена (пестроцветная и гипсоносно-соленосная свиты).

Породы указанных залежей темно-зеленого цвета, имеют полнокристаллическую структуру с долеритовой структурой основной массы и включают крупные вкрапленники авгита.

Основная масса породы состоит из лабрадора, оливина и авгита. Из эпигенетических образований характерно повсеместное равномерное присутствие в породе миндалин белого кальцита диаметром до 3—4 см.

На пространстве между сел. Вохчаберд и Мангюс подобные мандельштейновые базальты выступают в виде крутых дайкообразных тел, секущих верхнесарматские отложения с мактровой фауной.

Отметим, что пластообразные тела рассматриваемых базальтов разными исследователями попеременно квалифицировались то как интрузивные, то как эффузивные образования. На интрузивный характер их указал впервые Т. А. Джрбашян.

В районе выходов описываемых интрузий широкое развитие имеют покровные лавы верхнеплиоценового возраста, определяемые как долеритовые базальты и андезито-базальты, которые по минералогическому составу совершенно сходны с первыми. Предполагается, что все они относятся к единому циклу магматической деятельности и образовались из одного и того же магматического очага.

В восточной части Араратской котловины миоплиоценовые интрузивные тела представлены двумя лакколитами—некками андезитового состава. Одно из них, имеющее цилиндрическую форму (диаметр 400 м), занимает циркообразное углубление в привершинной части г. Бозбурун, сложенной сенонскими мергелистыми известняками, а второе образует эффектно возвышающееся над наклонной равниной сооружение Одзасар (Илан-даг), между Ераносским и Бозбурунским хребтами широтного простирания. Лакколит Одзасара прорывает сенонские и эоценовые отложения. Недалеко от указанных лакколитов-некков залегают лавы и туфобрекчии миоценового возраста, которые петрографически идентичны породам этих лакколитов. Изменения сенонских известняков в контакте с последними выражены частично перекристаллизацией карбонатного вещества, распространяющейся в радиальном направлении на 2—3 см. Петрографический состав пород подробно не изучался. По нашей просьбе А. Н. Заварицкий изучил шлиф одного образца из Бозбурунского массива и определил породу как роговообманковый андезит.

Указанные тела выступают в ядрах брахиантиклинальных складок близширотного простирания, срезанных в краевой части Араратской котловины Ереванским глубинным разломом. Несколько экструзивных тел биотит-роговообманковых и роговообманковых андезитов констатирован также на хр. Кармир-сахка (5 экструзивных тел или некков

между сел. Кадрлу и Армик) и на водораздельном пространстве между р. р. Веди и Аргичи, восточнее сел. Инкала, Ахс и Армик, а также в бассейне р. Кетуз, правого притока р. Веди. Краткое описание их приведено в неопубликованных работах Р. А. Аракеляна. Здесь, по данным А. Е. Кочаряна, известны также небольшие субвулканические интрузии санидиновых трахилипаритов.

Классическим районом развития малых интрузий миоплиоцена в области Малого Кавказа является Нахичеванская АССР, где известно большое количество лакколитов и даек дацитового состава, размещенных в соленосной толще фаунистически охарактеризованного верхнего миоцена и вулканогенной толще верхнего миоцена—нижнего плиоцена. Подробное описание их приведено в работах В. Дервиз, В. Н. Лодочникова, К. Н. Паффенгольца (1940), Ш. А. Азизбекова (1952). Замечательны среди них лакколиты, слагающие вершины Илан-даг, Норашен, Алинджа, Нагаджир, Бердик, Гюй-даг. Относительная высота первой из них с отметкой вершины 2360 м равняется около 600 м.

Касаясь структурного положения отмеченных интрузий бассейнов р. р. Арпа, Воротан и Нахичеванской АССР, необходимо отметить, что огромное большинство их приурочивается к зонам максимальных мощностей верхнего миоцена—нижнего плиоцена, а отдельные интрузии локализуются в сводовых частях антиклинальных структур (Нах. АССР, бассейны среднего и верхнего течений р. Арпа), либо в других структурах, осложненных разрывами регионального значения (бассейны р. р. Элпин и Мегригет), хотя некоторая связь наблюдается также между увеличением частоты выходов и интенсивностью изогнутости осей региональных структур.

Миоплиоценовые интрузии бассейна р. Арпа описаны более или менее подробно К. Н. Паффенгольцем, Л. А. Варданянцем и А. А. Габриеляном, А. Т. Вегуни, Э. Г. Малхасяном, П. С. Саакяном, Г. А. Мурадяном, М. Г. Гаспаряном, С. А. Исаакян. Данные о них сведены А. Т. Вегуни, Э. Г. Малхасяном и автором (1958).

Одна из групп указанных интрузий расположена в бассейне правого притока р. Арпа—р. Элпин, в районе сел. Элпин и Карахач. По данным геологической съемки, буровых скважин и штолен, эти интрузии представляют собой субвулканические лакколитообразные тела, верхние части которых размещены в толще санидиновых эффузивов миоплиоцена и образуют в ней куполовидно-щитовидные и пластообразные залежи, имеющие единый корень. В работе П. С. Саакяна и его сотрудников эти интрузии охарактеризованы как санидиновые трахилипариты, Л. А. Варданянц и А. А. Габриелян описали их под названием санидиновых трахитов. Недавно А .И. Адамян констатировал в этих интрузиях также содалит-канкринитовые породы.

По данным А. Т. Вегуни, Э. Г. Малхасяна, С. А. Исаакян (1957), вторую большую группу выходов образуют интрузии, расположенные в окрестностях сел. Варденис, отчетливо выступающие на водораздельных вершинах одноименного хребта (г. г. Гндасар, Дитеван), в окрестностях курорта Джермук, сел. Ардарас, г. Гезал-дара в юго-восточной части бассейна оз. Севан и г. Сакер на Сисианском перевале (Айоцдзорский хребет)

В третью группу указанные авторы выделяют интрузии окрестностей сел. Котурван, Горадис, Агхач, Гандзак и Азатек, расположенные в среднем течении бассейна р. Арпа. Все эти тела имеют в основном куполовидную изометричную форму размерами 100—500 м в поперечнике и частично дайкообразную форму при мощности 100—200 м. Контактовые изменения выражены в слабом ороговиковании вмеща-

ющих туфоосадочных пластов, которые вблизи контакта характеризуются сильной дислокацией до углов падения 80°.

А. Т. Вегуни и Э. Г. Малхасян подразделяют указанные интрузии на три петрографические разновидности. К одной из них относятся андезито-трахитовые интрузии—розоватые породы с крупными (2—2,5 см) кристаллами санидина, имеющие полнокристаллическую порфировую структуру. Основная масса пород этой разновидности состоит из микролитов андезина, щелочных полевых шпатов и агрегатов кварца. Минералогический состав породы: андезин, санидин, авгит, биотит, рудный минерал. Вторая разновидность охватывает породы андезито-дацитового состава (интрузии у сел. Горадис, Агхач, Гандзак, Азатек), которые по структуре и текстуре почти ничем не отличаются от пород первой разновидности. Минералогический состав: олигоклаз в двух генерациях, зеленая роговая обманка, авгит, биотит, рудный минерал и реже апатит. Третью разновидность составляют дациты, образующие интрузивные тела в окрестностях сел Варденис и Элпин (выход на юго-западной окраине села). Структура этих пород порфировая, структура основной массы разнообразная—полнокристаллическая, флюидальная, фельзитовая, стекловато-перлитовая или псевдостекловатая. Минералогический состав: плагиоклаз, моноклинный пироксен, роговая обманка, биотит, реже кварц, акцессорные—апатит (много), сфен, циркон, магнетит, вторичные—альбит, халцедон, цеолит.

Миоплиоценовые интрузии более кислого состава (липариты—липарито-дациты) констатированы в водораздельном районе между р. р. Арпа и Тертер и выражены множеством даек и дайкообразных тел северо-восточного простирания.

В том же районе, как уже отмечалось, широко развиты эффузивные образования липарито-дацитового состава, в том числе обсидианы, и перлиты, относимые к плиоцену. Детальное описание указанных даек приводится в неопубликованных работах М. А. Кашкая, касающихся района курорта Исти-су.

В бассейне р. Воротан к миоплиоценовому возрасту относятся андезито-дацитовые неккообразные и дайкообразные тела, расположенные в верховьях левых притоков реки (выходы в районе Сисианского перевала и западных отрогов Баргушатского хребта) и локализованные либо в пределах миоплиоценовой вулканогенной толщи (Сисианский перевал), либо недалеко от нее (стык Айоцдзорского и Баргушатского хребтов).

Некоторые из некков и даек этой группы замечательны своей столбчатой отдельностью.

В бассейне р. Мегригет к миоплиоцену относятся субвулканические дацитовые секущие интрузии и пластовые залежи в окрестностях сел Личк и Таштун, которые размещены частично в конгломератово-песчано-глинистой лигнитоносной свите верхнего миоцена. Сведения об этих породах приведены в работах С. А. Мовсесяна, А. И. Адамяна, А. А. Гюрджяна и др.

Некоторые исследователи высказывают сомнения об интрузивном характере этих пород. Б. С. Белянкин в числе ряда других исследователей считал их интрузивными образованиями и назвал их интродацитами.

Основным аргументом в пользу верхнемиоценового—нижнеплиоценового возраста рассмотренных выше интрузий является сходство или идентичность слагающих их пород с вмещающими вулканогенными породами.

О верхнеплиоценовом возрасте интрузивных залежей базальтов и липаритовых экструзивных куполов Приереванского района говорилось выше.

Совокупность всех приведенных выше данных позволяет, таким обра-

зом, считать, что указанные малые интрузии являются субвулканической фацией магматических пород, слагающих миоплиоценовую вулканогенную толщу центральной части Малого Кавказа.

Некоторые из прежних исследователей (К. Н. Паффенгольц, Ш. А. Азизбеков и др.) полагали, что эти малые интрузии и крупные абиссальные интрузии Мегри-Ордубадского плутона, имеющего, по нашим данным, доолигоценовый возраст, являются одновозрастными и производными единого магматического очага. Фактических данных в пользу этой точки зрения пока не имеется. А. Т. Вегуни и Э. Г. Малхасян, на основании петрографических анализов, обработанных по методу А. Н. Заварицкого, приходят к выводу, что породы рассматриваемых миоплиоценовых интрузий уклоняются от пород абиссальных интрузий Мегри—Ордубадской области, принадлежащих к нормальному ряду, в сторону пород щелочного ряда (сумма щелочей достигает 9%) и отличаются от них, кроме того, высоким содержанием глинозема (до 21%).

В одной из предыдущих работ автора (1955) подробно рассмотрен вопрос о глубине формирования интрузивных пород Армении. При решении этого вопроса учитывалась первичная максимальная мощность свит, в которых размещены интрузии, а также амплитуда внедрения и возрастные границы интрузий. Оказалось, что магматические расплавы, давшие интрузии, проникали всюду почти до дневной поверхности. Так, например, подавляющее большинство гранитоидных интрузий Армении внедрилось на границе эоцена и олигоцена. Интрузии эти (более сотни) прорывают всю толщу эоцена, достигающую мощности до 4000—4500 м. Полнота разреза эоцена не позволяет предполагать уничтожения значительной части его разреза сверх указанной мощности перед олигоценом. Формирование колчеданных, полиметаллических и свинцово-цинковых гидротермальных руд, генетически связанных с этими интрузиями, тоже происходило на небольших глубинах, поскольку рудные жилы располагаются во всех горизонтах разреза среднего эоцена.

В другой работе нами рассмотрен вопрос о времени внедрения интрузий внутри тектонического цикла. Оказалось, что значительная часть интрузивных масс внедрилась в периоды прогибания структурно-фациальных зон. К таким массам относятся интрузии габбро-гипербазитовых формаций, пластовые, малые и субвулканические интрузии, которые находятся в тесной ассоциации с вмещающими вулканогенными отложениями.

К ним же относится ряд крупных трещинных гранитоидных интрузий абиссального типа, описанных выше. В отложениях, вмещающих интрузию, встречаются внутриформационные конгломераты, которые включают гальку интрузивных пород соответствующего состава. Автору представляется, что в процессе прогибания тектонических зон и заполнения их осадками, магматические расплавы, давшие интрузии, достигали дна бассейна осадконакопления и после затвердевания разрушались в той или иной мере и образовали внутри осадочного комплекса внутриформационные конгломераты. Многими исследователями Армении отмечено парадоксальное явление, когда гипербазитовые интрузии, размещенные в турон-коньякских вулканогенных отложениях и линейно вытянутые гранитоидные интрузии, размещенные в вулканогенной толще эоцена, имеют гальку во внутриформационных конгломератах этих отложений. Указанный механизм, кажется, дает этому удовлетворительное объяснение.

Что касается остальных гранитоидных интрузий, то они, по всей вероятности, внедряются в периоды инверсий структурно-фациальных депрессионных зон.

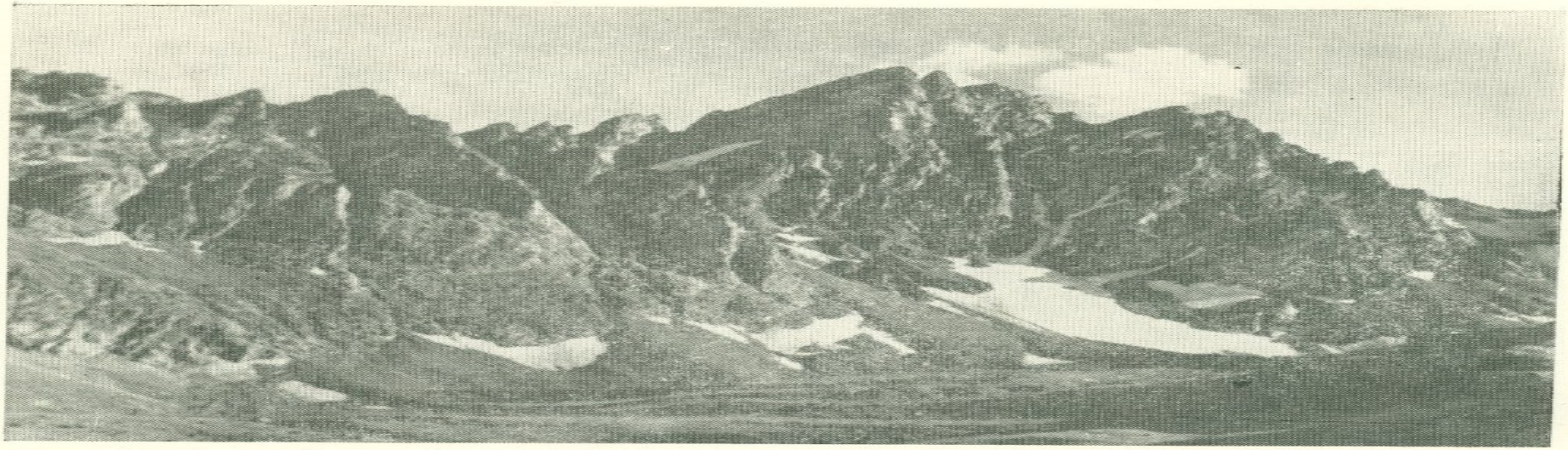
Т А Б Л И Ц А

средних химических составов интрузивных пород Армянской ССР

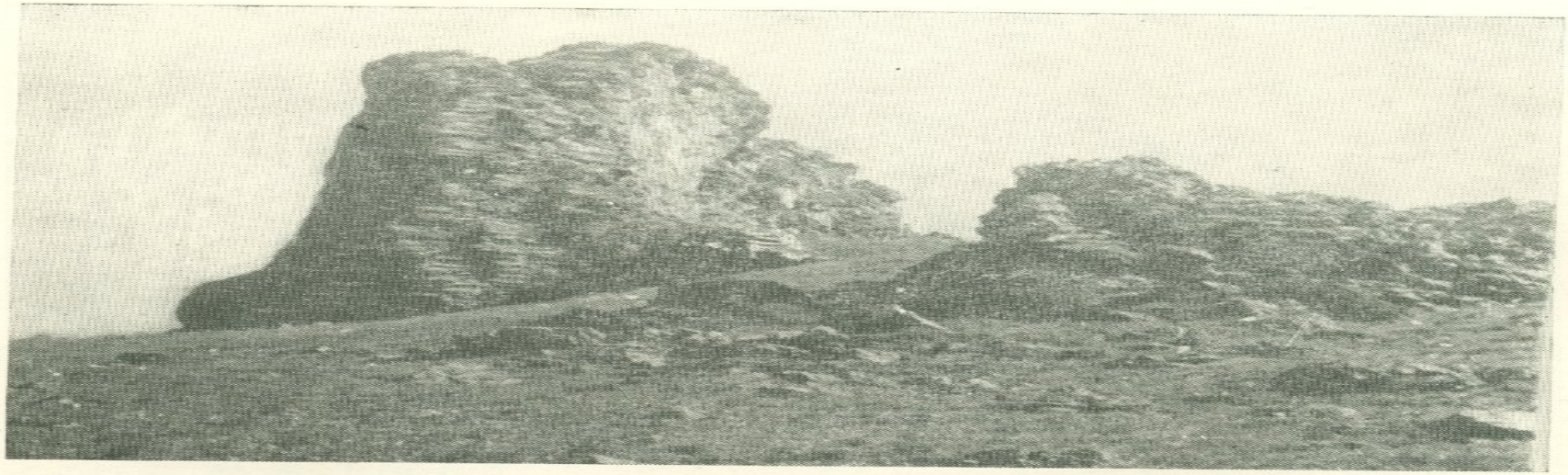
Возраст интрузий	Наименование пород	Местонахождение и название интрузий	Содержание окислов									
			SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
—	—	Гранитоиды										
Эопалеозой	Лейкократовые граниты	Цахкуняцская (Цахкуняцский хр.)	72,31	0,21	15,63	1,68	0,47	0,03	0,37	2,19	3,64	2,11
—,—	Гранитогнейсы	Арзаканская (Цахкуняцский хр.)	73,12	0,30	13,34	1,82	0,99	0,03	1,31	1,52	3,16	2,61
Предюрские	Монцониты	Зангезурская (Мегринский хр.)	54,57	0,94	18,13	4,82	3,89	0,16	2,99	8,11	3,81	2,28
Карбон	Кварцевые диориты	Анкаванская (Цахкуняцский хр.)	66,58	0,33	16,07	1,68	2,69	0,10	3,73	3,41	3,31	1,73
Карбон	Гранодиориты	Агверанская (Цахкуняцский хр.)	63,97	0,60	15,57	1,69	2,51	0,06	2,87	3,37	4,17	1,99
Карбон	Гранодиориты	Такарлинская (Памбакский хр.)	64,71	0,54	16,45	1,70	2,37	0,05	3,15	4,03	3,94	2,05
Карбон	Гранодиориты	Спитакская (Цахкуняцский хр.)	59,85	0,54	17,20	2,66	3,11	0,09	3,53	5,45	3,12	3,92
Ср. юра	Граниты	Шамшадинская	73,55	0,29	13,86	0,64	2,21	—	1,03	2,21	3,41	1,34
Альб	Граниты	Ахпатская	71,60	0,44	14,30	1,42	2,54	—	0,35	2,89	3,30	0,97
Альб	Кварцевые диориты	Кохб-Чочканская	62,77	0,33	17,66	2,43	3,37	0,08	2,69	5,27	2,94	1,62
Эоцен	Гранодиориты	Цахкашатская	61,30	0,60	15,83	2,69	2,58	0,65	2,29	6,21	3,74	1,88
Эоцен	Кварцевые диориты	Баргушатская	60,43	0,34	18,44	3,32	3,86	0,13	2,98	5,78	2,48	2,45
Эоцен	Кварцевые диориты	Зангезурская	61,55	0,47	17,77	2,58	3,16	0,11	2,38	5,55	3,04	2,57
Эоцен	Гранодиориты	Зангезурская	63,85	0,40	16,66	2,67	2,43	0,08	1,96	4,87	2,94	3,38
Эоцен	Гранодиориты	Баргушатский хр.	64,14	0,47	16,35	2,61	2,07	0,06	1,42	4,04	3,47	2,90
Эоцен	Гранодиориты	Чкнах-Базумская (Геджалинск. хр.)	67,24	0,52	16,26	2,97	2,82	0,07	2,18	3,96	2,04	3,34
Эоцен	Гранодиориты	Айоцдзорская	59,76	0,61	17,00	3,09	3,10	0,11	2,70	5,10	3,57	4,09

Продолжение

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Эоцен	Кварцевые диориты	Севанский рудный район	63,61	0,42	16,11	1,95	2,63	0,11	2,96	4,86	3,26	2,73
Эоцен	Кварцевые диориты	Чибухлинский хр.	64,65	0,84	14,45	2,50	3,94	0,13	1,79	2,99	3,96	2,72
Эоцен	Гранодиориты	Шагалинская	61,34	0,80	13,35	4,53	3,67	5,99	3,49	0,15	2,85	2,45
Эоцен	Граниты	Севанский рудный район	79,90	0,27	13,26	1,72	1,45	0,03	0,52	2,13	4,27	0,47
Эоцен	Граниты	Урутская (Степанаван)	73,45	0,35	11,54	3,31	1,43	0,04	1,14	2,05	2,10	4,01
Эоцен	Порфировидные граниты	Памбакский хр.	66,57	0,39	16,31	0,99	1,61	0,11	1,55	3,10	3,70	5,19
Эоцен	Порфировидные граниты	Айоцдзор	67,54	0,34	15,65	1,65	1,63	0,06	3,02	3,04	3,51	4,07
Эоцен	Порфировидные граниты	Зангезур	68,74	0,29	14,90	2,12	1,73	0,12	0,72	2,33	3,66	3,86
Миоплиоцен	Дациты	Южная Армения	64,54	0,45	15,78	4,34		0,1	1,2	4,05	4,47	2,70
Миоплиоцен	Андезито-базальты	Южная Армения	62,43	0,54	15,78	3,03	1,64	0,8	2,53	4,48	3,45	2,66
—	—	**Щелочные породы**										
Эоцен	Нефелиновые сиениты	Зангезур (Шванидзор)	57,01	0,40	20,70	3,30	1,91	0,16	1,32	2,76	5,46	5,27
Эоцен	Щелочные сиениты	Памбакский хр. (Тежсар)	57,50	0,29	21,13	2,75	1,44	0,16	0,47	2,98	5,14	6,45
—	—	**Базиты и гипербазиты**										
Эопалеозой	Габбро-амфиб., габбро-диабазы, диабазы	Цахкуняцский хребет	49,13	1,86	16,13	4,23	6,04	0,13	6,22	8,76	3,78	1,89
Верхний мел-эоцен	Дуниты	Сев.-вост. побережье оз. Севан	36,69	сл.	0,83	4,75	4,43	0,25	41,67	0,29	0,04	
Верх. мел-эоцен	Перидотиты	Сев.-вост. побережье оз. Севан	39,70	0,01	4,15	5,53	3,00	0,05	34,90	2,10	0,22	
Верх. мел-эоцен	Пироксениты	Сев.-вост. побережье оз. Севан	37,08	сл.	2,90	7,30	1,75	0,20	36,65	2,04	0,63	
Верх. мел-эоцен	Основные породы	Гукасянский район	42,73	0,07	9,3	6,03	2,34	0,05	21,72	10,96	0,34	
Верх. мел	Габбро-нориты	Гукасянский район	56,61	0,57	16,98	5,51	—	0,07	3,70	4,36	3,83	
Верх. мел-эоцен	Габбро	Сев.-вост. побережье оз. Севан	48,83	0,64	18,47	3,41	6,27	0,15	6,01	11,18	2,15	0,84



Выходы порфировидных гранитов эоцена (левая часть снимка) и юрских (?) порфиритов (правая часть снимка) на Капутджухском хребте у оз. Казан-гел.



Миоплиоценовая малая интрузия в районе сел. Котурван (Азизбековский район).

ТАБЛИЦА

средних химических составов наиболее распространенных вулканических и вулканогенно-метаморфических пород Армянской ССР

Возраст пород	Название пород	Содержание окислов									
		SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1. Нижн. палеозой	Порфириты	53,38	0,61	18,75	3,36	5,40	0,08	3,78	6,93	3,24	1,15
2. Девон	Порфириты	48,73	0,72	22,77	4,88	2,39	0,03	5,0	7,28	2,95	2,23
3. Нижняя юра	Авгитовые порфириты	53,85	0,59	13,89	4,64	5,66	0,08	7,43	7,27	1,74	0,91
4. —,—	Плагиоклазовые порфириты	53,67	0,60	15,50	5,82	3,07	0,15	5,13	7,58	3,15	0,76
5. —,—	Кератофиры	72,87	0,30	13,88	2,63	0,41	0,01	1,07	1,42	4,86	0,83
6. Ср. юра	Диабазовые порфириты	48,69	0,97	17,38	5,46	4,26	—	5,36	8,02	3,55	0,44
7. —,—	Кварц-плагиоклазовые порфириты	68,42	0,27	13,78	5,82	—	0,19	0,93	3,05	2,49	0,98
8. —,—	Кварцевые порфириты	61,60	0,61	17,04	4,01	1,09	0,08	2,28	5,18	4,00	0,57
9. —,—	Кварцевые плагиопорфириты	71,79	0,21	12,62	2,82	1,34	0,05	1,22	2,54	4,00	0,65
10. Верхн. юра	Диабазовые авгитовые порфириты	49,64	1,07	14,66	12,68	—	0,16	5,45	6,97	3,34	0,94
11. Верхн. мел (турон)	Авгитово-плагиоклазовые порфириты	53,83	0,25	21,89	1,11	2,13	—	1,74	5,79	4,22	3,58
12. Турон	Трассы	64,82	0,14	13,57	0,64	0,41	0,001	0,64	5,05	1,98	0,80
13. Эоцен	Лабрадоровые порфириты	58,32	0,75	17,42	4,39	2,39	0,07	2,81	6,39	3,40	3,67
14. —,—	Трахиандезиты	62,49	0,67	17,28	3,02	1,63	0,10	1,02	2,75	3,68	5,35
15. —,—	Порфириты	51,37	0,57	20,64	4,62	4,41	0,13	4,16	7,90	1,87	0,82
16. —,—	Авгитовые порфириты	46,36	1,11	16,52	2,86	7,06	—	8,39	10,01	1,52	0,75
17. —,—	Порфириты	64,04	0,55	14,50	5,26	2,29	0,14	2,12	3,59	1,65	4,12
18. —,—	Андезитовые порфириты	56,35	0,11	18,42	5,12	1,96	—	2,87	5,29	4,88	1,47
19. —,—	Диабазовые порфириты	49,78	0,90	18,36	3,80	5,30	0,20	5,74	7,39	2,81	0,98
20. —,—	Кварцевые трахиты	61,69	0,65	17,41	3,12	1,56	0,04	1,34	3,60	3,75	5,36
21. —,—	Трахи-дациты	62,82	0,58	16,77	2,72	2,10	0,09	1,08	2,38	4,23	5,00
22. Верхний миоцен	Липариты, липарито-дациты и перлиты	70,36	0,27	14,95	1,89	0,50	0,05	0,48	1,41	3,83	4,33
23. —,—	Обсидианы	75,71	0,10	13,83	0,31	0,40	0,08	0,05	0,60	4,27	4,64
24. —,—	Андезито-дациты	60,61	0,89	16,67	4,12	1,35	0,19	2,08	4,92	4,30	2,99
25. Верхний плиоцен	Андезито-базальты (долеритовые)	52,51	0,74	17,11	5,65	3,53	0,06	5,26	7,54	2,85	1,75
26. —,—	Андезиты	60,58	0,70	17,59	2,25	3,15	0,10	3,18	5,23	3,09	2,52
27. —,—	Обсидианы	75,28	0,02	12,87	1,42	0,25	0,05	0,10	1,15	4,59	4,20
28. —,—	Дациты	64,68	0,62	15,15	2,99	2,08	0,09	1,69	3,47	4,53	3,81
29. —,—	Липариты и перлиты	73,84	0,09	16,27	1,00	0,29	0,26	1,67	1,70	2,22	1,17
30. Антропоген	Туфолавы артикского типа	64,31	0,76	17,19	3,24	0,71	0,11	1,35	3,15	4,39	2,99
31. —,—	Туфы еревано-ленинаканского типа	63,66	0,73	15,32	2,80	1,19	0,13	1,50	3,49	4,26	3,85
32. —,—	Андезито-базальты, базальты и тефрито-базальты	55,44	0,84	17,92	4,20	3,01	0,08	3,81	7,02	4,06	2,34

ГЛАВА ПЯТАЯ

ТЕКТОНИКА

Вопросы региональной тектоники Армении с той или иной детальностью и под различными углами зрения рассматривались Г. Абихом, Ф. Освальдом, В. П. Ренгартеном, Л. А. Варданянцом, К. Н. Паффенгольцем, В. Е. Хаиным, Л. Н. Леонтьевым, В. В. Белоусовым, М. В. Гзовским, А. А. Габриеляном, И. Г. Магакьяном, Е. Е. Милановским, Э. Б. Аджимамудовым, Р. А. Аракеляном, В. Л. Егояном и автором, признавшим в общем наличие в ее складчатом комплексе несколько выдержанных структурно-фациальных зон, проявляющих значительную индивидуальность в ходе истории геологического развития, в магматизме, металлогении, характере фаций, формах тектоники и др.

Современная наука кладет в основу регионального тектонического анализа сравнительную историю геологического развития. К анализу тектоники Армении и Кавказа вообще этот метод, являющийся безусловно наиболее плодотворным, впервые широко применил В. П. Ренгартен. По тому же пути пошли в дальнейшем В. Е. Хаин, Л. Н. Леонтьев, А. А. Габриелян, Р. А. Аракелян, Е. Е. Милановский, В. Л. Егоян, А. А. Атабекян и автор.

В настоящей работе на основе того же метода с использованием новейших данных геологии и геофизики излагаются основные вопросы региональной тектоники Армении, причем уточняются и развиваются выдвинутые указанными исследователями основные положения по данной проблеме и ставятся некоторые новые вопросы, подлежащие дальнейшей разработке.

1. СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ

В узком понимании тектоника трактует деформации земной коры. Носителем фиксированных деформаций является земная кора, которая под углом зрения технической механики рассматривается как более или менее однородная переменной мощности жесткая сферическая оболочка, залегающая на упругом потенциально жидком магматическом основании.

Вопросы внутреннего строения и мощности земной коры Кавказа рассматривались Л. А. Варданянцом, Е. А. Розовой, Е. И. Бюссом, В. Ф. Бончковским, А. Я. Левицкой, Т. М. Лебедевой, Е. А. Корида-

линым, Н. К. Карапетян. Применительно к территории Армении и сопредельных областей эти вопросы с достаточной подробностью освещены в недавно появившихся работах Н. К. Карапетян (1956).

Указанный автор, используя данные сейсмических станций за 1933—1952 гг. по 26 землетрясениям Малого Кавказа с очагами, расположенными на глубине от 23 до 37 км, построила годограф сейсмических волн.

Согласно полученным ею формулам скорости распространения продольных и поперечных волн оказались соответственно равными: для интервала глубин от 0 до 37 ± 2 км 5.54 км/сек. и 3.28 км/сек.; для интервала глубин от 37 ± 2 км до 52 ± 2 км 6.41 км/сек. и 3,61 км/сек.; для глубин ниже 52 ± 2 км 7.94 км/сек. и 4.46 км/сек. Скорости в первом интервале свойственны гранитоидным породам, во втором—габброидным породам, в третьем—ультраосновным оливиновым породам.

Таким образом, доказывается, что в области Армянского нагорья земная кора в верхней и средней своих частях суммарной мощностью 37 ± 2 км, представлена гранитным слоем, в нижней части мощностью 15 ± 2 км «промежуточным» слоем и залегает на глубинах 52 ± 2 км на оливиновых ультрабазальтовых массах, которые, судя по истории магматической деятельности и составу изверженных пород, находятся, по всей вероятности, в текучем состоянии и служили резервуаром базальтовых излияний и гипербазитовых инъекций.

Н. К. Карапетян в другой работе (1955) мощность коры на Кавказе определяет телесейсмическим методом, пользуясь записями 13 землетрясений Ионического, Средиземного и Аравийского морей в период 1947—1953 гг. Мощность коры, подсчитанная этим методом, оказалась равной: в районе сел. Амасия 53 км, в гор. Кировакан 54 км, в гор. Казах 50 км, в гор. Тбилиси 52 км, между последним и гор. Рустави 51 км, в разрезе хр. Ала-даг в западной части Армянского нагорья 54 км, в разрезе Андийского хребта (Б. Кавказ) — 51 км, под дном Каспийского моря 35 км, в гор. Красноводск 43 км, на правобережьи Карабогаз-гела 43—46 км, у Мангышлакского побережья Каспийского моря 57 км.

Таким образом, оба указанных метода в хорошем согласии друг с другом дают для мощности коры в области Армении величину в пределах 50—54 км.

В этих определениях в состав гранитного слоя мощностью 37 ± 2 км включена также осадочная (осадочно-вулканогенная) покрышка, залегающая на метаморфическом фундаменте эопалеозоя. Мощность ее по стратиграфическим данным не превышает 10 км.

Интересные данные относительно мощности и строения осадочной покрышки Закавказья дали сейсмические наблюдения при трех мощных взрывах, произведенных в 1947 г. на строительстве Мингечаурского водохранилища в Среднекуринской низменности.

По данным Е. А. Коридалина (1948), обобщившего результаты указанных наблюдений, осадочная покрышка в Среднекуринской депрессии имеет мощность 12 км и состоит из четырех субгоризонтально залегающих свит мощностью 3,3 км, 3,4 км, 2,8 км и 2,1 км.

О строении и деформированном состоянии коры в области Армении определенные сведения дают также гравиметрические исследования.

Территория Армении покрыта гравиметрической съемкой масштаба 1:500000 (карта Э. Б. Аджимамудова и П. И. Дунаева), а отдельные области также съемкой масштаба 1:100000 (карты Ш. С. Оганесяна, П. И. Дунаева). Карты аномалий силы тяжести, составленные в редукции Буге, показывают, что территория Армянской ССР характеризуется всецело отрицательными аномалиями силы тяжести, колеблющимися в пре-

делах от 10 миллигал до 140 миллигал, причем на общем отрицательном фоне выделяется большое число локальных полей минимумов и относительных максимумов аномалий силы тяжести.

Важно при этом отметить, что в центральной высокогорной зоне страны с крупными выходами эопалеозойского метаморфического фундамента абсолютное значение отрицательных аномалий значительно больше (100—120 миллигал), чем в низменных краевых зонах (—10 — 60 миллигал).

В соответствии с известными положениями теории фигуры Земли указанный региональный минимум может интерпретироваться как проявление недостатка подкоровых масс, которые были оттеснены из-под коры в период ее общего геосинклинального прогибания. Вместе с этим, новейшие интенсивные поднятия страны, достигающие за послеверхнемиоценовое время величины порядка 2000 м, показывают, что названные подкоровые массы, вероятно, возвращаются в ранее занятое ими пространство и восстанавливается нарушенное изостатическое равновесие, характеризующееся практическим отсутствием напряжений и деформаций.

Выше, в вводных замечаниях отмечалось, что Армения вместе с сопредельными районами Малого Кавказа представляет собой дугообразный в плане мегаантиклинорий, шириной порядка 180—190 км с коэффициентом складчатости 15 %. Отмечалось также, что он образовался на месте такого же масштаба прогиба коры в результате ряда фаз инверсионной складчатости.

Ширина порядка 180—200 км свойственна всем мегаантиклинориям. Б. Кавказ, Урал, Карпаты, Альпы, Понтиды, Тавриды, Анды, Кордельеры, Береговой хребет, Донбасс, Аппалачи, Каледонские и Верхоянские горы, островные дуги все имеют ширину порядка 200 ± 25 км. Такова же ширина современных подводных прогибов коры, называемых поясами Венинг-Мейнеса (Яванский, Марианский, Филиппинский, Курильский, Алеутский, Гватемальский, Атакамский и др. прогибы—тектогены).

В предположении, что указанные тектогены образовались под действием тангенциальных сил, направленных вкрест их простиранию (продольный изгиб) и что сами эти прогибы в устойчивом виде возникли за пределом упругости коры (пластический изгиб), ширину прогибов 200 ± 25 км можно получить, руководствуясь теорией П. Бийларда—А. А. Ильюшина из формулы:

$$L = \pi \sqrt[4]{\frac{EH^3}{12k} \cdot \frac{1-\varphi+3\beta}{4(1-\nu^2)}}$$

где L — ширина прогиба, E — модуль Юнга коры, H — мощность коры, β — отношение модуля Кармана к модулю Юнга, φ — определяемая из опытов и наблюдений величина, зависящая от напряжений, деформаций и модуля Юнга, K — коэффициент субстрата, ν — коэффициент Пуассона.

В согласии с опытными данными модуль Юнга определяется из формулы $E = D_0 R/2$ и равняется при плотности коры $D_0 = 2.82$ г/см³ и радиусе $R = 6371$ км, 900000 кг/см². Мощность коры H в соответствии с приведенными выше данными без осадочной покрышки равняется 44 км.

Коэффициент β при чисто упругой деформации равняется единице и равняется нулю при пределе текучести. Поскольку деформации коры происходят крайне медленно и в условиях довольно высоких температур, то принимается, что кора за пределом текучести не упрочняется. В этих условиях принимается $\beta = 0$.

При $\beta = 1$ $\varphi = 0$, но при $\beta = 0$ имеет место неравенство $0 \leqslant \varphi \leqslant 1$.

Значение коэффициента (модуля) субстрата принимается нами равным разности плотностей коры и подкоровых масс, поскольку мы считаем, что кора в недеформированном состоянии находится в изостатическом (гидростатическом) равновесии, нарушаемом под действием гравитационных (контракционных сил). Средневзвешенная плотность коры по приведенным выше данным равняется 2.81 г/см³, плотность подкоровых магматических масс—3.31 г/см³. Коэффициент Пуассона по данным опытов и сейсмологических исследований при мощности коры 44 км может браться равным 1/3.

Таким образом, подставляя $E=900000$ кг/см², $H=44$ км, $\beta=0$, $\varphi=0$, $K=0{,}5$ г/см³, $\nu=0{,}33$, $\pi=3{,}14$ из указанной формулы получим $L=235$ км. Реально наблюдаемая ширина тектогена Малого Кавказа с учетом коэффициента сжатия 15 % равняется около 215 км.

Напряжение, которое возникает в коре в момент образования устойчивого прогиба (напряжение потери устойчивости), при рассматриваемом одноосном сжатии коры на основе той же теории определяется по формуле

$$\sigma = 2\sqrt{\frac{EHK}{12}\cdot\frac{1-\varphi+3\beta}{4(1-\nu^2)}}-KL,$$

которая при тех же значениях величин под корнем дает $\sigma=2850$ кг/см².

В указанных расчетах мы взяли $\varphi=0$, полагая $\beta=0$. Необходимо по теории брать величину больше нуля, но меньше единицы. В известных опытах Т. Кармана над мягкой сталью при $\beta=0$, значение φ колебалось в пределах от 0. 285 до 0. 455. Принимая для коры последнюю из этих величин, т. е. $\varphi=0.445$ из тех же формул получим $L\simeq200$ км. По опытным данным прочность гранитов и диабазов в условиях гидростатического давления 2960 кг/см² (давление на глубинах 10—15 км) равняется соответственно 9510 кг/см² и 8630 кг/см.²*

Необходимо также отметить, что в прежней литературе указанные формулы использовались обычно для случаев чисто упругих деформаций коры (работы Смолуховского, Венинг-Мейнеса, Магницкого, Гунна и автора) и в них принималось $\beta=1$, $\varphi=0$ и $K=3.32$ г/см². Принятие в расчет последней величины, равной плотности подкорового ультрабазальтового слоя, приводит к значению напряжения потери устойчивости порядка 56000 кг/см². Последующие исследования автора показали, что это напряжение в точности равно тому давлению, которое в пределах волны длиною 400 км оказывает одна половина волны на другую половину в осевой плоскости прогиба. Давление это равно половине веса полной волны коры единичной ширины, отнесенной к единице поперечного сечения коры (200 км$\times$2. 81 г/см³). Из этого следует, что принятие в расчет $K=3.32$ г/см³ игнорирует взвешивающее действие самого магматического субстрата. Учитывая последнее обстоятельство, мы взяли значение K равным разности плотностей коры и подкоровых масс. Наблюдаемые в Армении разрушительные тектонические землетрясения и аномалии силы тяжести, достигающие величины порядка 140 миллигал, показывают, что земная кора здесь напряжена довольно сильно.

Согласно формуле $\Delta g=2\pi fP$, где Δg — аномалия силы тяжести, f — постоянная мирового притяжения, P — действующее в коре радиальное деформирующее напряжение, величина последнего, если считать

*. Ф. Берч, Г. Спайсер и Дж. Шерер, Справочник для геологов по физическим константам, Москва, 1949.

аномалии обусловленными всецело деформациями коры, оказывается равной около 360 кг/см². Это значит, что в рассматриваемой области магматический субстрат давит на прогнутую кору силой до 360 кг/см² и стремится поднять ее (давление материковых покровов льда на кору при мощности порядка 3000 м равно около 300 кг/см²).

Наибольшие отрицательные аномалии силы тяжести в Армении протягиваются в виде более или менее единого пояса северо-запад—юго-восточного простирания. Е. Е. Милановский в одном из своих докладов обратил внимание на приуроченность новейших вулканов Малого Кавказа к этому поясу отрицательных аномалий. Крупнейшие вулканы плиоплейстоценового возраста: Абул, Самсар, Легли, Кармир-блур, Мец-блур, Голгат, Артени, Арагац, Араи-лер, Атис, Зоасар, Аждаак, Спитаксар, Магмаган, Далитапа, Перичингил, Ишханасар все располагаются в этом поясе. Теоретически данная зона коры является наиболее прогнутой, сильнее всего подвержена давлению магматического субстрата и при мозаичном строении коры более других зон проницаема для магматических расплавов. Заметим также, что рядом с этим вулканическим поясом располагается высокосейсмичный пояс Малого Кавказа, протягивающийся в направлении Ахалкалаки—Ленинакан—Ани—Ереван—Нахичевань—Зангезур и фиксирующий пояс относительных максимумов силы тяжести.

Складчатый комплекс Малого Кавказа, как уже указывалось, имеет в плане дугообразную форму. Резкий поворот с близширотного юго-восточного простирания на юго-западное наблюдается в полосе меридиана гор. Ленинакан. Подобный же крутой поворот с близмеридионального юго-восточного простирания на близширотное северо-восточное наблюдается в полосе меридиана гор. Мегри. Дуга, в узком смысле, резко выражена на пространстве между этими полосами.

Причины дугообразного характера складчатого комплекса Малого Кавказа и подобных ему других сооружений разобраны в одной из предыдущих работ автора (1955). Она заключается в сферичности коры и контракционном механизме ее деформации. При прогибании сферической оболочки на упругом основании под действием собственного ее веса могут возникать лишь такие прогибы и поднятия, оси которых располагаются вне больших кругов Земли, поскольку прогибание вдоль последних требует максимума энергии деформации.

2. ФОРМАЦИОННЫЕ ГРУППЫ И ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ЭТАЖИ

Ведущим предметом исследования современной геотектоники является кинематическая проблема механики земной коры, рассматривающая движения земной коры и историю этих движений в связи с другими сопряженными явлениями тектонической активности Земли.

Одной из главнейших основ анализа названной проблемы является учение о геологических формациях, разработанное трудами отечественных ученых—А. Д. Архангельского, Н. С. Шатского, В. В. Белоусова, В. Е. Хаина, Н. Б. Вассоевича, Н. П. Хераскова, В. И. Попова и др.

В согласии с большинством исследователей под формационными группами мы подразумеваем тектонически единые комплексы осадочных или вулканогенно-осадочных отложений, отдельные горизонты которых связаны между собой парагенетически, залегают между собой более или менее согласно и образовались в близких, постепенно и закономерно изменяющихся от этапа к этапу условиях.

Такое определение позволяет выделить в геологическом комплексе Армении ряд формационных групп, которые отражают в истории тектонического развития страны вполне определенные и сходные между собой этапы, основной особенностью которых является сходство фаций на одинаковых тектонических уровнях. Таких групп мы выделяем десять, которые, однако, ввиду наличия между ними значительных пробелов не все и не во всех тектонических зонах выражены одинаково полно.

Указанные формационные группы в нашем определении являются одновременно более или менее обособленными тектоническими этажами, отделенными друг от друга региональными несогласиями и фиксирующими вместе с циклами осадконакопления также тектонические циклы в виде последовательности: региональная трансгрессия—интенсивное прогибание коры с образованием осадочных или вулканогенно-осадочных толщ, регрессия с общей инверсией и складчатостью с соответствующим осадконакоплением, пенепленизация—начало новой трансгрессии. Таким образом, мы выделяем следующие формационные группы—этажи.

1. Эопалеозойский этаж. Наиболее древним является этаж интенсивно дислоцированных перемятых метаморфических сланцев, мраморов и порфиритовых лав, прорванных древними же ультраосновными интрузиями и интрузиями гранитов мигматитовой природы. В Армении и сопредельных с нею областях комплексы древних метаморфических пород выступают на поверхность в виде более или менее крупных «окон», названных исследователями раннего периода массивами. Это—Храмский, Локский, Ахумский, Асрикчайский и Хойский массивы, а также Приереванский массив, выделенный буровыми скважинами.

В детально изученном разрезе Арзаканского массива (обнаженная мощность разреза более 3000 м), судя по составу сланцев, первичные осадки нижних рядов формационной группы (собственно арзаканская свита) слагались из глин (возможно пиробитуминозных), аркозовых песков, конгломератов и туфогенов, которые прослаивались местами известняками; осадки средних рядов (анкаванская свита)—вероятно из граувакков, туфогенов и частью из известняков и глин; верхние ряды (апаранская свита)—из порфиритов, внутриформационных конгломератов, рифовых известняков (фация островных вулканов теплых морей). Как увидим ниже, подобной же последовательностью характеризуются нижние горизонты последующих более молодых формационных групп.

Повсеместно, где обнажается контакт между указанными толщами сланцев и более молодыми отложениями среднего-верхнего палеозоя и мезокайнозоя наблюдаются значительные угловые и азимутальные несогласия, причем первые достигают величины 90°. Наиболее древние отложения, кроющие метаморфический комплекс эопалеозоя, относятся к морскому среднему—верхнему девону (массив между гор. Маку и гор. Хой в северо-западном Иране) и континентальной перми (кератофировые эффузивы Храмского массива). Внутренних несогласий в формации не отмечено. Инверсия и дислокационная складчатость в эопалеозойской геосинклинали относятся, вероятно, к рубежу нижнего и верхнего силура (таконская и некоторые более ранние фазы каледонской складчатости).

По аналогии с фациями пород Дзирульского массива можно полагать, что нижнепалеозойское море в Армении являлось частью мелкого теплого моря (археоциатовое море).

2. Верхнесилурийский—нижнедевонский этаж. К данной формационной группе относится мощная (более 1500 м) толща черных филлитовидных глинистых слюдистых и графитовых сланцев в мелководной мор-

ской фации, подстилающая трансгрессивную (?) толщу морских отложений среднего девона. На каких отложениях залегает эта толща и каково ее тектоническое отношение к толще метаморфических сланцев эопалеозоя остается неизвестным. Отложений достоверного нижнедевонского возраста в области Малого Кавказа тоже неизвестно.

В системе Эльбурса, которая является оротектоническим продолжением системы Малого Кавказа, по данным А. Шталя, нижнедевонские отложения известны в фации классического олдреда Англии. В северо-западном же Иране известны также верхнесилурийские отложения в глинистой фации, однако неизвестно каково их отношение к нижнедевонским отложениям.

Совершенно условно, исходя из общих закономерностей развития Средиземноморской геосинклинали в нижнепалеозойское время, мы полагаем, что верхнесилурийские и нижнедевонские отложения образуют единый тектонический этаж, причем нижнедевонские отложения в фации олдреда должны отражать период регрессии нижнепалеозойского моря и указывать на начало инверсии геосинклинали*. Данных о магматизме данного периода не имеется. Из фауны в данной формационной группе преобладают мелкорослые пелециподы и гастроподы (пелециподово-гастроподовая формация).

3. Среднедевонский—карбоновый этаж охватывает морские отложения среднего и верхнего девона, нижнего карбона, континентальные отложения среднего—верхнего карбона и представлена в Араксинском поясе и южнее нормально-осадочными фациями, а в Севанском поясе—вулканогенно-осадочными морскими отложениями.

В первом поясе в разрезе от среднего девона до нижнего карбона последовательно сменяют друг друга свиты: битуминозных известняков с прослоями и пачками песчаников и глинистых известняков (эйфельский ярус), песчано-глинистых битуминозных известняков (живетский ярус), многократно чередующихся между собой известняков, глинистых сланцев и ортокварцитов с прослоями фосфоритов (франский ярус), многократно чередующихся ортокварцитов и черных глинистых сланцев с прослоями известняков и фосфоритов (фаменский ярус), слюдистых глинистых сланцев, известняков и ортокварцитов (дианантский ярус), имеющих суммарную мощность до 2500 м. Средний—верхний карбон в континентальной фации развит в Северном Курдистане—юго-восточнее Б. Арарата и во многих других областях Анатолии (песчаники и глины, местами пестроцветные, углистые и марганценосные с флорой вестфальского и стефанского ярусов).

В Севанском поясе, в Зангезуре и Иранском Карадаге указанные отложения среднего—верхнего девона прослаивают мощную (более 3000 м) вулканогенную метаморфизованную толщу порфиритового состава.

По данным Г. Рибена (1938), в районе между городами Маку и Хой отложения среднего—верхнего девона трансгрессивно с большим угловым несогласием кроют метаморфическую толщу эопалеозоя, а в Араратской котловине, в разрезе г. Сари-баба отложения нижнего карбона с большим же угловым несогласием перекрываются отложениями нижней перми (данные К. А. Мкртчяна). Крупные гранитоидные абиссальные интрузии Локского и Арзаканского массивов (микроклиновые граниты и некоторые другие породы) и южного Зангезура (Малев-

---

* В данной работе понятие «инверсия» применяется для обозначения замыкания геосинклиналей в целом (общая инверсия)или превращения структурно-фациальных депрессионных зон в антиклинории (частная инверсия по В. В. Белоусову).

ская интрузия) связываются со средне—верхнекарбоновой складчатостью. Такой же возраст для аналогов этих интрузий в Дзирульском массиве установлен радиохимическими методами.

В Анатолии регионально выраженная регрессия в карбоне началась в намюрском веке, почему основной фазой складчатости можно считать в Армении судетскую фазу.

Фауна рассматриваемой формационной группы преимущественно кораллово-брахиоподовая.

4. Пермотриасовый этаж. В Армении отложения перми переходят в отложения триаса постепенно и согласно и имеют вместе мощность порядка 3000 м. Разрез этажа начинается трансгрессивной свитой битуминозных мшанковых известняков (нижняя пермь и низы верхней перми), переходящей выше в свиту чередующихся пиробитуминозных песчанистых и глинистых известняков (верхняя пермь). Выше следует свита серых и красных плитчатых глинистых известняков (нижний триас), еще выше—свита доломитов (средней триас) и далее угленосная свита аргиллитов, алевролитов и песчаников (верхний триас), залегающая уже трансгрессивно. Последней свитой завершается герцинский цикл, который, очевидно, в отличие от таковой для Европы, продлился в Малой Азии несколько дольше, до конца триаса.

Из крупных интрузивных масс в Армении с конечным этапом этого цикла связана, вероятно, интрузия сиенито-диоритов и монцонитов Мегринского хребта в Зангезуре.

Фауна перми преимущественно кораллово-фузулиновая, фауна нижнего —среднего триаса аммонитово-пелециподовая, фауна верхнего триаса—пелециподовая.

5. Нижне-среднеюрский этаж. Юрский период начинается в Малом Кавказе обширной трансгрессией, которая достигает максимума в верхнебайосское —нижнебатское время и далее наступает резко выраженная регрессия между нижним батом и корнбрашем. Последний период обозначается образованием субконтинентальных и континентальных угленосных фаций, имеющих особенно широкое развитие в Грузии.

Лейас начинается базальными конгломератами и аркозовыми песчаниками, которые сменяются выше мощной свитой слюдистых глинистых сланцев, переслаивающихся порфиритами, кератофирами, их пирокластическими разностями и частью граувакками, известняками и нормальными песчаниками. Выше следует лейасового же возраста свита глинистых известняков, смыкающихся фациально с туфобрекчиями и порфиритами (Шагалинский рудный район). Фауна нижнего и среднего лейаса мелководная.

После кратковременной регрессии в конце нижнего аалена новые крупные погружения начинаются с верхнего аалена, которые с небольшими перерывами продолжаются до конца байоса. Базальные конгломераты верхнего аалена сменяются черными глинистыми сланцами, за которыми вверх по разрезу следуют мощные вулканогенные отложения основного состава (авгитовые порфириты и др.).

Еще выше с перерывом располагается мощная толща кварцевых плагиопорфиров, которой подчинены слюдистые глинистые сланцы, известняки и туфогены с глубоководной фауной Phylloceras и Lytoceras, широко развитых в нижнем, среднем и верхнем байосе и частично в нижнем бате. Выше располагается свита углистых глинистых сланцев, желтых песчаников и граувакков с мелкой пелециподовой и гастроподовой фауной, местами полупресноводной. Мощность этажа достигает 3000 м.

В Алавердском рудном районе келловейские отложения залегают над угленосными отложениями бата с угловым несогласием до 20°. В остальных районах Армении, за исключением Айоцдзорского хребта, келловей-оксфордские отложения трансгредируют на байосские и более древние отложения, что должно указывать на значительные поднятия, имевшие место перед келловеем.

Интрузивный магматизм имел в нижней—средней юре заметное развитие. В Антикавказском поясе к этому времени относятся Ахтальская, Тавушская (Бердская) и Атабек-Славянская интрузии кварцевых альбитовых порфиров (плагиогранитов), внедрение которых ставится в связь с периодом излияний кварцевых плагиопорфиров верхнего байоса. Такого же возраста интрузии выделяются в Грузии (Хевская и др. интрузии—данные грузинских геологов) и в Эльбурсе (данные Ф. Клаппа).

Фауна рассматриваемой формационной группы преимущественно аммонитовая и лишь в батском ярусе преобладают мелководные пелециподы и гастроподы, частью полупресноводные.

6. Вехнеюрский—нижнемеловой этаж. Верхнеюрское время начинается в Малом Кавказе обширной келловейской трансгрессией, каторая местами сопровождается извержениями продуктов основной магмы и фиксирована глинисто-песчанистыми осадками с мелководной пелагической фауной. После небольшого перерыва в осадконакоплении наступает оксфордское море, которое продолжает свое существование до конца кимериджа. На дне его накапливаются мощные пирокластические и лавовые образования, прослаиваемые коралловыми известняками (впоследствии доломитизированными) и граувакками. При следующей титонской трансгрессии образуются кораллово-гастроподовые известняки, местами глинистые, при нижненеокомской трансгрессии—пирокластические породы и лавы основного состава, а также известняки и граувакки, при готеривской и барремской трансгрессиях—рудистовые известняки, при аптской трансгрессии—мергели, глины и граувакки с фауной батиальной зоны, при альбской трансгрессии—граувакки, частью пирокластические породы, лавы, песчаники и глины с мелководной, местами полупресноводной фауной пелеципод, гастропод, насекомых и обуглившимися стволами деревьев. Мощность этажа достигает 4000 м.

Как уже указывалось, келловейские отложения в Алавердском рудном районе залегают на батских отложениях с угловым несогласием до 20°. В Шамшадинском районе сеноман залегает на рассматриваемом этаже тоже со значительным угловым несогласием—20—25° (сеноман у сел. Чинчин).

В данной формационной группе количественно преобладают кораллы и гастроподы.

Из интрузивных пород к данному тектоническому этажу относятся Кохб-Чочканская интрузия трондъемитов, интрузии розовых гранитов Банушского интрузивного комплекса, Цавская интрузия розовых гранитов, гранодиоритов и кварцевых диоритов и некоторые интрузии розовых альбитофиров в районе Ахтальского месторождения. Гальки этих интрузий встречаются в базальных конгломератах сеномана и эоцена. К этому же этажу относится Кедабекская интрузия.

7. Верхнемеловой—палеоценовый этаж. В данном этаже снизу вверх следуют трансгрессивные вулканогенно-карбонатные отложения сеномана, турона—коньяка, сантона—нижнего кампана с мелководной рудистово-гастроподово-иноцерамовой фауной, глубоководные мергелистые известняки кампана-маастрихта и флишоидно-молассовые отложения датского яруса—палеоцена, имеющие суммарную мощность порядка 2700 м. Эоценовые отложения в ряде районов залегают на головах пластов

сенонских и датских отложений (бассейны р. р. Веди, Арпа и др.). Из фауны в этом этаже широко развиты рудисты, иноцерамы и гастроподы.

Из интрузивных пород к данному тектоническому этажу относятся габбро-гипербазитовые интрузии Прикуринского, Присеванского (часть интрузий) и Араксинского поясов, внедрившиеся в два-три приема в туроне-коньяке и в верхнем сеноне. Кроме того, с некоторой условностью к данному этажу относится подавляющее большинство пластовых и малых интрузий альбитофиров Алавердского рудного района, имеющих гальку в базальных конгломератах лютетского яруса.

8. Эоценовый—майкопский этаж. Послепалеоценовая история геологического развития Малого Кавказа начинается обширной трансгрессией лютетского моря, которое покрыло всю Армению.

В данной формации, отвечающей по объему коуну и майкопу восточного Кавказа, снизу вверх следуют: нуммулитовая вулканогенно-осадочная толща эоцена мощностью в среднем 2500 м (максимум 4500 м в Присеванской тектонической зоне), нуммулитовые и пресноводные отложения олигоцена мощностью 1000 м, находящиеся в трансгрессивном залегании и включающие в пресноводной фации угли и горючие сланцы, немые пестроцветные полупресноводные грубообломочные молассы и лагунные гипсоносно-соленосные глины верхнего олигоцена—гельвета мощностью до 2000 м. Вулканогенные образования в виде туфовой примеси и прослоев туфобрекчий отмечены также в олигоцене и в гипсоносно-соленосной свите. Сарматские отложения залегают на рассматриваемом тектоническом этаже с угловым несогласием до 70—80° (Приереванский район).

В осадочной фации эоцена широко развиты граувакки, нуммулитовые и рифовые известняки и отчасти конгломераты, песчаники, глины и лигниты. В морской фации олигоцена, развитой в Аракскинском поясе, широко распространены нуммулитовые туфогенные песчаники, глины (частью гипсоносные), коралловые известняки, полупресноводные цереновые ракушечники и внутриформационные конгломераты. В пресноводной фации верхнего олигоцена, развитой в Присеванской тектонической зоне, преобладают глины, намывные туфы—туфопесчаники, углистые и пиробитуминозные сланцы с редкими прослоями пресноводных ракушечников. Молассовая пестроцветная толща, залегающая резко несогласно на нуммулитовом олигоцене, и эвапоритовая гипсоносно-соленосная толща глин лишены фауны. Общая инверсия геосинклинали намечается отчетливо между оверзом и олигоценом, причем наблюдаемое чередование в последнем внутриформационных конгломератов, солоноватоводных ракушечников, коралловых известняков и нуммулитовых песчаников указывает, очевидно, на выдвижение вдоль осевой полосы Малого Кавказа геоантиклинального поднятия в конце эоцена. Более интенсивные поднятия в той же полосе намечает грубообломочная толща пестроцветных косослоистых молассов низов миоцена. Последние вместе с толщей гипсоносно-соленосных глин принадлежат к типу осадков межгорных котловин, занятых полупресными и солеными водами. Наиболее мощные складчатые движения в период накопления отложений данной формации имели место между оверзом и нижним олигоценом (пиренейская и триалетская фазы), между средним олигоценом и средним миоценом (савская фаза) и между средним и верхним миоценом (штирийская фаза).

С рассматриваемым тектоническим этажом связано подавляющее большинство третичных интрузий Армении—пластовые интрузии габбро-диоритового—габбро-порфиритового состава (габброидные интрузии без ромбических пироксенов), некоторые интрузии габбро-гипербазитового

пояса Присеванской тектонической зоны, все послемеловые абиссальные гранитоидные и щелочные интрузии, некоторые пластовые интрузии липарито-дацитового состава.

Из фауны наиболее распространенными являются в породах данной формации нуммулиты (в эоцене и олигоцене).

9. Тортонско-киммерийский этаж. Послемайкопская история геологического развития Армении начинается кратковременными ингрессиями караганского и конкского морей и далее более обширной трансгрессией средне—верхнесарматского моря, которая сопровождается вулканическим пароксизмом грандиозного масштаба.

В Араксинском поясе, к которому приурочены нормально-осадочные фации верхнего миоцена—нижнего плиоцена, в разрезе этажа снизу вверх следуют: песчано-глинистые отложения (с прослоями оолитовых известняков, горючих сланцев, ракушечников и гипса) с полупресноводной пелециподово-гастроподовой фауной среднего —верхнего сармата, грубообломочные конгломератово-песчано-глинистые молассы с прослоями углистых сланцев, гастроподовых и пелециподовых пресноводных ракушечников мэотиса; молассы с преобладанием глин красного цвета с мэотической же фауной, соленосные глины и рыхлые песчаники (соленосная толща Кохбской мульды), вероятно, понтического возраста. Мощность формации порядка 3500 м.

Вне Араксинского пояса осадочный комплекс смыкается фациально с мощной (до 1500 м) вулканогенной толщей центрального вулканического нагорья Армении, где им подчинены многочисленные небольшие прослои лигнитов с пресноводной гастроподовой фауной. В той же зоне, в Нахичеванской котловине развиты морские карбонатные отложения чокрака (фоладовые слои) и карагана (аналоги спаниодонтелловых слоев), включаемые в состав тортонского яруса.

Угловое несогласие между подстилающим и перекрывающим тектоническими этажами достигает 90° и более. Складчатость комплекса обусловлена, главным образом, восточно-каквазской (роданской) фазой.

Из глубинных пород с данным этажом связаны малые интрузии базальтового, андезито-дацитового, дацитового, липарито-дацитового и трахилипаритового составов, связанные генетически с вмещающими их вулканогенными отложениями.

Из фауны преобладающими в количественном отношении являются полупресноводные и пресноводные пелециподы и гастроподы.

Грубообломочные молассы в мэотисе ставятся в связь с интенсивным поднятием хребтов в области сноса в конце сармата (аттическая фаза).

10. Верхнеплиоценовый—антропогеновый этаж. Начало данного этажа во времени отмечается трансгрессией акчагыльского моря в Кура-Араксинской низменности. Этаж составлен лавами и пирокластическими породами разного состава (от базальтов до обсидианов), озерно-речными отложениями, разнообразными наносами и частично торфом. В ископаемой фауне встречаются преимущественно слоновые, парнокопытные и приматы. Мощность комплекса весьма изменчивая и достигает, по-видимому, максимума 1500 м в районе г. Ишханасар на Сисианском плато. В большинстве районов основанием комплекса служат покровы акчагыльских долеритовых базальтов, которые залегают на предыдущем тектоническом этаже с угловым несогласием до 90° и более.

Из интрузивных образований, связанных с данным этажем, известна лишь одна пластовая интрузия долеритовых габбро-базальтов, размещенная в соленосной толще Приереванского района. Предполагается, что

эти породы генетически связаны с эффузивными долеритовыми базальтами верхнего плиоцена того же района,

Характерными особенностями выделенных выше формационных групп являются следующие:

а. Каждая группа начинается региональной трансгресией и завершается региональной регрессией и, таким образом, отмечает собой полный цикл осадконакопления.

б. Каждая группа, несмотря на наличие внутриформационных перерывов в осадконакоплении, образует единый тектонический этаж, который отделен от более древних и молодых этажей значительными угловыми несогласиями, причем наиболее интенсивная дислокационная складчатость и горообразование приходятся на конец группы.

в. В пределах каждой группы цикл осадконакопления начинается относительно мелководными осадками, заменяется далее относительно глубоководными осадками и венчается полуморскими-полуконтинентальными отложениями, которые представлены угленосными паралически-лимническими отложениями, молассами или лагунными эвапоритовыми фациями.

г. В фаунистически охарактеризованных морских отложениях широкое развитие имеют рифовые фации (рудистовые, коралловые, мшанковые), которые указывают в целом на мелководные (40—50 м) условия осадконакопления (девон, карбон, пермь, верхняя юра, неоком, турон—сантон, палеоген, миоцен); относительно глубоководные батиальные условия накопления существовали лишь в нижнем триасе, байосе—нижнем бате, апте, кампане и маастрихте. Несмотря на незначительные глубины морей (40—200 м, реже 1000 м), на дне их накопились отложения мощностью в объеме отдельных формационных групп в среднем 3500м, что указывает на компенсацию осадконакопления прогибанием коры. Избыток компенсации наблюдается в конце групп, когда накапливались угленосные и молассовые отложения.

д. Эффузивная вулканическая деятельность, как правило, начинается попутно с крупными трансгрессиями. Главная масса вулканических продуктов приурочивается к нижним и средним горизонтам выделенных формационных групп—лейас и байос, кимеридж и нижний неоком, верхний турон—нижний кампан, эоцен, сармат—мэотис, акчагыл—антропоген.

е. Синэпейрогенные пластовые и малые интрузии, а также интрузии гипербазитов во времени внедрения приурочиваются к средним горизонтам формационных групп, а синорогенные абиссальные интрузии, представленные, главным образом, кислыми и щелочными породами—к средним и верхним их горизонтам, причем внедрение синорогенных интрузий начинается на том уровне формационных групп, где относительно глубоководные фации вверх по разрезу сменяются относительно мелководными фациями (батские, предсеноманские и предолигоценовые гранитоиды и щелочные интрузии).

3. РАЗЛОМЫ И ФЛЕКСУРЫ ГЛУБОКОГО ЗАЛОЖЕНИЯ

Одной из важнейших особенностей земной коры в Армении является мозаично-глыбовое ее строение, отмеченное разломами и флексурами глубокого заложения, которые расчленяют кору на ряд узких зон и глыб и проявляют перманентность в своем развитии. Как теперь выяснено, указанного типа разломы, называемые глубинными разломами,

составляют планетарного масштаба категорию тектонических структур и играют чрезвычайно важную роль в эволюции земной коры. Проблема глубинных разломов, как таковая, была сформулирована и обстоятельно проработана отечественными учеными и, в частности, А. В. Пейве. Литература, посвященная этой проблеме, значительная, однако следует заметить, что зачастую под названием глубинных разломов описываются и такие разломы, которые принадлежат в действительности к другим генетическим типам. Так, например, ряд исследователей внедрение габбро-перидотитовой магмы, дающей линейные или дугообразные пояса интрузий, связывает с глубинными разломами, причем, по всей видимости, они исходят из того, что трещины, по которым поднимаются магматические расплавы, достигают от дневной поверхности до самого основания коры. Очевидно, при такой постановке вопроса любую интрузию можно связывать с наличием глубинных разломов, что однако, как известно, не находит должных доказательств, хотя нередки случаи, когда в действительности к глубинным разломам приурочиваются интрузии различных составав. Другой крайностью является объяснение всяких резких изменений мощностей отложений вкрест простирания структурно-фациальных зон наличием глубинных разломов. Возможно этой тенденции не избежал и автор данной работы.

Основным критерием для установления глубинных разломов является резкое несоответствие в мощностях и полноте сопоставляемых разрезов отложений по обе стороны плоскости, по которой нарушена сплошность коры. Как было показано автором (1955), такие разломы теоретически должны возникнуть в краевых зонах структурно-фациальных депрессионных зон и носить характер деформации сдвига (скалывания). Это следуют из того положения механики, что при деформации изгиба срезывающие силы являются максимальными в точках пересечения синусоиды изгиба с горизонтальной осью координат. Таким образом, подобные краевые разломы образуют один из ведущих классов дислокаций, нарушающих сплошность земной коры.

Вторым ведущим классом таких дислокаций являются трещины растяжения, которые возникают вдоль наиболее прогнутых и сводообразно приподнятых зон изогнутой коры. Это следуст из элементарного положения механики о том, что изгибающие силы являются максимальными в гребнях синусоиды изгиба. Следовательно, при продольном изгибе коры в структурно-фациальной депрессионной зоне коры должны возникать разрывные нарушения по ее краям и оси. Вместе с ними в случае дугообразного плана этой депрессионной зоны во внешней выгнутой дуге зоны должны возникать радиальные или кулисообразно расположенные трещины растяжения, а во внутренней вогнутой дуге—трещины скалывания. Точно так же во внутренней, наиболее прогнутой зоне коры, под которой образуются продольные трещины растяжения, должны возникать трещины скалывания.

Нарушения сплошности коры происходят также при деформациях кручения, горизонтальном перемещении одних блоков коры по отношению к другим блокам и т. д., однако, таковые, по-видимому, имеют небольшие масштабы.

Указанные деформации в принципе выдерживаются также в период дислокационной складчатости, которая совершается во время инверсии (выворачивания) структурно-фациальных депрессионных зон. При инверсии, ввиду известной разницы между длиной дуги и хорды прогиба, происходит смятие осадочной покрышки, причем в сводовых зонах антиклиналей образуются трещины растяжения, а на далеких крыльях

—трещины скалывания, перерастающие во взбросы и надвиги*. При мозаичном строении фундамента инверсия будет носить дифференциальный характер и осадочная покрышка, следуя за движением восходящих глыб, может разорваться в плане разрывов фундамента, которые могут иметь ориентировку, отличную от ориентировки структурно-фациальных зон покрышки.

В двух недавно опубликованных работах (1954—1955) нами показано, что при горизонтальном сжатии прогибающейся коры верхние ее слои мощностью до 10 км, ввиду незначительной упругости (порядка 200000 кг/см^2), дают локальные выпучивания, в то время, как средние и нижние слои, ввиду большой упругости (порядка 1000000 кг/см^2), испытывают простое сжатие, причем эти выступы испытывают по краям деформации разрывы в виде трещин скалывания. По-видимому, этот тип разрывных дислокаций имеет тоже локальный характер.

Таким образом, из описанных разрывных дислокаций к категории глубинных разломов должны быть отнесены сдвиговые разломы, развивающиеся по краям депрессионных зон или иначе тектогенов**. Что касается крупных трещин других типов, то они теоретически могут перерождаться в глубинные разломы при повторном вовлечении области в процесс геосинклинального погружения, ввиду концентрации в них деформирующих напряжений.

Необходимо подчеркнуть, что возможность образования в коре глубинных разломов чрезвычайно большая. Теоретически она превосходит возможность образования тектогенов.

Выше мы отметили, что «естественным» состоянием коры является недеформированное изостатическое состояние и что при этом модуль упругости ее равняется величине порядка 1000000 кг/см^2 (модуль упругости углеродистой стали равняется 2000 000 кг/см^2).

При горизонтальном сжатии (например, при сжатии между двумя сближающимися платформами) кора стремится изогнуться по синусоиде, как плита на упругом основании. Согласно приведенной выше формуле, при чисто упругом процессе деформации, напряжение, при котором образуются устойчивые прогибы, определяется из выражения:

$$\sigma = 2\sqrt{\frac{EHK}{12(1-\nu^2)}} - kL$$

Подставляя принятые выше значения упругости, мощности и модуля субстрата, получим $\sigma = 11000$ кг/см^2, в то время, как прочность коры равняется 10000 кг/см^2. Отсюда следует, что кора, прежде чем изогнуться, должна разорваться, причем разрыв произойдет в краевой части зоны, ширина которой определяется первой из вышеприведенных формул. Второй случай—случай изгиба без разрыва возможен в том случае, если кора, прежде чем разорваться, перейдет всецело в пластическое состояние. Тогда напряжение будет определяться второй из вышеприведенных формул, в которой фигурируют параметры пластичности. По-видимому, в большинстве случаев происходит разрыв, а затем изгиб со значительным прогибанием.

---

* Вслед за Ю. А. Косыгиным складчатость подразделяется нами на два типа: структурный и дислокационный. Структурная складчатость возникает в период прогибания коры и накопления осадков и контролируется в известной мере структурно-эрозионным рельефом коры; дислокационная складчатость возникает в период инверсии прогибов коры и, накладываясь на структурную складчатость, усиливает ее.

** Этим термином нередко обозначаются единичные узкие, глубоко прогнутые интрагеосинклинальные зоны, на месте которых после инверсии возникают складчатые горные сооружения. Они известны в литературе также под названием поясов Вениг-Мейнеса.

В частности, к этой категории структур относятся так называемые тафрогеосинклинали. Таковы же некоторые из описываемых ниже тектонических зон Армении.

Признаки глубинных флексур и разломов, древних и относительно молодых, довольно многочисленны и отмечены во многих районах Армении, однако с большей или меньшей достоверностью в настоящее время можно говорить лишь о четырех регионально выдержанных глубинных флексурах и разломах, которые одновременно являются границами тектонических зон.

Первый из разломов—Ширакско-Зангезурский—намечается вдоль полосы Ланинакан—Кировакан—Севан—Мартуни—Сисиан— Гиратах—Шишкерт и отделяет описываемую ниже Ахтинскую зону от Присеванской и Кафанской тектонических зон.

На юге Армении, в Зангезуре вдоль западного склона Хуступ-Чиманского хребта С. С. Мкртчяном в 1938 г. было установлено крупное разрывное нарушение, по которому девонские отложения западного крыла приводятся в контакт с юрскими отложениями восточного крыла структуры. В работе 1948 г. западное крыло структуры нами рассматривалось как длительно развивавшееся интрагеоантиклинальное поднятие, а восточное, наоборот, как интрагеосинклинальный прогиб. Позднее, Р. А. Аракелян указал, что указанное разрывное нарушение имеет характер глубинного разлома и обусловливает собою резкую разницу между ними. В недавно опубликованной работе (1956) А. А. Габриелян обрисовал общую картину зоны разлома в более крупном и несколько ином плане.

Ниже в виде сравнительной таблицы приводятся стратиграфические разрезы обоих крыльев структуры с указанием мощностей отложений.

Стратиграфические подразделения	Центральный Зангезур (Ахтинская зона) западное крыло разлома	Восточный Зангезур (Кафанская зона) восточное крыло разлома
Девон	Мощность >3000 м	Не обнажается —
Лейас	» 400 м	Мощность >1500 м
Доггер	Отсутствует —	» 300 м
Мальм	» —	» 1700 м
Неоком	» —	» 950 м
Апт	» —	» 350 м
Верхний мел	Мощность >530 м	» > 900 м
Эоцен	» 400 м	» 400 м

Таким образом, в рамках мезокайнозойского цикла разница в мощностях отложений между обоим крыльями составляет около 4800 м. Западное крыло во все юрское и нижнемеловое времена являлось, очевидно, зоной минимальных и отрицательных мощностей. Что касается верхнемелового и палеогенового времен, то, по всей вероятности, обе зоны погружались тогда одновременно, причем западная зона возможно погружалась значительно интенсивнее и испытала интенсивную же инверсию в конце эоцена, прорываясь мощными интрузиями гранитоидных и щелочных абиссальных пород.

Второй район резких контрастов мощностей и полноты разрезов—это бассейн верхнего течения р. Агстев в направлении, перпендикулярном к Памбакскому и Иджеванскому (Далидагскому) хребтам.

Ниже приводится сравнительная таблица стратиграфических разрезов для этого района.

Стратиграфические подразделения	Памбакский хребет (Ахтинская зона) южное крыло разлома		Иджеванский хребет (Присеванская зона) северное крыло разлома	
Эопалеозой	Мощность	>1000 м	Мощность	>1000 м
Лейас	Отсутствует	—	»	> 600 м
Доггер	»	—	»	>1500 м
Мальм	»	—	»	1000 м
Альб	»	—	»	600 м
Верхний мел	Мощность	600 м	»	600 м
Эоцен	»	> 600 м	»	2500 м
Олигоцен	Отсутствует	—	—	1000 м

В створе, перпендикулярном к Базумско-Ширакскому и Цахкуняцскому хребтам, к северу от параллели гор. Ленинакан, соотношения между мощностями и стратиграфическими разрезами можно иллюстрировать следующей таблицей.

Стратиграфические подразделения	Ширакско-Базумская система (Присеванская зона)—северное крыло разлома		Западная часть Цахкуняцского хребта (Ахтинская зона)—южное крыло разлома	
Эопалеозой	Не обнажается	—	Мощность (обнажение на склонах г. Голгат)	500 м
Юра	Мощность	1400 м	Отсутствует	—
Турон-коньяк	»	600 м	Мощность	200 м
Сенон	»	400 м	»	>400 м
Эоцен	»	4500 м	»	>400 м
Олигоцен	»	400 м	Отсутствует	—

Таким образом, в рамках мезокайнозоя в области Памбакского и Иджеванского хребтов разность в мощностях между крыльями разлома достигает около 7500 м, а в области Базумского, Ширакского и Цахкуняцского хребтов—около 6000 м. Необходимо отметить, что на южном склоне Ширакского хребта наблюдается опрокидывание складок в сторону Ленинаканской котловины, сопровождающееся разрывами близширотного простирания, что гармонирует с представлением о наличии здесь глубинного разлома или глубинной флексуры. Что касается области Памбакского хребта, то здесь зона разлома намечается лишь на основании большой разницы между мощностями и разрезами, хотя в долине р. Агстев тоже намечаются разрывы запад—северо-западного простирания.

Существование описанного глубинного разлома сказывается с большой достоверностью с начала юрского времени. В течение всего лейаса область, лежащая к югу и юго-западу от этого разлома, вплоть до конца нижнего аалена стояла выше уровня моря и питала терригенным материалом лейасовое море южного Закавказья. Равным образом эта область в преобладающей части стояла выше уровня моря также в верхней юре (после келловея), неокоме и апте и опять-таки снабжала терригенным материалом бассейн, лежавший севернее и северо-восточнее зоны разлома—флексуры. В этой связи следует заметить, что нижнемеловые отложения типа тех, которые развиты в восточном Зангезуре—валанжин, готерив и баррем, мергели аптского возраста, глауконитовые песчаники альбского возраста широко развиты также на западном про-

должении рассматриваемого опущенного крыла глубинного разлома между г. Ерзнка и г. Байбурд в Восточной Анатолии, южнее зоны развития черного лейаса южной части Понтических цепей.

Продолжением рассматриваемого глубинного разлома на западе является, по-видимому, региональный разлом северо-восточного простирания, прослеживающийся в Восточной Анатолии по полосе Тортум—Олты—Геле.

Второй глубинный разлом—Ани-Ордубадский—намечается вдоль полосы Ани—Артик—Алапарс—Магмаган (вулкан на Гегамском нагорьи)—Ехегнадзор—Азизбеков—Ордубад. Эта полоса замечательна тем, что является границей между эвгеосинклинальной и миогеосинклинальной областями Армянской геосинклинали на продолжении всего палеозоя, мезозоя, палеогена и нижнего —среднего миоцена. К северо-востоку от этой полосы в геосинклинальном заполнении преобладают вулканогенные фации при широком развитии гранитоидных абиссальных пород (эвгеосинклиналь), а юго-западнее—нормально-осадочные фации при отсутствии гранитоидных абиссальных пород (миогеосинклиналь). О наличии разрывов глубокого заложения вдоль этой полосы бесспорных данных не имеется и о них приходится судить по косвенным данным.

Во-первых, в пространстве к западу от Гегамского нагорья, непосредственно южнее указанной полосы, имеются мощные отложения среднего-верхнего миоцена, вскрытые буровыми скважинами под лавами склонов г. Арагац и среднего течения р. Раздан (гипсоносно-соленосная и зангинская толщи). Севернее этой линии указанные отложения либо совершенно отсутствуют, либо имеют чрезвычайно незначительные мощности. В частности, в среднем течении р. Раздан, в районе сел. Алапарс, в северном крыле разрыва выступают отложения эопалеозоя, прикрытые частично отложениями сенона и эоцена, а на южном крыле под молодыми лавами залегают средне-верхнемиоценовые отложения, которые, по данным гравиметрических исследований Ш. С. Оганесяна, имеют мощность порядка 1,5—2 км. Севернее отсутствуют также олигоценовые и верхнеэоценовые отложения, которые в южной зоне имеют мощность порядка 1,5 км.

Во-вторых, к зоне разлома тяготеет большое количество центров новейших вулканических излияний, причем центры излияний Гегамского нагорья имеют линейное расположение и, как отметили Ф. Ю. Левинсон-Лессинг и К. Н. Паффенгольц, связаны с единой зоной трещин глубокого заложения. По-видимому, с этой же зоной связаны многочисленные минеральные источники углекислых вод в южной части Ленинаканской котловины, на северо-восточных склонах Гегамского нагорья и в среднем течении р. Арпа, а также очаги землетрясений в районе гор. Ани, гор. Ленинакан, сел. Джамушлу, Гегамского нагорья и Айоцдзора.

В-третьих, по данным А. А. Габриеляна и А. Т. Вегуни, в долине р. Шатин (правый приток р. Арпа, впадающий в нее ниже сел. Ехегнадзор) ,где проходит линия разлома, эоценовые отложения левобережья реки по своей мощности много раз больше таковых правобережья.

Наконец, существенно отметить, что к южному и юго-западному крылу разлома приурочивается наиболее крупный в Армении абсолютный минимум аномалий силы тяжести, достигающий в районе сел. Фонтан и Алапарс значения порядка 140 миллигал (в редукции Буге).

Учитывая приуроченность к южному крылу разлома морских отложений верхнего эоцена и олигоцена и лагунно-морских отложений среднего—верхнего миоцена, имеющих суммарную мощность порядка 3000 м и отсутствие или незначительную мощность их в северном кры-

ле, можно заключить, что крупное линейное погружение в пределах южного крыла намечалось, вероятно, с верхнего эоцена. Что касается более раннего времени, то можно предположить, что во всяком случае в эоценовое время, а возможно и в сенонское время, областью максимальных прогибаний являлось северо-восточное крыло, где заведомо больше мощность эоценовых отложений.

Третий разлом, описанный автором (1955) под названием Ереванского глубинного разлома, намечается вдоль полосы: устье р. Дигор (нижнее течение р. Ахурян)—ст. Кармрашен—сел. Агавнатун—сел. Паракар—сел. Тазагюх (южнее гор. Ереван)—сел. Абовян—сел. Двин—сел. Даргалу—сел. Веди—сел. Арпа—сел. Джагры—гор. Джульфа. Признаки, необходимые для установления глубинных разломов, выражены в этой полосе классически. Мощности мезозойских и третичных отложений к югу от зоны разлома по сравнению с таковыми северного крыла незначительные, разрезы весьма неполные и, кроме того, в зоне отмечен ряд крупных, хорошо картируемых разрывных нарушений.

Ниже приводятся две сравнительные таблицы, иллюстрирующие различия разрезов и мощностей в крыльях разлома.

Стратиграфические подразделения	Разрез по линии Ереван—Двин (Ереванская зона)—северо-восточное крыло разлома	Разрез по линии Енгиджа—Тазагюх (Приараксинская зона)—юго-западное крыло разлома
Эопалеозой	Не обнажается	Мощность > 50 м
Верхний мел	Мощность >1000 м	Отсутствует —
Лютет-оверз	» 2100 м	» —
Приабон-олигоцен	» 1000 м	Мощность 250 м
Средний миоцен	» 1600 м	» 220 м
Сармат	» 800 м	Отсутствует —

Стратиграфические подразделения	Хребет Бозбурун, правый склон ущелья р. Веди (Ереванская зона) — северное крыло разлома	Хребет Урц, левый склон ущелья р. Веди (Приараксинская зона)—южное крыло разлома
Пермь	Не обнажается	Мощность > 300 м
Юра	Мощность > 400 м	Отсутствует —
Сенон	» 600 м	» —
Лютет-оверз	» 2200 м	Мощность 200 м
Олигоцен	» 200 м	» > 200 м
Миоплиоцен	» 500 м	Отсутствует —

Разность в мощностях составляет в первом разрезе около 6000 м, во втором разрезе более 3500 м, причем такой резкий контраст проявляется на расстоянии сотен метров вкрест простирания зоны разлома. Интересно при этом заметить, что в нижнесенонских конгломератах северного крыла разлома большое участие принимают гальки из кристаллических сланцев эопалеозоя и известняков перми (с фузулинами), которые были снесены с южного крыла разлома, то есть из Приараксинской

зоны. Много галек фузулиновых известняков отмечено также в нижнем диком флише среднего эоцена северного крыла зоны в бассейне среднего течения р. Веди, которые, несомненно, тоже были снесены с Приараксинской зоны. Важно при этом указать, что в Ереванском третичном бассейне, непосредственно северо-восточнее линии разлома, оси складок меловых и третичных отложений имеют северо-восточное простирание, а юго-западнее—северо-западное простирание.

Выделение описываемого разлома в дальнейшем обосновании, очевидно, не нуждается. Отметим лишь, что в южном крыле разлома, в Приараксинской зоне, почти повсеместно от Еревана до Джульфы эоценовые отложения по мощности в 5—10 раз меньше, чем в северном крыле, олигоценовые меньше в 3—5 раз, миоценовые (чокрак-сармат)— в 3—6 раз. Кроме того, как уже отмечалось, к зоне этого разлома приурочены интрузии габбро-перидотитово-пироксенитовой формации, обнажающиеся в бассейнах рек Веди и Джагри-чай и относящиеся к турон-коньякскому возрасту, а также ряд субвулканических интрузий миоплиоценового возраста и большое количество минеральных источников, откладывающих большие массы травертина.

Рассматриваемый разлом на западе скрывается под молодыми лавами и намечается здесь лишь по данным гравиметрических исследований, однако, не вызывает никакого сомнения, что он принадлежит к сбросовой зоне северной Анатолии, которая прослежена зарубежными геологами от Мраморного моря до района устья р. Ахурян в западной части Араратской котловины. Таким образом, с учетом указанных данных, по Армении и Нахичеванскому краю протяженность зоны глубинного разлома составляет около 2000 км. Возможно, он продолжается также в Иране, в направлении от района Джульфы к району Тебриза.

В указанных выше разрезах не фигурировали мэотическо-понтические отложения, которые достигают мощности порядка 3000—3500 м и имеют широкое развитие в западной половине Араратской котловины, южнее зоны разлома (молассовые и соленосные отложения Кохбской мульды). Севернее зоны разлома они либо отсутствуют, либо переходят фациально в менее мощные (до 300—600 м) вулканогенные отложения (вохчабердская толща и ее аналоги). Нам представляется, что в конце сармата имела место инверсия крыльев разлома—северное крыло разлома было приподнято, а южное прогнуто. Такое предположение подкрепляется тем, что в указанной области Араратской котловины глинисто-мергельные отложения верхнего сармата с морской фауной переходят кверху в грубообломочные молассы с пресноводной фауной мэотиса, достигающие мощности до 3000 м. Снос материала был, очевидно, с окружающих молодых поднятий. Отметим также, что южное крыло разлома явилось областью интенсивного прогибания также в нижне-среднечетвертичное время, которое отмечалось накоплением в Араратской котловине озерных отложений мощностью до 400 м и флексурным погружением верхнемиоценовых лав и нижне-среднечетвертичных террас (220м, 130 м и 75 м) в направлении от северного крыла разлома к южному крылу.

Мэотическо-понтические молассовые отложения в прошлом заполняли, по всей вероятности, также восточную половину Араратской котловины и приараксинские районы Нахичеванской котловины, но были размыты в средне-верхнеплиоценовое время. Противоположное утверждение не объясняет почему в Нахичеванской котловине на огромных площадях сохранились легко размываемые песчано-глинистые соленосные отложения сармата.

Следующий—четвертый разлом, по всей вероятности, тоже глубинный; по данным турецких геологов, прослеживается в бассейне правого склона долины Верхнего Аракса вдоль северного склона хр. Армянский пар (Агры-даг) и к востоку уходит под лавовый покров Большого Арарата, и таким образом, Приараксинская тектоническая зона вместе с Араратской низменностью оказывается ограниченной с севера и юга глубинными разломами.

Судя по выходам мэотическо-понтических молассовых отложений на северо-западном склоне Б. Арарата (у сел. Аргачи), можно полагать, что разлом ограничивает дальнейшее распространение указанных отложений в южном направлении, к гребню хребта.

О геологическом строении хр. Армянский пар известно очень мало. По литературным данным Г. Абиха, А. Марголиуса и Н. Лебедева, в его строении установлено участие древних метаморфических сланцев, вулканогенных отложений с гиппуритовой фауной, туфоосадочных отложений эоцена, молодых послеэоценовых лав и интрузий ультраосновных пород. Последние обнажаются непосредственно южнее Кохбской мульды и тяготеют также, как и Б. и М. Арарат, к зоне рассматриваемого разлома.

Зона разлома прослеживается в Западной Армении в район к северо-востоку от гор. Алашкерт и далее в район к северу от гор. Хнус (Н. Эжеран и Е. Лан—1955).

Кроме указанных разломов, намечается также несколько других, относительно небольших разломов, обнаруживающих ряд признаков, присущих глубинным разломам.

Один из таких разломов прослеживается непосредственно южнее сел. Ноемберян, вдоль южного склона долины р. Барана.

В северном крыле разлома турон-коньякские отложения, имеющие на правом склоне р. Кохб мощность около 1000 м, в 2,5 км южнее, в южном крыле разлома отсутствуют совершенно и верхнесантонские отложения залегают непосредственно на сеноманских отложениях с грубыми базальными конгломератами в основании. Далее, сеноманские отложения, имеющие в долине р. Кохб мощность 150—200 м, в южном крыле разлома, юго-восточнее р. Барана имеют мощность около 1000 м. Кроме того, альбская вулканогенно-осадочная толща Котигюх-Джуджеванского участка мощностью до 1000 м, в северном крыле антиклинория отсутствует, и отложения верхнего сантона залегают непосредственно на маломощном сеномане.

Таким образом, в период, предшествовавший верхнесантонской трансгрессии, вдоль р. Барана существовал разлом или флексура глубокого заложения, который разграничивал юго-восточную часть района от северо-западной. При этом отчетливо рисуется такая картина, что в альб-сеноманское время зоной максимального осадконакопления являлось юго-восточное крыло разлома, а в турон-коньякское и нижнесантонское времена—северо-восточное крыло разлома (район Ламбалу—Калача). Зона разлома отмечена также интенсивной дислокацией отложений. В то время, как в сторону от зоны падение пластов достигает обычно 10—15°, в самой зоне они падают под углами 60—90° (правый склон ущелья р. Барана).

Другой разлом намечается на южном склоне западной части Иджеванского хребта, севернее сел. Джархеч. Здесь указанный хребет образован на основе трапецеидальной антиклинальной складки широтного простирания.

В центральной части структуры над толщей келловея—оксфорда последовательно залегают коралловые известняки и доломиты кимерид-

жа мощностью 400 м, песчано-глинистые отложения альба мощностью 70 м, туфогены и песчаники турона-коньяка мощностью 150 м и сенона мощностью 400 м. Этот комплекс перекрывается среднеэоценовыми отложениями, на южном же крыле структуры, севернее сел. Джархеч последние подстилаются непосредственно отложениями келловея—оксфорда и местами кимериджа и, таким образом, на расстоянии 2—3 км вкрест простиранию фациально-структурной зоны, из-под эоценовых отложений выпадает толща мощностью более 1000 м. Это явление может интерпретироваться двояко. Первое—отсутствие меловых отложений на юге—явление первичное и обусловлено наличием глубинного разлома, развивавшегося в период осадконакопления. Второе—меловые отложения на юге были размыты в послесенонское и доэоценовое времена ввиду резкого выпучивания южной зоны. Данных для однозначного решения вопроса недостаточно.

Разлом глубокого (?) заложения П. Ф. Сопко (1955) намечает вдоль долины р. Марцигет. По его данным, разрезы эоценовых отложений к северу и югу от долины среднего и верхнего течений реки резко разнятся как по мощности, так и по фациальному составу. Амплитуда разрыва, по его данным, составляет 400—500 м, падение сместителя 60—85° на северо-восток, причем опущенным является юго-западное крыло, а в зоне разлома широко развиты гидротермально измененные окварцованные туфы, туфогены и порфириты, относящиеся к эоцену. Зона разлома, по данным П. Ф. Сопко, прослеживается по простиранию более чем на 30 км.

Касаясь геометрических особенностей глубинных разломов, необходимо отметить, что они, как правило, не являются едиными однородными плоскостями скалывания, а представляют скорее более или менее извилистые зоны сближенных параллельно или кулисообразно расположенных разрывов, достигающие иногда ширины в несколько километров и отклоняющиеся во времени в ту или другую сторону. Нам представляется, что такая картина обусловлена неоднородностями тектонического строения и жесткостью осадочной покрышки и подстилающих верхних слоев метаморфического субстрата и тем, что на больших глубинах рассматриваемые разломы должны быть представлены едиными выдержанными плоскостями смещений.

Кроме описанных выше глубинных разломов, на территории Армении отмечен также ряд крупных, так называемых, синорогенных разломов, которые не обнаруживают характерных признаков длительного развития, однако, подвижки незначительной апмлитуды по ним происходили, по-видимому, неоднократно. Разломы эти будут описаны ниже вместе с тектоническими зонами, к которым они приурочены.

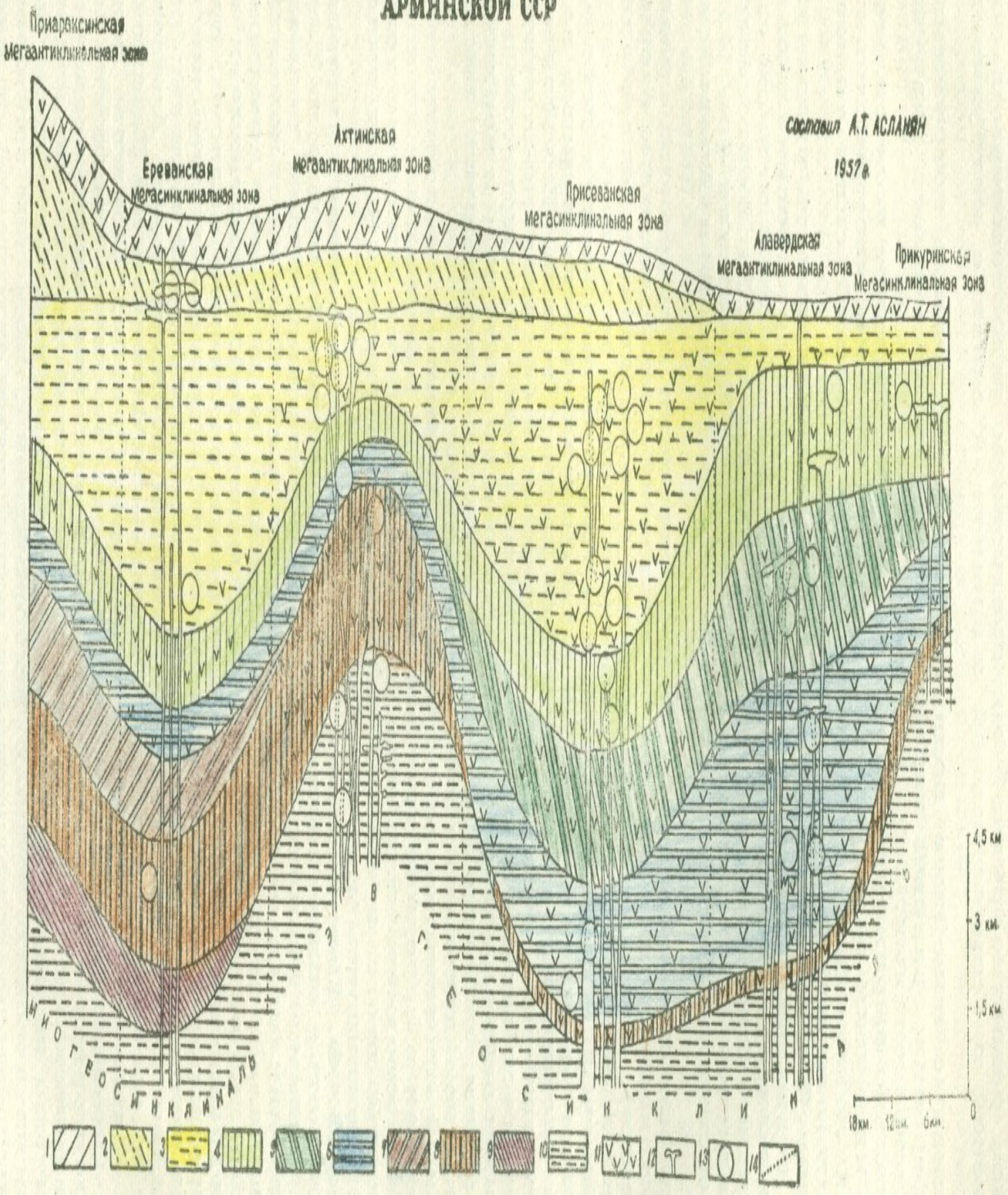
ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

Важнейшими особенностями геологии Армении являются:

а. Интенсивная складчатость серии отложений от эопалеозоя до нижнего плиоцена включительно, выражающаяся в почти повсеместном смятии пластов вплоть до их опрокидывания при наличии структурных этажей, отделенных друг от друга региональными несогласиями.

б. Исключительно широкое распространение разнообразных по химическому составу, петрографическим особенностям, условиям залегания и возрасту эффузивных и интрузивных пород, а также грауваккоз, представляющих, по-видимому, намывные туфогены.

СВОДНЫЙ ФАЦИАЛЬНО-СТРУКТУРНЫЙ РАЗРЕЗ АРМЯНСКОЙ ССР



1. Плиоплейстоценовый тектонический этаж. 2. Верхнемиоценовый-среднеплиоценовый тектонический этаж. 3. Нижне-среднетретичный тектонический этаж. 4. Верхнемеловой-послеэоценовый тектонический этаж. 5. Верхнеюрский-нижнемеловой тектонический этаж. 6. Нижне-среднеюрский тектонический этаж. 7. Перм-триасовый тектонический этаж. 8. Средне-верхнедевонский-нижнекарбоновый тектонический этаж. 9. Верхнесилурийский-нижнедевонский тектонический этаж. 10. Эвгеосинклинальный тектонический этаж. 11. Вулканогенная фация. 12. Интрузивные породы. 13. Постмагматические рудные месторождения. 14. Границы тектонических зон среднетретичного времени отмеченные флексурами и разломами глубокого заложения.

в. Большие мощности и градиенты мощностей отложений и резкие контрасты фаций при наличии фаций глубоководных отложений.

г. Широкое развитие рудной минерализации гидрогазотермального генезиса в тесной пространственной и временной связи с интрузивным магматизмом.

д. Интенсивные новейшие поднятия и относительные погружения, носящие дифференцированный характер и сопровождающиеся разрушительными землетрясениями.

е. Регионально выраженное отрицательное аномальное поле силы тяжести (до 140 миллигал в редукции Буге) при наличии многочисленных относительных локальных полей максимумов аномалий силы тяжести (от 10 до 20 миллигал).

В современной тектонической номенклатуре совокупность указанных особенностей позволяет отнести область Армении к ортогеосинклинальной категории макроструктур земной коры, завершающей в данном случае свое развитие общей диференцированной инверсией. Этой ортогеосинклиналью является Малоазиатская или Тавро-Кавказская (по В. В. Белоусову) геосинклиналь, заключенная между Русской и Аравийской платформами.

Ввиду крайне неоднородного своего строения и широкого развития покровных недислоцированных образований (лавы, молодые озерные и др. отложения), маскирующих структуру более древних отложений, тектоническое районирование Армении представляет значительные трудности. Это усугубляется также тем, что план тектонических деформаций со временем менялся здесь и иногда фациально-структурные зоны одних этапов расходятся с таковыми для других этапов. В частности, подобные азимутальные несогласия в расположении фациально-структурных зон намечаются между эопалеозоем и мезозоем, пермотриасом и мезозоем, нижним и верхним мелом и особенно между майкопом и верхним—средним миоценом, но при всем этом решительно доминирует наследственное влияние древнего плана дислокаций.

Современный оротектонической комплекс Армении в основных своих чертах был создан в середине третичного времени, в интервале от конца эоцена до конца среднего плиоцена. Ниже приводится описание тектонических зон для этого времени. В дальнейшем вкратце будет описываться также зональность для новейшего времени.

Следуя за В. Ф. Пчелинцевым, для краткости описания, интересующие нас складчатые области между южными цепями Армянского Тавра и северными цепями Малого Кавказа включительно, будем называть Армянской геосинклиналью (ортогеосинклиналью). Согласно номенклатуре геосинклиналей, предложенной Г. Штилле и М. Кеем, Армянская ортогеосинклиналь по характеру фаций, мощностей, магматизма и мобильности, подразделяется нами на две резко различные области, одна из которых предствляет собой эвгеосинклиналь, а другая—миогеосинклиналь. Граница между ними намечается вдоль дугообразной полосы: развалины гор. Ани в бассейне нижнего течения р. Ахурян—г. Арагац—сел. Алапарс в среднем течении р. Раздан—г. Магмаган на Гегамском нагорьи—сел. Ехегнадзор—сел. Азизбеков—гор. Ордубад. Область, лежащая к югу и юго-западу от указанной полосы, является миогеосинклиналью и характеризуется развитием почти исключительно осадочных фаций, спорадическими проявлениями геосинклинального подводного вулканизма, почти полным отсутствием абиссальных кислых и щелочных интрузий, магматических рудных месторождений, наличием эвапоритовых хемогенных фаций, сокращенными мощностями отложений, большой частотой эпейротектонических колебательных движений, преобладанием

брахиантиклинальных форм складчатых структур. В пределах Армянской ССР данная область выделяется нами под названием Араксинского (Среднеараксинского) оротектонического пояса.

Область, лежащая к северу и северо-востоку от указанной полосы, является эвгеосинклиналью и характеризуется исключительно широким развитием эффузивных и абиссальных гранитоидных пород, рудной минерализацией постмагматического происхождения, крайне ограниченным развитием пород нормально осадочной фации, в том числе фации ортокварцитов и эвапоритовой фации, приуроченной к районам, переходным к миогеосинклинали, широким развитием граувакковых литофаций, большими мощностями отложений, значительной распространенностью складок линейного типа, относительно быстрым замыканием фациально-структурных зон, ограниченным количеством фаз сильной дислокационной складчатости.

В пределах Армянской ССР в составе эвгеосинклинали нами выделяются два оротектонических пояса—Антикавказский на крайнем северо-востоке и Севанский—на юго-западе. Каждый из выделяемых двух поясов имеет ширину порядка 60—70 км и отмечает собой более или менее единый в отношении тектоники, геоморфологии и фациального состава структурный комплекс. В миогеосинклинальной области, сложенной главным образом осадочными отложениями, проявления вулканизма, фиксированные лавами и туфобрекчиями, известны на крайне ограниченных площадях—в юре Джульфинского ущелья, Айоцдзорского хребта и бассейна р. Веди, в верхнем эоцене—олигоцене Ордубадского района, в миоцене и плиоплейстоцене на значительно большей площади. В эвгеосинклинальной области, сложенной главным образом вулканогенными отложениями, вулканические породы широко развиты в девоне, перми, нижнем-среднем лейасе, байосе, келловее, оксфорде, кимеридже, неокоме, альбе, сеномане, туроне, коньяке, сантоне, нижнем кампане, эоцене, миоцене, плиоцене, плейстоцене. Равным образом в первой области отсутствуют абиссальные кислые и щелочные интрузии, в то время как во второй области они имеют исключительно широкое распространение. С ними же связана широко проявленная постмагматическая сульфидная минерализация, почти полностью отсутствующая в первой области. Далее структурно-фациальные депрессионные зоны первой области не обнаруживают сколько-нибудь сильных признаков выворачивания в ходе инверсии геосинклинали, то есть, наиболее глубоко прогнутые части этих зон после реставрации первичного тектонического рельефа оказываются наиболее пониженными также после общей инверсии геосинклинали. Этим мы объясняем отсутствие в этой области абиссальных гранитоидных интрузий и соответствующих рудных месторождений, полагая, что кислая магма образуется путем переплавления глубоко прогнутых частей коры и пронизывает ее до верхних горизонтов при выворачивании прогибов. Эвгеосинклинальная область, наоборот, обнаруживает резкое выворачивание депрессионных фациально-структурных зон. Наиболее эффективно выражено это в Присеванской тектонической зоне, которая испытала выворачивание (обращение) в конце эоцена.

Касаясь вопросов тектонического районирования по магматическому признаку, необходимо подчеркнуть, что в послемайкопское время пространственные соотношения между эвгеосинклиналью и миогеосинклиналью заметно меняются—происходит довольно резкий сдвиг области вулканической деятельности в сторону бывшей миогеосинклинали и прекращение вулканизма на большей части площади бывшей эвгеосинклинали. Пояс вулканической деятельности протягивается теперь в направлении Карсского плато—Арагац—Гегамское нагорье—Варденисский

хребет—Зангезур—Карадаг с ответвлением на север к Ахалкалакскому нагорью. Мощная вулканогенная толща этого пояса (сармат—понт, верхний плиоцен и антропоген) охватывает, главным образом, переходную полосу между бывшими эвгеосинклиналью и миогеосинклиналью и к юго-западу смыкается фациально с одновозрастными нормально осадочными лагунно-озерными и солоноватоводными отложениями Среднеаракского пояса. Гравитационное поле последнего характеризуется относительным максимумом аномалий силы тяжести (до 60 миллигал в редукции Буге), а неовулканический пояс—минимумом аномалий силы тяжести (до 140 миллигал в редукции Буге). Из этого следует, что земная кора в неовулканическом поясе, несмотря на высокий рельеф, является значительно более прогнутой, чем в Среднеараксинком поясе, который выполнен в значительной мере миоплиоценовыми нормально осадочными отложениями и отличается низменным рельефом. В этом же поясе, в наиболее низменных частях рельефа, в Араратской долине местами среднетретичные отложения на глубинах 500—600 м подстилаются метаморфическими сланцами эопалеозоя.

По номенклатуре Г. Штилле рассматриваемый новейший вулканический пояс квалифицируется нами как пояс субсеквентного вулканизма, который очерчивает огромную дугу, протягивающуюся с некоторыми перерывами от Мраморного моря до оз. Севан и далее до района оз. Урмия.

Тектонические зоны, подчиненные указанным категориям структур, имеют в целом запад—юго-восточное простирание. Таких зон выделяется семь, объединяемых в три оротектонических пояса.

Средняя ширина мегаантиклинория Малого Кавказа составляет, как уже отмечалось, 190 км; названные три оротектонических пояса, входящих в состав этого мегаантиклинория, имеют ширину 60—70 км каждый. В каждом из последних выделяются по две и в одном случае три тектонических зон, шириной 30—35 км каждая; далее в отдельных тектонических зонах наличествуют в среднем три друг друга дополняющие складчатые структуры (антиклинории и синклинории) шириной 10—12 км каждая.

Тектонические зоны по простиранию испытывают резкие ундуляции, выраженные в четкообразном строении фундамента и осадочной покрышки.

Складчатость покрышки обычно параллельна простиранию тектонических зон, то есть ориентирована в направлении с запада на юго-восток и далее на северо-восток (в верховьях Нижнего Аракса). Коэффициент складчатости (сжатия или смятия) в среднем для всего мегаантиклинория колеблется в пределах 10—20 %.

Указанное направление складчатости наряду с ундуляциями тектонических зон и шарниров складок свидетельствует о двухосном сжатии коры при значительном преобладании сил, действовавших вкрест простиранию геосинклинали. Ниже приводится характеристика отдельных тектонических зон*.

А. АНТИКАВКАЗСКИЙ ОРОТЕКТОНИЧЕСКИЙ ПОЯС

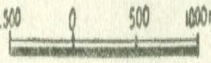
Под Антикавказским поясом подразумевается внешняя северо-восточная дуга Малого Кавказа, которая располагается между Храмско-Куринской низменностью, с одной стороны, и системой цепей Базум-

* Ввиду ограниченности объема работы описание складчатости приводится в обобщенной форме, без детальной характеристики отдельных складок.

СВОДНАЯ

СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ КОЛОНКА

Прикуринской мегасинклинальной зоны



Система	Отдел	Ярус	Мощ. в м.	Характеристика пород
Третичная	Неоген, Плио.	Верх. Акчаг.	300	Долеритовые и др. базальты.
	Мио.	Карага.	20	Известняки с Spaniodontella и конгломераты
	Палеог. Эоцен	Средн.	500	Авгитовые и плагиоклазовые порфириты чередующиеся с туфобрекчиями, туфоконгломератами, туфопесчаниками, известняками с Nummulites laevigatus.
Меловая	Верхний	Нижний кампан Сантон	600	Конгломераты, туфопесчаники, туфобрекчии, порфириты и известняки, выше витрофировые туфы и известняки и мергели с Pachidiscus levii и P. colligatus
		Турон-коньяк	1000	Порфиритовые туфы, туфобрекчии, конгломераты, известковистые песчаники, туфопесчаники, порфириты, альбитофиры и линзы рифовых и рудистовых известняков с Vaccinites inaequus. Radiolites trigeri
	Нижний	Альб-сеноман	600	Туфогенные породы и известняки с Inoceramus crippsi, туфопесчаники и углистые копалоносные глины с Kossmatella agasizi
Юрская	Верхний		1000	Разнообразные порфириты, туфобрекчии, туфы, туфогены, детритусовые, рифовые известняки доломиты и кремнисто-оскольчатые песчаники с Sowerbiceras tortisulcatum, Ptygmatis pseudobruntrutana, Pseudonerinea jailiensis

ского, Геджалинского, Иджеванского и Мургузского хребтов, с другой стороны, и отличается в оротектоническом отношении кулисообразным сочетанием коротких складчатых хребтов, ориентированных обычно косо к простиранию пояса и сложенных почти исключительно из средне-верхнемезозойских и частью эоценовых отложений и разнообразных интрузивных пород преимущественно мезозойского возраста.

В пределах Армянской ССР названный пояс подразделяется на следующие две тектонические зоны:

а. **Прикуринская мегасинклинальная зона.** Охватывает предгорья Малого Кавказа, примыкающие непосредственно к долинам Храма и Куры, и прослеживается полосою в направлении Ахалкалаки—Болниси—Акстафа—Шамхор—Кировабад—Мир-Башир. В пределы Армянской ССР входит лишь небольшая часть зоны—примыкающие к Куринской низменности участки Ноемберянского и Шамшадинского районов. Северо-восточная граница зоны проходит, по всей вероятности, вдоль Куры и Алгета и, таким образом, ширина зоны составляет около 30 км.

В строении зоны основное участие принимают вулканогенно-осадочные отложения сеномана мощностью до 400 м, турона—нижнего кампана мощностью до 1000 м, мергели и глинистые известняки верхнего кампана—маастрихта и местами датского яруса мощностью до 600 м и вулканогенные отложения среднего эоцена мощностью до 500 м, которые в региональном плане образуют крыло Храмско-Куринского мегасинклинория общекавказского простирания, погружающееся под более молодые олигоценовые, миоплиоценовые и четвертичные отложения долины Куры. Субстратом указанного комплекса являются в долине среднего течения р. Храм нижнеюрские песчано-глинистые отложения, кератофиры и туфы перми и метаморфические сланцы эопалеозоя, прорванные карбоновыми гранитами; в названных районах Армении и далее на юго-востоке, в Азербайджане комплекс этот залегает на верхнеюрской, а местами на альбской вулканогенно-осадочных толщах и лишь в одном пункте, у ст. Ковлар, из-под него выступают метаморфические сланцы, относимые то к мезозою, то к эопалеозою.

В продольном направлении зона обнаруживает резкую отрицательную ундуляцию в бассейне нижнего течения р. Агстев, где от размыва сохранились эоценовые отложения, отсутствующие как на северо-западе, так и на юго-востоке вдоль простирания зоны.

По данным бурения, в долине Куры, на этом комплексе залегает толща майкопских отложений, которые выше сменяются последовательно средне—верхнемиоценовыми и плиоплейстоценовыми отложениями. В обнажениях майкопские отложения широко развиты в Нафталанском районе, между Кировабадом и Мир-Баширом, где они отделяются от сенона туфогенно-осадочными отложениями палеоцена—эоцена. В пределах Армении, в Ноемберянском районе, на верхнесенонских отложениях залегают непосредственно известняки караганского яруса. Из интрузивных пород в армянской части зоны встречаются оливиновые габбро и пластовые залежи базальтов, а также пластовые залежи и субвулканические интрузии (корни излияний) липарито-дацитового состава, размещенные в вулканогенной толще коньяка-сантона.

Из рудных проявлений в армянской части зоны известны гидротермальные проявления гематита, приуроченные к кислым эффузивам нижнего сенона (район сел. Ламбалу), барита и пиролюзита, имеющего осадочно-экзгаляционное происхождение и приуроченное к розовым известнякам, прослаивающим сантонскую вулканогенную толщу.

Характерными особенностями зоны являются преобладание верхнемеловых отложений, линейная складчатость общекавказского простира-

ния, отсутствие абиссальных гранитоидных интрузий, относительно широкое развитие малых и субвулканических интрузий, отсутствие постмагматических сульфидных руд, отсутствие выворачивания прогиба, в котором отлагались рассматриваемые отложения*. Этими особенностями данная зона резко противопоставляется соседним зонам.

Основной фазой дислокационной складчатости для зоны считается позднеэоценовая—предмайкопская (пиренейская) фаза; возможно определенное влияние имели также предкараганские (штирийские) фазы, обусловившие смятие майкопских отложений на юго-восточном продолжении зоны—между Кировабадом и Мир-Баширом. Во всяком случае, как показали флористические исследования Г. М. Касумовой, в олигоценовое время в данной зоне и юго-западнее существовало низкогорное залесенное сооружение, выдвинутое после эоцена. Отложения же последнего по всей зоне дислоцированы с сенонскими отложениями согласно и по единому плану. О несогласном залегании караганских известняков на верхнесенонских мергелях говорилось выше. Очевидно, возраст дислокационной складчатости не моложе среднего миоцена и не древнее позднего эоцена.

б. **Алавердская (Сомхето-Карабахская) мегаантиклинальная зона.** Прикуринская зона к юго-западу переходит в мегаантиклинальную зону, прослеживающуюся по полосе Богдановка—Алаверди—Иджеван—Заглик—Кедабек, имеющую ширину порядка 30—35 км.

В строении зоны принимают участие, главным образом, юрские, частично меловые, эоценовые и миоплиоценовые отложения, а также интрузивные породы кислого и частично основного составов. Субстратом являются метаморфические сланцы эопалеозоя, обнажающиеся в ядрах крупных антиклинориев в бассейнах р. р. Лок, Ахум и Асрик-чай и прорванные местами гранитами карбона (Локский массив). Покровный комплекс сложен вулканогенными и частично осадочными отложениями нижней, средней и верхней юры суммарной мощностью до 5000 м, нижнего и верхнего мела мощностью до 1500 м, среднего эоцена мощностью до 800 м, а также молодыми верхнемиоценовыми и верхнеплиоценовыми лавами и туфобрекчиями, достигающими мощности 1000 м и залегающими с большим угловым несогласием на размытой эрозионно расчлененной поверхности эоценовых и более древних отложений.

В направлении с запада—северо-запада на восток—юго-восток, в пределах зоны выделяется ряд антиклинориев и синклинориев.

На северо-западе, на границе Армянской и Грузинской ССР выделяется Локский антиклинорий широтного простирания, в ядре которого выступают метаморфические сланцы эопалеозоя, прорванные средне—верхнекарбоновыми микроклиновыми гранитами. Ось антиклинория круто погружается на запад и на восток. В центральной наиболее приподнятой части структуры, в пределах юрских и эоценовых отложений, намечаются второстепенные антиклинальные и синклинальные складки меридионального простирания. Восточные крылья этих антиклинальных складок обнаруживают довольно крутое (до 40—50°) падение, а западные—пологое (до 15—20°). Оси их погружаются на юг и путем периклинального замыкания пластов соответствующие структуры переходят к югу в моноклиналь.

---

* Здесь и в последующем изложении мы будем пользоваться терминами «обращенный» и «необращенный» синклинорий. Структурно-фациальные депрессионные зоны, которые при замыкании выворачиваются, именуются обращенными синклинориями, а таковые, сохраняющие после замыкания и общей инверсии основные морфологические черты первичной доинверсионной структуры—необращенными синклинориями.

Южнее Локского антиклинория располагается Лалварский синклинорий, сложенный средне—верхнеюрскими и эоценовыми отложениями. Ось его образует дугу юго-запад—северо-восточного простирания.

По правобережью р. Дебед параллельно указанному синклинорию протягивается Чатындагский антиклинорий, ось которого подковообразно выгнута к западу и круто погружается на юг—юго-восток и северо-восток. В центральной, наиболее приподнятой части структуры на широкой площади развиты нижне—среднеюрские отложения, а в периклинальных частях—эоценовые и верхнемеловые отложения. В переходной полосе, между указанными крупными структурами, к которой приурочены рудные колчеданные месторождения Алаверди, Шамлуг и Ахтала, наблюдается ряд второстепенных антиклинальных трапецеидальных и синклинальных складок меридионального простирания, первые из которых контролируют оруденение Шамлугского и Ахтальского месторождений. Восточнее Чатындагского антиклинория, параллельно ему, протягивается Кечалдагский антиклинорий, который сложен средне—верхнеюрскими и частично нижнеюрскими(?) отложениями и отделен от первого Маралдагской синклиналью. Юго-восточнее, в среднем течении р. Агстев, прослеживается эффектно выраженный Иджеванский необращенный синклинорий, выполненный, в основном, верхнеюрскими и верхнемеловыми отложениями. На юге он имеет широтное простирание и отделяется от структур соседней с юго-запада тектонической зоны крупным флексурным нарушением, вдоль которого повсеместно наблюдается опрокидывание южного крыла синклинория на север. В восточном направлении, в долине р. Агстев, эта широтная структура круто поворачивает на северо-восток и прослеживается в Куринскую депрессию, где, резко раскрываясь, переходит в моноклиналь близширотного — юго-восточного простирания. Между параллелями сел. Верх. Агдан и Ачаджур, по обоим склонам ущелья р. Агстев, проходят разрывные нарушения близмеридионального простирания, которые придают синклинорию характер грабена.

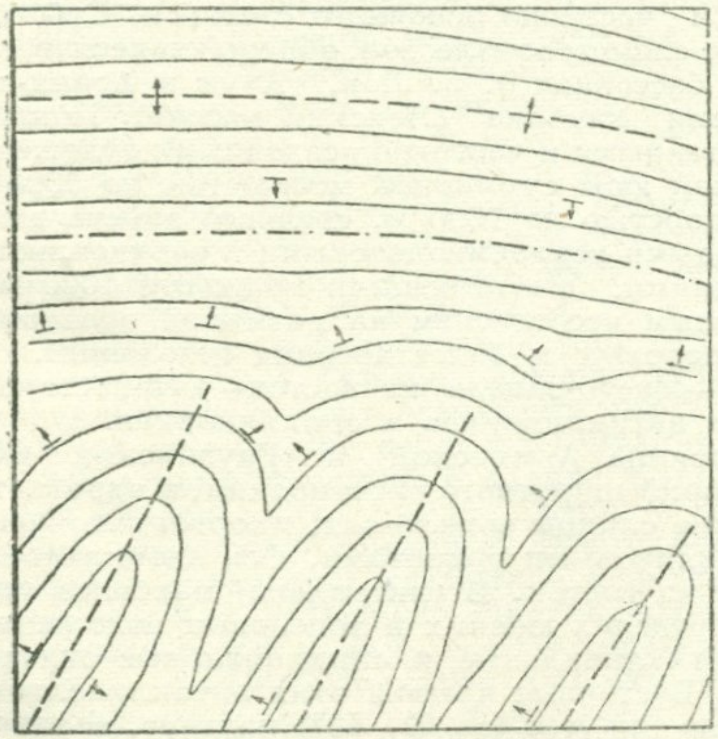


Схема смыкания антикавказских складок с общекавказскими в Иджеванском районе

Оси антиклиналей

Оси синклиналей

Углы падения пород

К юго-востоку Иджеванский синклинорий примыкает к Шамшадинскому антиклинорию, в строении которого основное участие принимают средне—верхнеюрские и верхнемеловые отложения, образующие в пределах рассматриваемой зоны, к северу от Мургузского хребта, крупную моноклиналь близширотного простирания, погружающуюся к Куринской депрессии и обнаруживающую второстепенную складчатость северо-восточного простирания.

На северном склоне Мургузского хребта, где проходит граница с соседней с юго-запада Присеванской тектонической зоной, простирание пластов строго широтное, а падение крутое.

Все описанные структуры имеют антикавказское простирание и во взаимном своем расположении придают тектонической зоне кулисообразное строение. Отдельные структуры имеют простирание, в общем противоположное простиранию тектонической зоны. Приближаясь к границам соседних тектонических зон—к Прикуринской и Присеванской—антиклинальные структуры, погружаясь, периклинально замыкаются, а разделяющие их синклинальные структуры сильно раскрываются и, таким образом, антикавказские структуры переходят на границах зон в структуры общекавказского простирания. Подобные же соотношения между тектонической зоной и подчиненными ей локальными структурами имеют место в описываемой ниже Ереванской зоне. Эти соотношения представляют значительный теоретический интерес, поскольку существует представление, что локальные структуры в своем простирании контролируются простиранием вмещающей структурно-фациальной зоны, между тем, в рассматриваемом случае имеются значительные отклонения от этого положения.

В продольном направлении зона обнаруживает резко выраженные положительные ундуляции в пределах Алавердского и Шамшадинского рудных районов, которые отделяются друг от друга поперечной Идженванской депрессией. Первые два района являются обращенными брахисинклинориями, созданными еще в среднемеловое время.

Из интрузивных пород в Алавердской зоне широко развиты гранодиориты и граниты. Ограниченное развитие имеют основные интрузивные породы, слагающие малые тела и дайки.

Наиболее крупными являются Банушская и Кохб-Чочканская интрузии гранитоидов, относимые к предсеноманскому времени и Бердская интрузия плагиогранитов, относимая к верхнебайосскому—нижнебатскому времени. Малые гранодиоритовые (альбитофировые) интрузии, прорывающие средне—верхнеюрские отложения Алавердского рудного района, являются, несомненно, досреднеэоценовыми, но более точно часть их древнее Чочканской интрузии, другая часть, возможно, связана генетически с верхнемеловым вулканизмом, давшим в соседней Прикуринской зоне альбитофировые лавы. Некоторые гранитоидные интрузии зоны принадлежат к позднеэоценовому возрасту. К ним относятся небольшие гранитоидные интрузии на склонах г. Лалвар, прорывающие эоценовые отложения, гранитные интрузии, обнажающиеся у сел. Ахпат и Цахкашат, малые интрузии в бассейне р. Марцигет и небольшие выходы гранитоидных интрузий на северном склоне Мургузского хребта. В зоне исключительно широко развиты дайки диабазов и диабазовых порфиритов и отчасти альбитофиров. Из рудных образований очень характерны для данной зоны гидротермальные колчеданные и полиметаллические сульфидные руды. Заметное развитие имеет также гематит-магнетитовое, свинцово-цинковое и медно-молибденовое гидротермальное оруденение, а также оруденение марганца осадочно-экзгаляционного типа, приуроченное к коньяк-сантонским отложениям.

Складчатые структуры зоны оформились в итоге ряда тектонических фаз. Наиболее сильными были орогенезы на границе бата и келловея, альба и сеномана, верхнего мела и эоцена, эоцена и верхнего миоцена. Кроме того, наблюдаются большие угловые несогласия между эопалеозоем и нижним лейасом. В современном виде складчатость оформилась, главным образом, после эоцена, поскольку отложения последнего дислоцированы интенсивно и совместно с более древними меловыми и юр-

скими отложениями и прорваны вместе с ними интрузивными массами как абиссального, так и гипабиссального типов.

В новоальпийское время зона проявляет отчетливые геоантиклинальные тенденции развития с конца нижнемелового времени и далее обращается в размываемое горное сооружение с конца эоценового времени (обращенный синклинорий).

Литологические исследования показали, что майкопский бассейн Прикуринской зоны питался терригенным материалом, снесенным с Сомхето-Карабахской области, куда входит рассматриваемая зона.

Как уже отмечалось, в западном направлении складчатый комплекс Алавердской зоны уходит под мощный пологий покров верхнемиоценовых андезитовых лав Кечутских и Ашоцких гор. Этим устанавливается верхний возрастной предел дислокационной складчатости.

Таким образом, основными характеристиками Алавердской тектонической зоны являются: исключительно широкое развитие юрских и меловых вулканогенных отложений, наличие интрузий юрского и мелового возрастов, кулисообразное расположение локальных складчатых структур, имеющих антикавказское простирание, широкое развитие постмагматических руд колчеданного и полиметаллического типов, приуроченных к обращенным брахиантиклинорям. В собственно структурном смысле она отличается от соседних тектонических зон антикавказским направлением складчатости.

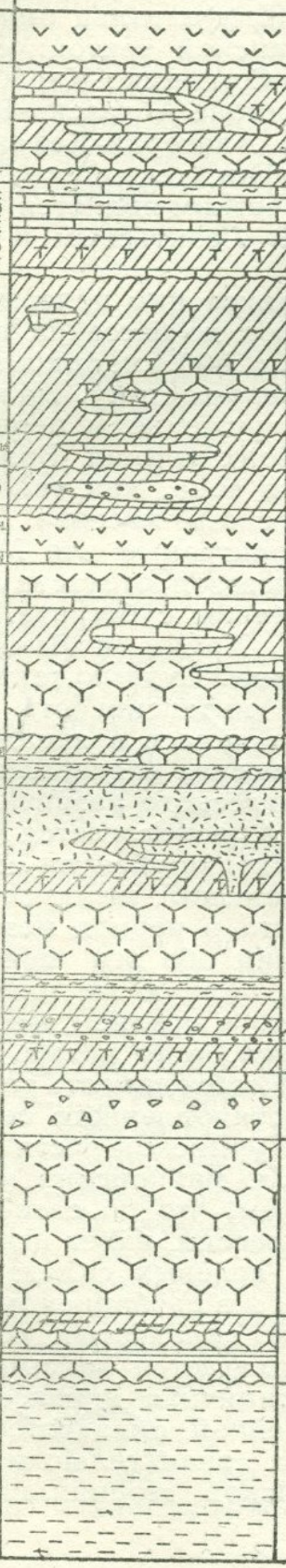
Для разграничения Алавердской и Прикуринской тектонических зон важные данные дает также история их геологического развития.

Выше отмечалось, что в районе Храмского массива из-под верхнемеловых отложений выпадают мощные вулканогенные отложения юры и нижнего мела, слагающие главную массу складчатого комплекса смежной Алавердской тектонической зоны и достигающие мощности 6—7 км. В то же время в Прикуринской зоне большой мощностью и полнотой разрезов отличаются верхнемеловые отложения. Из этих данных следует, что в юрское и нижнемеловое времена Прикуринская зона имела резко выраженные геоантиклинальные тенденции развития и отличалась высоким положением метаморфического субстрата, а Алавердская зона, наоборот, имела резко выраженные геосинклинальные тенденции развития. В середине мелового времени Алавердская зона испытывала частную инверсию и далее равивалась в целом в геосинклинальном режиме, а Прикуринская геоантиклинальная зона проявляет уже существенно геосинклинальные тенденции развития. Внедрение ряда крупных гранитоидных интрузий связывается с отмеченной частной инверсией Алавердской зоны.

Складчатые сооружения Антикавказского пояса достигают высоты порядка 2500 м и в наиболее приподнятой полосе средняя высота пояса составляет 2000 м. Глубина ущелий в этой полосе достигает величины 1300—1400 м и закономерно убывает в направлении к Куринской депрессии, к краю которой поисходит резкое снижение рельефа.

В ущелье р. Дебед, в пространстве от ст. Туманян до ст. Садахло на дне ущелья глубиной 1400 м, залегают базальты верхнеакчагыльского возраста, которые пропилены на глубину 350 м. Из этого следует, что поднятие зоны на 1400 м произошло еще до верхнего плиоцена. С другой стороны, в рассматриваемом поясе имеются останцы караганских и конкских морских отложений (в Ноемберянском и Шамхорском районах), залегающих на высотах от 700 до 1100 м на обширной поверхности выравнивания, волнисто огибающей поверхность всего Антикавказского пояса. Из этого следует, что поднятие пояса происходило, в основном, в послесреднемиоценовое время. Доля поднятия чет-

СВОДНАЯ
СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ КОЛОНКА
Алавердской мегаантиклинальной зоны



Система	Отдел		Ярус	Мощ. в м.	Характеристика пород
Третичная	Неог	Плиоц	Верхн	400	Долеритовые и др. базальты.
	Палеоген	Эоцен	Средний	800	Авгитовые, плагиоклазовые и дацитовые порфириты, чередующиеся с туфобрекчиями, туфоконгломератами, туфопесчаниками и линзами известняков с Nummulites laevigatus, N. perforatus.
Меловая	Верхний		Дат	100	Флишоидные породы с Echinocorys
			Сантон кампан	750	Базальные конгломераты, туфопесчаники, туфобрекчии, порфириты и известняки, кверху переходящие в витрофировые туфы, известняки и мергели с Praeradiolites plicatus, P sinuatus, Biradiolites angustissimus.
			Турон-коньяк	1300	Порфиртовые туфы, туфобрекчии, конгломераты, известковистые песчаники, туфопесчаники, порфириты, альбитофиры, рудистовые известняки с Vaccinites inferus, Radiolites Trigeri.
			Сеноп	300	Туфогенные породы и известняки с Inoceramus crippsi
	Нижн.		Альб	300	Туфогенные, глинистые, известковистые и глауконитовые песчаники и туфобрекчии с Trigonia daedalea Kossmatella agasizi
			Алт	100	Песчаники с Parahoplites melchiori.
			Нижн. Вал.	300	Порфириты, туфобрекчии и туфы
Юрская	Мальм		Титон	100	Известняки с Trichites.
		Средн.-верхн.	Оксфорд кимеридж	1800	Разнообразные порфириты, туфобрекчии, туфы, туфогены, детритусовые и рифовые известняки, доломиты и реже нормально осадочные песчаники с Sowerbiceras tortisulcatum, Ptygmatis pseudobruntrutana, Pseudonerinea jailiensis
		Ниж.	Келлов	300	Глинистые сланцы, песчаники, порфириты с Woldheimia mandelslohi, Macrocephalites macrocephalus
	Доггер	Вер	Бат	100	Углистые песчаники с фауной зон Oppelia aspidoides и O. fusca.
		Нижний	Верхний байос	900	Кварцевые плагиопорфиры и их туфы в низах толщи, глинистые сланцы и известняки с Stephanoceras humphriesianum и Parkinsonia parkinsoni
			В. аален Ср. байос	1150	Авгитовые, плагиоклазовые, пироксен-плагиоклазовые порфириты, туфобрекчии, туфы, песчаники и глинистые сланцы с Ludwigia concavum в основании.
		Вер	Тоар	50	Конгломераты, туфопесчаники и туфы с Dactilioceras commune Sow. grammoceras fallaciosum
	Лейас	Нижний-средний	Шарм	250	Туфопесчаники и туфосланцы с Aegoceras henley
				550	Кератофиры и их брекчии, эпидотизированные туфобрекчии и др.
				1500	Эпидотизированные порфириты и их туфы
				100	Песчано-глинисто-сланцевая толща с Vermiceras
Перм				400	Кератофиры с прослоями континентальных отложений
Эопалеозой				1500	Кварцево-хлоритово-серицитовые породы и частью с графитом.

вертичного периода достигает максимум 200 м, поскольку наиболее древние из четвертичных террас имеют высоту до 200 м.

Описанные выше Прикуринская и Алавердская тектонические зоны входят в состав выделенного В. П. Ренгартеном Сомхетско-Азербайджанского тектонического комплекса Закавказья, причем первая из них входит всецело в состав «зоны меловых предгорий Малого Кавказа», выделенной этим автором в 1937 г. К. Н. Паффенгольц описывает этот комплекс под названием Сомхетско-Гянджинской тектонической зоны, Л.Н. Леонтьев и В.Е. Хаин—под названием Сомхетско-Карабахской тектонической зоны, Л. А. Варданянц—в составе Абхазско-Карабахской системы, И. Г. Магакьян—под названием Алаверди-Кафанской зоны.

В свете современных данных стратиграфии, тектоники, магматизма и истории геологического развития наиболее четким является определение «Сомхетско-Карабахской зоны», данное Л.Н. Леонтьевым и В. Е. Хаиным (1951).

Указанная зона, названная выше Антикавказским поясом, прослеживается от бассейна верхнего течения р. Чорох до бассейна верхнего течения Нижнего Аракса, на протяжении около 500 км, описывая отчетливо выраженную дугу, выгнутую к север—северо-востоку. На юго-востоке, в долине р. Аракс, происходит резкое погружение и периклинальное замыкание зоны, как то имеет место на обоих концах Большого Кавказа. В западном направлении тектоническая зона, как таковая, сходит на нет в области Сомхетского кристаллического массива (верховье р. Чорох), где, по литературным данным, характерные для Малого Кавказа вулканогенные и карбонатные фации мезозоя отсутствуют, а складчатость является пологой. На метаморфическом субстрате, выходы которого на востоке отмечены в бассейнах р. Храми и Лок, здесь залегают, главным образом, миоплиоценовые лавы. Судя по тектонике Ахалкалакского нагорья, следует думать, что интенсивность прогибания зоны в период осадконакопления резко уменьшалась в западном направлении и уже в области кристаллического массива создавались платформенные условия осадконакопления и тектонического развития.

Северо-восточнее Антикавказского пояса располагается Аджаро-Триалетский интенсивно складчатый пояс и находящийся на его простирании пояс пологих складок неогеновых отложений междуречья Куры и Алазани—Агри-чая. Нам представляется, что в период мезозойского и палеогенового геосинклинального погружения оба эти пояса представляли собой единый пояс осадконакопления, полную же инверсию с дислокационной складчатостью, имевшую место в среднем миоцене, испытала лишь Аджаро-Триалетская часть пояса, в то время, как Куринская часть пояса осталась необращенной. Необходимость такового предположения вытекает также из того факта, установленного сейсмическими наблюдениями, что осадочный комплекс в Куринской части пояса имеет огромную мощность—12 км, из коих на долю майкопских и более молодых отложений приходится 5—6 км. Укажем, что по своей природе и возрасту складчатый пояс Куринской депрессии имеет исключительное сходство с Анатолийско-Иранским поясом краевых складок, развитых в неогеновой субгеосинклинали. Так же, как и в разбираемом случае, этот пояс по простиранию переходит в интенсивно складчатый пояс Загросса. Юго-западнее Антикавказского пояса располагается описываемый ниже Севанский (Севано-Курдистанский) пояс—типичная интрагеосинклиналь с большими мощностями отложений, линейной складчатостью, многочисленными гипербазитовыми интрузиями, значительным метаморфизмом осадков. Он является стволом альпийской геосинклинали южного Закавказья.

Таким образом, на основании изложенных выше данных, Антикавказский (Сомхето-Карабахский) пояс представляется краевой внешней брахигеосинклиналью и занимает по отношению к Армянской геосинклинали примерно такое же положение, какое занимает геосинклиналь Большого Кавказа по отношению к Средиземноморской геосинклинальной системе.

Гравитационное поле Антикавказского пояса представлено зоной общекавказского простирания относительного максимума силы тяжести со значениями аномалий от—10 миллигал до—100 миллигал (в редукции Буге), причем наименьшее значение аномалий (—10—20 миллигал) приурочивается к юго-западному краю Прикуринской тектонической зоны. Из этого мы заключаем, что подошва коры в Прикуринской тектонической зоне по сравнению с сопредельными зонами является приподнятой.

Б. СЕВАНСКИЙ ОРОТЕКТОНИЧЕСКИЙ ПОЯС

Севанский пояс включает центральную дугу Малого Кавказа в составе Базумского, Ширакского, Геджалинского, Памбакского, Цахкуняцского, Иджеванского, Мургузского, Арегунийского, Севанского, Варденисского, Капутджухского, Мегринского, Хуступского и Сусандагского хребтов с котловиной оз. Севан в середине пояса. Вместе с предыдущим Антикавказским поясом он входит всецело в состав эвгеосинклинальной области и к юго-западу примыкает к Араксинскому поясу.

В работах В. П. Ренгартена и большинства последующих исследователей этот пояс описывается под названием Севано-Курдистанского пояса. В данной работе нами уточняются границы пояса и дается более дробное деление его.

В пределах Армянской ССР в Севанском поясе выделяются три тектонические зоны: Присеванская, Кафанская и Ахтинская.

а. **Присеванская мегасинклинальная зона** охватывает парные системы Базумского и Ширакского хребтов, Халабского, Геджалинского и Памбакского (северо-восточная часть) хребтов, Мургузского, Иджеванского (западная часть), Арегунийского и Севанского хребтов и примыкающие к ним речные долины. Ширина зоны, протягивающейся по полосе Амасия—Степанаван—Шагали—Дилижан—Красносельск—Басаргечар, колеблется в пределах 30—35 км. В строении зоны принимают участие чередующиеся свиты глинистых сланцев, известняков и вулканогенных пород верхней юры мощностью до 1500 м, вулканогенно-осадочные отложения турона-коньяка мощностью до 1000 м, глинистые известняки сантона-маастрихта мощностью до 600 м, вулканогенные отложения эоцена мощностью до 4500 м, песчано-глинистые угленосно-сланценосные отложения верхнего олигоцена мощностью 1000 м, а также миоплиоценовые лавы, залегающие на размытой поверхности более древних, сильно складчатых отложений. Кроме того, на юго-восточном продолжении зоны, в верховьях р. Тертер, из-под юрских отложений кое-где обнажаются отложения норийского яруса (известняки и песчано-глинистые сланцы). В зоне размещены дайкообразные и штокообразные интрузии габбро-перидотитовой формации турон-сенонского и эоценового возрастов, дайкообразные и пластовые интрузии габбро-диоритового, габбро-порфиритового и частично липарито-дацитового составов, имеющие средне-верхнеэоценовый возраст, трещинные и штокообразные абиссальные интрузии гранодиоритов и щелочных сиенитов эоценового же возраста и малые субвулканические интрузии верхнемелового возраста, приуроченные к крайней западной части зоны. С кислыми интрузиями связано генетически медно-серноколчеданное, полиметаллическое, медно-молиб-

СВОДНАЯ
СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ КОЛОНКА
Присеванской мегасинклинальной зоны

м. 500 0 500 1000 м.

Система	Отдел	Ярус	Мощ. в м.	Характеристика пород
Четв.	Верхн.		50	Туфы и наносы.
	Нижн.		200	Озерные глины и песчаники
Третичная	Неоген Плиоц.	Верхн.	400	Долеритовые и др. базальты.
	Неоген Миоцен	Сармат понт	1000	Андезиты, андезито-дациты, дациты, липариты, обсидианы, перлиты их туфобрекчии, туфы, пемзовые пески, лигниты, ракушечники и др.
	Палеоген Олигоцен	Верхн. (?)	1000	Конгломераты, песчаники, намывные туфы, глины с прослоями горючих и углистых сланцев с Clupaea, Prolebias, Lepidocotus, Cinnamomum lanceolatum.
	Палеоген Эоцен	Средний	4500	Кварцевые порфиры и альбитофиры, авгитовые, лабрадоровые, андезитовые, дацитовые порфириты, туфобрекчии и туфогены с прослоями микроконгломератов, песчаников, лигнитов и известняков с Nummulites atacicus, N. distans, N. laevigatus и др.
Меловая	Верхний.	Сенон	800	Глинистые известняки и мергели с прослоями известковистых песчаников с Inoceramus balticus, Boehm, Echinocorys ex gr. ovatus Leske.
		Турон-коньяк	1000	Порфириты, туфогены и туфобрекчии с прослоями и линзами известняков и конгломератов с Vaginites inferus, Radiolites perani и др.
		Альб	200	Глинистые сланцы с Kossmatella agasizi.
Юрская	Верхний	Лизитан кимер.	800	Глинистые кремнистые известняки (фация северных склонов Базумского хребта)
		Келловей-оксфорд	700	Порфириты, туфобрекчии, туфопесчаники, песчаники и глинистые сланцы (фация Базумского и Севанского хребтов)
	Нижний	Нижний лиас	400	Туфобрекчии с линзами известняков с Wahneroceras cf. megastoma Wahn.
			500	Эпидотизированные порфириты и их туфы к западу переходящие в известняки

деновое, медно-гематитовое, золоторудное и редкоземельное оруденение гидротермального типа, с габбро-перидотитовыми интрузиями—оруденение хрома, никеля, кобальта и др.

Складчатые структуры зоны имеют в целом линейный характер и прослеживаются непрерывно на десятки, а иногда и на 100 км. Наиболее крупными являются следующие из них.

На северо-западе в пределах бассейнов оз. Арпи-лич, р. Дзорагет и р. Марцигет намечается близширотного простирания необращенный синклинорий (Лорийский синклинорий), выполненный пологоскладчатыми эоценовыми отложениями и частично миоплиоценовыми лавами. К югу от этого синклинория располагается Аглаганский обращенный синклинорий, сложенный в ядре верхнеюрскими и верхнемеловыми отложениями.

В южном направлении комплекс этого синклинория на протяжении 65—70 км надвинут на эоценовые и верхнеолигоценовые отложения (амплитуда перемещения более 1 км). Разрыв такого же масштаба прослеживается вдоль северного края структуры в направлении сел. Амасия—сел. Куйбышев—сел. Пушкино—Пушкинский перевал. Далее на простирании этого нарушения располагается региональный разрыв, отграничивающий юрские отложения Шагалинского рудного района от эоценовых отложений Лорийского синклинория. По этому нарушению на протяжении около 80 км эоценовые и частично верхнемеловые отложения глубоко опущены и приведены в контакт с юрскими отложениями, причем очень характерно, что в Шагалинском рудном районе складки, расположенные юго-западнее разрыва, ориентированы в северо-западном направлении, а по другую сторону—в запад—юго-западном направлении.

Южнее Аглаганского антиклинория располагается Ширакский антиклинорий, сложенный сенонскими и эоценовыми отложениями. Он является по существу не антиклинорием, а простой крупной антиклиналью. Шарнир ее прослеживается непрерывно на 110 км от р. Ахурян на западе до устья р. Дзкнагет, вплоть до впадения ее в оз. Севан, у сел. Цовагюх. На южном склоне Ширакского хребта южное крыло складки подвернуто и осложнено надвиговым нарушением небольшой амплитуды.

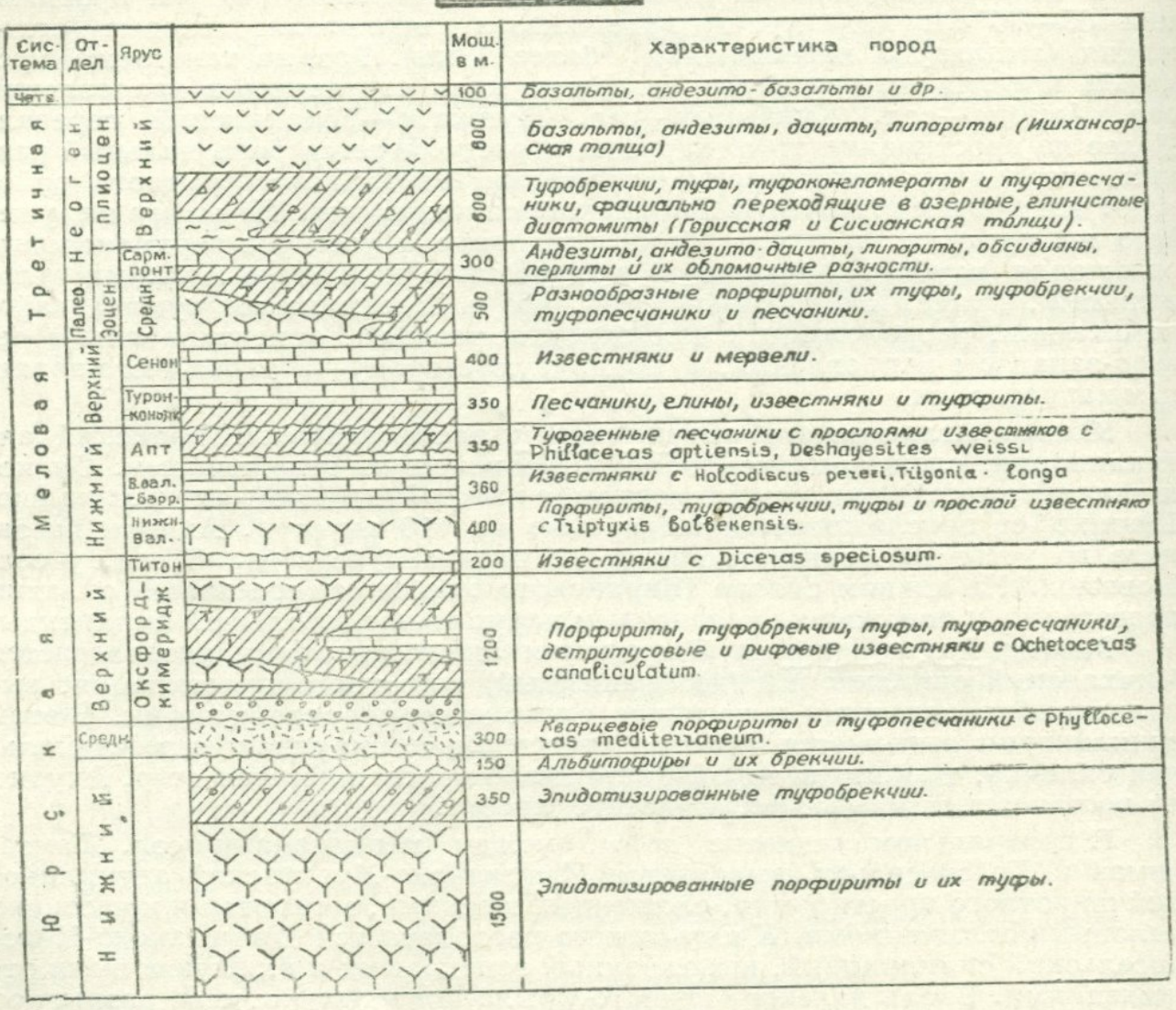
Между Аглаганским и Ширакским антиклинориями располагается Чичханский синклинорий (необращенный) широтного простирания, выполненный эоценовыми и частично олигоценовыми отложениями. В этом синклинории выделяется простая относительно крупная антиклинальная складка, шарнир которой непрерывно прослеживается от р. Ахурян до восточных отрогов Арегунийского хребта.

В центральном сегменте зоны, между меридианами сел. Гамзачиман и Красносельск, выделяется Иджеванско-Мургузский антиклинорий широтного простирания, сложенный юрскими, эоценовыми и частично меловыми отложениями. К югу от него располагается Дилижанско-Красносельский синклинорий, выполненный эоценовыми и олигоценовыми отложениями. Вдоль далекого южного крыла проходит крупное разрывное нарушение широтного простирания, смыкающееся на западе с надвигом южного склона Гогаранцского хребта. У гор. Дилижан верхнеолигоценовые отложения опущены по этому разрыву более чем на 500 м. Общая протяженность разрыва от Амасии до Красносельска 160 км. Разрыв этот в бассейне верхнего течения р. Агстев пересекает под крутыми углами оси описанных выше складчатых структур и, кроме того, разделяет весьма характерный для данной зоны габбро-перидотитовый пояс на три части - Присеванскую, Базумскую и Ширакскую. Эти факты не позволяют рас-

сматривать указанное разрывное нарушение как границу тектонических зон. Оно является скорее обычным синорогенным разрывным нарушением.

В восточном сегменте зоны отчетливо прослеживается Севанский антиклинорий, в ядре которого широко обнажаются верхнемеловые вулканогенные и осадочные отложения, прорванные многочисленными интрузиями габбро-перидотитовой формации. Этот антиклинорий в северо-западном направлении прослеживается через северо-восточные склоны Арегунийского хребта в долину р. Агстев и отделяется от Иджеванско-Мургузского антиклинория Дилижанско-Красносельским синклинорием.

СВОДНАЯ
СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ КОЛОНКА
Кафанской моноклинальной зоны



В продольном направлении зона испытывает положительные ундуляции в пределах Базумского, Ширакского, Халабского, Памбакского и Мургузского (северные склоны) и Севанского хребтов. Поперечные прогибы располагаются на западе и в районе гор. Дилижан—гор. Севан. Эти ундуляции являются по существу обращенными синклинориями.

б. **Кафанская пологоскладчатая моноклинальная зона** шириной в среднем 30—35 км в пределах Армянской ССР охватывает пространство, лежащее к восток—северо-востоку от линии Басаргечар—Сисиан—Гиратах—

Шишкерт, которая отмечена в Зангезурской части линии взбросовым нарушением, прослеживающимся по простиранию на 70 км и имеющим амплитуду порядка 1500 м.

Зона представляет собой погружающийся к восток—северо-востоку моноклинорий, осложненный пологой складчатостью север—северо-западного простирания.

В разрезе геологического комплекса зоны снизу вверх следуют порфиритово-кератофировая толща нижней юры мощностью более 1500 м, кварцевые порфириты верхнего байоса, порфириты, туфобрекчии и коралловые известняки верхнего оксфорда-кимериджа, известняки титона, порфириты, туфобрекчии и известняки нижнего валанжина, верхнего валанжина, готерива и баррема, мергели и граувакки апта, известняки, песчаники, туфогены и глинистые сланцы турона-коньяка суммарной мощностью порядка 3000 м (бат—коньяк), туфобрекчии и лавы миоплиоценового и антропогенового возрастов. Кроме того, за пределами Армянской ССР, в Кубатлинском и Зангеланском районах Азербайджанской ССР развиты песчано-глинисто-карбонатные отложения сенона, вулканогенно-осадочные отложения эоцена и песчано-глинистые отложения майкопа-тархана (худаферинская свита). Из интрузивных пород развиты гранодиориты и габбро, образующие небольшие штокообразные тела, относимые к позднеэоценовому возрасту, а также розовые граниты и кварцевые диориты, образующие относительно крупную интрузию (Цавская интрузия), относимую условно к концу нижнемелового времени. Из рудных образований для зоны характерно медно-серноколчеданное, оливин-магнетитовое и полиметаллическое оруденение (Кафан, Хдранц, Кашуни, Сваранц, Шикахох); известны также небольшие проявления медно-молибденового и гематитового оруденения.

Кафанская зона имеет кулисовидную природу и в северном направлении вклинивается в пространство между Присеванской и Ахтинской зонами. Она расширяется в юго-восточном направлении и, достигая левого склона долины Аракса, довольно круто поворачивает на северо-восток и далее прослеживается вдоль северо-западных склонов Азербайджанского Карадага в Иране, причем в таком резком завороте участвуют также майкопские и тарханские отложения худаферинской свиты, которые дислоцированы до углов падения 70—80° (по устному сообщению В. Е. Хаина возраст свиты обоснован находками устриц тарханского горизонта). Характерной особенностью зоны является исключительно широкое развитие юрских и нижнемеловых вулканогенных отложений значительной мощности (не менее 3000 м), моноклинальное строение при второстепенной пологой складчатости, отсутствие крупных абиссальных интрузий, широкое развитие руд колчеданного и полиметаллического типов.

Расположенная северо-восточнее Присеванская зона отличается от этой зоны интенсивной линейной складчатостью, местами изоклинальной, большими мощностями отложений и наличием большого числа интрузий габбро-перидотитовой формации. Что касается расположенной юго-западнее Ахтинской зоны, то она также резко отличается от Кафанской зоны меньшей полнотой разреза и характером фаций; в ней, в пределах западного Зангезура, отсутствуют отложения средней и верхней юры и нижнего мела и широко развиты абиссальные гранитоидные и щелочные интрузии, высоко приподнят средний палеозой, интенсивно метаморфизованный и дислоцированный. Кроме того, как уже отмечалось, граница зоны отмечена крупным взбросовым нарушением.

Кафанская зона является по существу обращенным синклинорием (моноклинорием), а пологая, слабо волнистая структура отложений при обычно мелководном их характере (коралловые и рудистовые фации) и

отсутствие крупных гранитоидных интрузий придает зоне характер внутриорогенной плиты.

Время последних складчатых дислокаций зоны определяется как послеэоценовое—доверхнемиоценовое, причем интенсивная дислокация худаферинской свиты (тархан) указывает на значительное влияние штирийских фаз. По аналогии с соседними зонами можно утверждать, что здесь большую роль играла также пиренейская фаза складчатости. Из древних фаз складчатости наиболее сильной была батская фаза, что фиксируется угловым несогласием до 15—20° между нижне-среднеюрскими отложениями, с одной стороны, и верхнеюрскими—с другой (у устья р. Хотанан).

Кафанский моноклинорий по простиранию довольно круто погружается в сторону оз. Севан и к р. Аракс, где круто поворачивает на восток, образуя крупную дугу, выгнутую к юго-западу.

Погружение зоны на северо-запад устанавливается появлением в этом направлении все более молодых—верхнемеловых, палеогеновых и миоплиоценовых отложений большой мощности (до 3—4 км), погружение же в юго-восточном направлении устанавливается простым погружением в этом направлении шарниров складок. Наиболее приподнятым участком осадочной покрышки в зоне является район Кафанского месторождения меди. По гравиметрическим данным, подошва коры приподнята в ми, полосе развития барремских известняков на востоке зоны.

Из разрывных нарушений внутри зоны наиболее крупным является разрыв вдоль северо-восточного склона юго-восточного отрога хр. Хуступ, между сел. Шикахох и Чакатен. Здесь проходит линия выгнутого к юго-западу сбросового нарушения, по которому верхнеюрские отложения северо-восточного опущенного крыла структуры приведены в притык с нижнеюрскими диабазовыми порфиритами юго-западного крыла. Амплитуда разрыва достигает, по-видимому, величины более 500-600 м. Ряд менее крупных нарушений имеется в Кафанском рудном поле, где они имеют близмеридиональное—северо-западное простирание и в ряде случаев служили экранами в процессе гидротермального медно-серноколчеданного оруденения.

в. **Ахтинская мегасинклинальная зона** шириною 30—35 км прослеживается по полосе Ленинакан—Ахта—Джермук—Сисиан—Каджаран—Мегри (Мисхано-Зангезурская зона) и ограничивается с обеих сторон описанными выше глубинными разломами—Ширакско-Зангезурским с северо-востока и Ани-Ордубадским—с юго-запада.

В строении зоны принимают участие комплекс эопалеозойских метаморфических сланцев и порфиритов мощностью более 3000 м, обнажающийся в системе Цахкуняцско-Памбакского хребтов, вулканогенно-осадочные отложения девона мощностью порядка 3000 м, порфириты лейаса (?) мощностью до 400 м, туфо-осадочные отложения турона-коньяка мощностью до 600 м, мергелистые известняки сенона мощностью до 400 м, вулканогенные отложения эоцена мощностью до 2500 м, покровные вулканогенно-осадочные отложения верхнего миоцена-понта, лавы и озерные отложения верхнего плиоцена и антропогена суммарной мощностью до 1500 м.

Интрузивные породы в этой зоне имеют исключительно широкое развитие и принадлежат к различным возрастным подразделениям. К эопалеозою относятся мигматиты, лейкократовые граниты и серпентиниты Цахкуняцского хребта, к карбону—микроклиновые граниты и кварцевые диориты (Агверанский и Малевский массивы), к предюрскому возрасту—сиенито-диориты Мегринского хребта к позднеэоценовому возрасту—многочисленные интрузии гранодиоритов, порфировидных гранитов-гранодиоритов, щелочных и нефелиновых сиенитов, габбро, к верхнему миоцену—нижне-

му плиоцену—малые интрузии андезито-дацитов и дацитов. Из рудных образований наиболее характерными для зоны являются молибденит, халькопирит (медно-молибденовая формация руд), галенит и сфалерит, связанные генетически с позднеэоценовыми гранодиоритами.

Складчатая структура Ахтинской зоны довольно сложная, что усугубляется наличием крупных разрывных нарушений и интрузий, осложняющих структуру складок.

Сегмент зоны к запад—северо-западу от Гегамского нагорья представляет раздвоенный Цахкуняцский антиклинорий запад—юго-восточного простирания с крупными выходами метаморфического комплекса эопалеозоя в ядре и верхнемеловыми—эоценовыми отложениями на далеких крыльях и в полосе раздвоения антиклинория.

Центральный сегмент зоны в бассейне оз. Севан сложен покровными слабо дислоцированными отложениями миоплиоцена, отмеченными небольшими складками близширотного простирания, однако аэромагнитная съемка показывает, что здесь вдоль юго-западного побережья оз. Севан метаморфический фундамент значительно приподнят. Аналогичную магнитную характеристику имеет эопалеозойская толща Цахкуняцского антиклинория.

Сегмент зоны в пространстве между Гегамским нагорьем и Баргушатским хребтом представляет в северо-восточной части антиклинорий, а в юго-западной—синклинорий (одно северо-восточное крыло) и выполнен, в основном, эоценовыми отложениями, обнаруживающими линейную складчатость.

Крайний юго-восточный сегмент зоны от Баргушатского хребта до долины р. Аракс представляет раздвоенный антиклинорий (Мегринский), в ядре которого широко обнажаются девонские отложения, прорванные крупными гранитоидными интрузиями палеозойского, предюрского и позднеэоценового возраста. На востоке, вдоль западного склона Хуступ-Чиманского хребта комплекс антиклинория разорван и надвинут (взброшен) на юрские отложения. Далекое западное крыло структуры сложено верхнемеловыми отложениями. Раздвоение антиклинория происходит вдоль северо-восточных склонов Мегринского хребта с массивом г. Айбоган в центре. Антиклинорий имеет близмеридиональное—юго-восточное простирание и, прослеживаясь в этом направлении до левобережья р. Аракс, круто поворачивает на северо-восток, причем такой же поворот испытывает зона развития интрузивных гранитоидных пород, которая протягивается в Карадагском хребте до района к северо-востоку от гор. Ахар в Иранском Азербайджане.

Наиболее крупными разрывными нарушениями Ахтинской зоны, кроме описанных выше краевых глубинных разломов, являются Цахкуняцский, Мармарикский и Восточно-Капутджухский разрывы, прослеживающиеся по простиранию на 40—50 км.

Первые два разрыва протягиваются параллельно друг другу вдоль Цахкуняцского и Памбакского хребтов в центральной полосе зоны.

Цахкуняцский разрыв взбросового характера прослеживается от низовьев р. Агверан на северо-запад к сел. Курдский Памб и далее, поворачивая на запад, уходит под миоплиоценовые покровные образования Ленинаканской котловины. На участке сел. Армянский Памб и Курдский Памб этот взброс фиксирован надвиганием в южном направлении метаморфизованных порфиритов, прорванных дотуронской Спитакской интрузией гранодиоритов и кварцевых диоритов, на известняки сенона, причем во взброшенном крыле сенонские отложения перекрываются туфогенами эоцена. Из этого следует, что разрыв образовался в интервале времени между сеноном и эоценом.

СВОДНАЯ
СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ КОЛОНКА
Ахтинской мегаантиклинальной зоны

Система	Отдел	Ярус	Мощ. в м.	Характеристика пород
Четв.			500	Аллювиально-делювиальные и озерные отложения, покровы, потоки базальтов, реже туфов.
Третичная	Неоген, Плиоц.	Верхн.	500	Долеритовые и др. базальты, андезиты, дациты, и их обломочные разности, фациально переходящие в озерные глинисто-диатомовые отложения.
	Миоцен	Сармат понт	600	Андезиты, андезито-дациты, липариты, обсидианы, перлиты, туфобрекчии, пемзовые пески и туфы с Cyprideis sarmatica.
		Конк.	100	Песчаники, глины и ракушечники с Modiola volhinica Eichw.
	Палеоген, Эоцен	Средний	1500	Порфириты, андезиты, местами эпилейцитовые порфириты, их туфы, туфоконгломераты и туфопесчаники. с Nummulites perforatus, N. atacicus и др.
Меловая	Верх.	Сен.	300	Глинистые известняки, мергели, базальные конгломераты и туфогены.
		Турон-кон.	230	Конгломераты, песчаники, глинистые сланцы и известняки с Vaccinites inferus, V. giganteus, Durania Bertoloni.
Юрская	Нижн.		700	Эпидотизированные порфириты и частью туфобрекчии.
Девонская	Верхний		500	Эпидотизированные порфириты.
			1000	Порфириты с линзами туфоконгломератов, переходящие кверху в мраморизованные известняки и глинистые сланцы с Spirifer verneuilli.
	Средний		1500	Рассланцованные, сильно хлоритизированные эпидотизированные порфириты, переходящие кверху в мраморизованные известняки метаморфизованные глинистые сланцы и др.
Эопалеозой	Апаранск.		1000	Хлоритизированные, эпидотизированные. местами рассланцованные порфириты с прослоями и линзами белых и розовых мраморов (с валунами порфиритов), прорванные лейкократовыми гранитами, серпентинитами и габбро.
	Мисханск.		1000	Хлорит-эпидотовые, хлоритовые, хлорит-роговообманковые, эпидот-роговообманковые зеленые сланцы (с редкими линзами мраморов), прорванные серпентинитами и габбро.
	Арзаканск.		1300	Мигматизированные биотит-мусковитовые, кварц-полевошпатовые, гранатовые сланцы с прослоями доломитов и мраморов, пересеченные лампрофировыми и аплитовыми дайками.

Мармарикский разлом протягивается вдоль долины р. Мармарик и далее на северо-запад до окрестностей сел. Алавар в бассейне р. Памбак. Как и в случае Цахкуняцского взброса, здесь в бассейне верхнего течения реки, на склоне г. Маймех эопалеозойские метаморфизованные порфириты, прорванные лейкократовыми гранитами, в направлении с северо-востока на юго-запад надвинуты на мергелистые известняки сенона и перекрыты непосредственно вулканогенными отложениями эоцена. По всему левому склону бассейна р. Мармарик сенонские отложения выпадают из-под эоценовых отложений, залегающих повсеместно на сланцах эопалеозоя. Из этого следует, что взброс (надвиг?) возник тоже в интервале времени между сеноном и эоценом.

К указанным разрывам приурочены многочисленные минеральные источники, отлагавшие в четвертичное время большие массы травертина. Подвижки по этим разломам происходили, вероятно, также в послесенонское время. Интересно при этом отметить, что цепь четвертичных вулканов Гегамского нагорья располагается на простирании Мармарикского разлома.

Восточно-капутджухский разрыв имеет сбросовый характер с опущенным восточным крылом и отграничивает Капутджухский хребет от Мегринского хребта, являясь одновременно границей между древними сиенито-диоритами Мегринской интрузии и позднеэоценовыми порфировидными гранодиоритами Капутджухского хребта. В опущенном восточном крыле структуры на интрузивных рудоносных породах с большим эрозионным перерывом залегает конгломератово-песчано-глинистая лигнитоносная толща верхнего сармата—понта с оруденелыми гальками гранитоидов в основании. В западном направлении, как показали подземные горные работы, эта толща упирается в гранодиориты западного крыла структуры, то есть сброс смещает также миоплиоценовые отложения. Необходимо, однако, отметить, что, как показал впервые С. А. Мовсесян, сброс этот контролирует рудные месторождения центрального Зангезура. Непосредственно восточнее разлома располагаются медномолибденовые месторождения Каджаран, Джиндара, Алагюней, Мюльк, Тей, Айгедзор, Агарак. Западнее разлома имеются относительно небольшие проявления медно-молибденовых руд, за исключением проявлений района оз. Казан-гел. Кроме того, важно отметить, что в зоне разлома в горных выработках встречены окатанные, развальцованные глыбы кварц-молибденовых руд. Что касается вопроса о возрасте оруденения, то он решается в пользу верхнего эоцена, поскольку оруденение генетически связано с малыми интрузиями гранодиорит-порфиров, являющихся фацией позднеэоценовых порфировидных гранодиоритов. Таким образом, разлом возник в позднеэоценовое время и был омоложен в послемиоценовое время.

Ахтинская зона ундулирует довольно резко. В продольном разрезе резко выпучиваются Цахкуняцский и Зангезурский сегменты и резко прогнуты Айоцдзорский сегмент между ними и западный сегмент в пределах Ленинаканской котловины и западного ее продолжения за государственной границей. Наиболее крупные гранитоидные интрузии и большие скопления медно-молибденовых, относительно высокотемпературных руд Ахтинской зоны приурочены к выпученным сегментам, а относительно низкотемпературные свинцово - цинково-сурьмяные — к промежуточной прогнутой зоне (Айоцдзорский сегмент).

Последние наиболее мощные складчатые движения в Ахтинской зоне имели место между оверзом и тортоном (конкским горизонтом). В центральной части зоны, как уже отмечалось, полого залегающие ингрессивные отложения конки у сел. Ахта перекрывают с большим

угловым несогласием совместно дислоцированные отложения сенона и эоцена, а также прорывающую их интрузию гранодиоритов (пиренейская и штирийская фазы). Судя по наличию в олигоцене молассовых фаций в соседнем Ереванском бассейне, питавшемся терригенным материалом, снесенным из Ахтинской зоны, следует принять, что главной фазой дислокационной складчатости для нее является пиренейская фаза, с которой связано также внедрение послеэоценовых гранитоидных и щелочных интрузий зоны.

Складчатые цепи и интрузии Ахтинской зоны часто достигают высоты 2500—3000 м и изредка до высоты 4000 м (г. Капутджух, сложенная в основном позднеэоценовыми гранитоидами), а ущелья рек имеют глубину 1400—1500 м (ущелья р. р. Мармарик и Воротан, Верхний Агстев, Гетик и др.), причем формирование рельефа началось несомненно после майкопа (после складчатости майкопских отложений дилижанской, амасийской и худаферанской свит), но до конки, отложения которой находятся в ингрессивном залегании. К началу конки в зоне существовала эрозионно расчлененная горная цепь высотой порядка 800—1200 м (глубина ущелья р. Мармарик, залитого до днища верхнемиоценовыми лавами, составляет 1200 м выше уровня конкских отложений сел. Ахта).

Конкские отложения с морской фауной у сел. В. Ахта залегают на высоте порядка 2000 м, мшанковые известняки капканского горизонта (пограничные слои сармата и мэотиса) залегают на юго-западном побережьи оз. Севан на высоте 2000 м. Стратиграфически выше этого горизонта в соседних районах располагается толща вулканогенных отложений мощностью порядка 1000 м, формировавшихся частично в озерных водоемах и относимых к мэотису—понту. Следовательно, за послеверхнемиоценовое время складчатый комплекс Ахтинской зоны поднялся в среднем на высоту не менее 2000 м. Эрозионный рельеф зоны в главных своих чертах был создан в среднем и верхнем плиоцене и частично в четвертичное время. Эрозионный рельеф, созданный между майкопом и конкой, был снивелирован вулканогенными образованиями верхнего миоцена—понта. В послепонтическое время указанный рельеф путем речной эрозии был возрожден, так что послемиоценовый рельеф зоны является в существенной мере возрожденным рельефом. Глубина четвертичного вреза по-прежнему не превышеат 200 м. Исключение составляет, по-видимому, Мегринский антиклинорий в ущелье р. Аракс, между Ордубадом и Мегри, где врезание происходило по антецедентному механизму и достигает сотен метров. Поверхность галечной террасы 180—220 м, широко развитой в Нахичеванской котловине и в бассейне р. Цав в направлении к Мегринскому антиклинорию, поднимается очень высоко и превышает эту цифру в 2—3 раза.

Поднятие зоны в новейшее время было неравномерным. На это, в частности, указывает Ленинаканская озерная котловина, которая образовалась в нижнечетвертичное время и была заполнена толщей глинистых осадков мощностью до 400 м. Вытянута она вкрест древней тектонической зоны и является по существу наложенной мульдой.

По карте аномалий силы тяжести подошва коры в Севанском поясе представляется в целом более прогнутой, чем в Антикавказском поясе и Приараксинской тектонической зоне, но является менее прогнутой по сравнению с соседней с юго-запада Ереванской тектонической зоной.

Как уже отмечалось, Севанский оротектонический пояс в составе Присеванской, Кафанской и Ахтинской тектонических зон, достигая в юго-восточном направлении ущелья р. Аракс, круто поворачивает на северо-восток. Продолжением его на правобережье р. Аракс является

система Азербайджанского Карадага в северо-западном Иране, складчатость которой, по данным Д. В. Иванова (1902) и Г. Рибена (1934), на продолжении более 100 км против Зангезура ориентирована в северо-восточном направлении и является продолжением складчатой цепи Иранского Талыша. Последний же, как известно, является северо-западным продолжением системы Эльбурса. Таким образом, Севанский оротектонический пояс в составе всех своих трех зон является продолжением системы Эльбурса, причем траверсом между ними служит Иранский Талыш. Этот вывод впервые был обоснован автором в докладе на Первой Закавказской геологической конференции в Баку, в 1947 г. В своих последних тектонических построениях К. Н. Паффенгольц продолжает складчатую зону Армении (Ахтинскую и Кафанскую зоны) во внутреннее плоскогорье Ирана, что, очевидно, в силу указанных фактов о северо-восточном простирании складчатых цепей Карадага нельзя признать обоснованным. Сходство между Севанским поясом и Эльбурсом существенное. В последнем, по данным А. Шталя, Овчинникова, С. А. Трескинского, К. Л. Грисбаха, А. Ривьера и Ф. Клаппа, широко развиты черные глинистые сланцы лейаса, известняки и частью вулканогенные породы юры и мела, туфогены эоцена, частично вулканогенные породы девона, гранитоидные интрузии юрского и третичного возрастов, ультраосновные породы новоальпийского возраста, причем, как и в Севанском поясе, наиболее мощные складчатые движения имели место там в середине третичного времени.

В западном направлении Севанский пояс продолжается в близширотном—юго-западном направлении в верховьях р. р. Чорох и Евфрат и параллельно цепи Понтид достигает среднего течения р. Кызыл-Ирмак. В этой части зоны широко развиты черные глинистые сланцы лейаса, прослеживающиеся от Ардаганского массива к гор. Байбурд вдоль бассейна р. Келькит-Ирмак и далее до южной части Зонгулдакского угольного бассейна (Р. Фюрон, 1953), известняки, мергели и песчаники нижнего мела, развитые на пространстве между гор. Ерзнка (Эрзинджан), Байбурд и Олти, вулканогенные породы верхнемелового и эоценового возрастов, покровные лавы миоплиоценового возраста, угленосные песчано-глинисто-конгломератовые отложения олигоцена и миоцена, исключительно сходные с одновозрастными отложениями Севанского пояса.

В Анатолии зону, расположенную между системами Понтид на севере и Таврид на юге, П. Арни, Н. Эжеран и Е. Лан выделяют под названием комплекса Анатолид. Севанский оротектонический пояс соответствует Северному поясу Анатолид.

Таким образом, в нашем толковании Северный пояс Анатолид, Севанский пояс, Карадагско-Талышская дуга и пояс Эльбурса составляют единую непрерывную геосинклинальную зону.

Пояс Антикавказа, как уже отмечалось, по отношению к данной зоне является внешней краевой брахигеосинклиналью.

Отметим, что в литературе высказывались предположения о прямых тектонических связях Эльбурса с Большим Кавказом (В. П. Ренгартен) и с Понтидами (К. Н. Паффенгольц, Р. Фюрон и др.).

В. АРАКСИНСКИЙ ОРОТЕКТОНИЧЕСКИЙ ПОЯС

Араксинский (Среднеараксинский) пояс охватывает внутреннюю дугу Малого Кавказа в пределах бассейна Среднего Аракса и, как уже отмечалось, представляет вместе с более южным Таврским оротектоническим поясом типичную миогеосинклиналь, характеризующуюся исключитель-

но широким развитием нормально осадочных фаций, отсутствием абиссальных гранитоидных интрузий, значительных концентраций руд гидротермального происхождения и др.

В составе пояса выделяются две тектонические зоны—Ереванская и Приараксинская.

а. **Ереванская мегасинклинальная зона** протягивается вдоль полосы Талин—Аштарак—Ереван—Джерманис—Элпин—Арени—Гюлистан шириною 30—35 км и ограничивается с север—северо-востока Ани-Ордубадским, а с юга и юго-запада—Ереванскими глубинными разломами, детально описанными выше.

В строении зоны принимают участие отложения верхнего девона, нижнего карбона и перми (кварциты, известняки, песчано-глинистые сланцы) мощностью до 1500 м, триаса (известняки, доломиты, аргиллиты и песчаники с прослоями углей) мощностью порядка 1000 м, байоса, бата (глинистые сланцы и углистые песчаники) суммарной мощностью порядка 200—300 м, лавы ближе неопределенного юрского возраста мощностью до 400 м, альба и сеномана (глауконитовые песчаники и глины) мощностью 500 м, турона-коньяка (порфириты с прослоями рудистых известняков) мощностью до 500 м, сантона, кампана, маастрихта, датского яруса—палеоцена (базальные конгломераты и песчаники, глинистые известняки и мергели) мощностью до 800 м, лютета—оверза (туфогены и граувакки с силловыми интрузиями габбро-порфиритов и прослоями известняков) мощностью до 2500 м, приабона—олигоцена (туфогенные песчаники, глины, коралловые известняки, конгломераты и ракушечники в западном и центральном сегментах зоны и андезитовые туфобрекчии на юго-востоке, в Нахичеванской АССР) мощностью до 1500 м, нижнего—среднего миоцена (молассы и гипсоносно-соленосные отложения) мощностью до 1700 м, верхнего сармата (песчаники, глины и мергели с прослоями ракушечников, известняков и горючих сланцев) мощностью до 800 м, покровные вулканогенные отложения миоплиоцена, связанные фациально с сарматскими осадочными отложениями, лавовые покровы, наносы и травертины верхнего плиоцена и антропогена.

В турон-коньякской вулканогенной толще размещены малые интрузии габбро-перидотитовой формации, имеющие гальку в базальных конгломератах сантона, в эоценовых отложениях—пластовые интрузии габбро-порфиритов, в миоценовых отложениях—пластовые интрузии габбро-базальтов. Кроме того, в пределах зоны имеются многочисленные субвулканические малые интрузии андезито-дацитов, дацитов, липаритодацитов и трахилипаритов, связанные генетически с эффузивной деятельностью миоплиоцена.

Складчатость Ереванской зоны четкообразная—брахиаксиальная и ориентирована в западном и центральном сегментах зоны, выполненных в основном палеогеновыми и миоценовыми отложениями, в направлении с северо-востока на юго-запад—под средними углами в отношении простирания зоны, а на востоке—юго-востоке —более или менее параллельно зоне.

Западный сегмент зоны между р. р. Ахурян и Касах занят молодыми покровами лав, которые маскируют структуру древних отложений. Известно лишь (по данным бурения), что под ними на далеких склонах массива г. Арагац залегают сарматские и частью нижне-среднемиоценовые (в районе сел. Аштарак) нормально осадочные отложения, причем в крайней южной части Ленинаканской котловины выступают на поверхность также верхнемиоценовые—нижнеплиоценовые вулканогенные породы. Здесь же в сел. Норабер в нижнечетвертичных озерных отло-

СВОДНАЯ
СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ КОЛОНКА
Ереванской мегасинклинальной зоны

м. 500 0 500 1000 м

Система	Отдел	Ярус	Мощ. в м	Характеристика пород
Четв.			100	Базальты, андезито-базальты, туфы и озерно-речные отл.
Третичная	Неоген	Плиоцен, Верхний, Акчагыл	650	Долеритовые и др. базальты, андезиты, дациты, и их обломочные разности.
		Сармат-понт	800	Андезиты, андезито-дациты, дациты, липарито-дациты, обсидианы и их обломочные разности фациально замещающиеся в низах толщи песчано-глинистыми отложениями с Mactra bulgarica.
		Миоцен, Нижний-средний	500	Гипсоносные зеленовато-серые и красные глины с прослоями гипса и туфобрекчии.
			700	Каменная соль с прослоями глин, пропластками горючих сланцев и межпластовой залежью долеритовых габбро-базальтов.
			750	Рыхлые конгломераты, песчаники и красноцветные глины местами гипсоносные (молассы).
	Палеоген	Олигоцен	950	Нуммулитовые, туфогенные песчаники и глины с прослоями конгломератов, ракушечников известняков с Pecten arcuatus, Natica crassatina, Pectenculus obovatum, Nummulites intermedius и др.
	Эоцен	Аверз-Приабон	650	Нуммулитовые, туфогенные песчаники и глины с прослоями конгломератов ракушечников коралловых известняков с Nummulites striatus.
		Лютет	2000	Известняки, песчаники, глинистые песчаники туффиты, туфопесчаники с Nummulites. laevigatus, N. perforatus
Меловая	Верхний	Дат	100	Флишоидные отложения.
		Сенон	300	Конгломераты, песчаники, глинистые известняки и мергели
		Турон-коньяк	400	Диабазовые, плагиоклазовые мандельштейновые порфириты, их туфы и туфоконгломераты кверху переходящие в рудистовые известняки.
		Сеноман	225	Песчаники, глинистые сланцы с Inoceramus crippsi.
	Нижн.	Альб	200	Глинистые мергелистые песчаники с Inoceramus concentricus.
Юрская	Средн.	Бат	300	Глинистые сланцы и известняки и аркозовые углистые песчаники с Oppelia fusca.
		Байос	200	Глинистые сланцы и песчаники с Oppelia subradiata.
	Верхн. Нижний		700	Эпидотизированные порфириты и их туфобрекчии.
Триасовая	Верхн.		500	Аргиллиты и слюдистые песчаники с прослоями углей с Indopecten glabra, Myophoria vetbecki.
	Средн.		250	Известняки и кавернозные доломиты
	Нижн.		250	Глинистые известняки с Pseudomonotis clarai.
Перм.			100	Битуминозные мшанковые и др. известняки и мергели
Каменноугол.	Нижн.		300	Битуминозные мшанковые известняки с Stoltella sphaerica
			100	Глинистые известняки.
			300	Песчаники, песчанистые сланцы.
			100	Слюдистые, песчанистые известняки
Девон.	Верхн.	фам	600	Песчано-глинистые, битуминозные известняки с Waagenoconchia livonica
		франс	400	Песчано-глинистые сланцы, плитчатые кварциты и известняки с Camarotoechia livonica.

жениях буровыми скважинами были обнаружены глыбы верхнесарматских серых известняков с характерной фауной остракод.

Сегмент зоны между р. Касах и р. Гарни представляет пологий необращенный синклинорий (Котайкский), выполненный палеогеновыми и миоценовыми отложениями суммарной мощностью порядка 5500 м; оси складок ориентированы в направлении с восток—северо-востока на запад—юго-запад и выгнуты к северо-западу, причем характерна приуроченность наиболее молодых сарматских отложений к центральной полосе и северо-восточному краю зоны.

В юго-восточной части мульды обосабливается относительно крупная Шорахбюрская антиклиналь с крутым, местами опрокинутым северо-западным крылом и приабонско-олигоценовыми отложениями в ядре. Эта антиклиналь располагается на простирании крупной антиклинальной складки северо-западного простирания в бассейне верхнего течения р. Аргичи, где в ее ядре выступают осадочные отложения верхнего девона, нижнего карбона и перми, прикрытые на крыльях верхнемеловыми и эоценовыми отложениями. Таким образом, Шорахбюрская и Аргичинская антиклинали очерчивают дугу, выгнутую к северу под Гегамское нагорье.

Юго-восточнее, в междуречьи р. р. Гарни и Веди-Шагап располагается крупный раздвоенный обращенный антиклинорий, выгнутый в плане на север, в сторону Гегамского нагорья. В комплексе антиклинория резко выделяется ряд брахиантиклиналей, ядра которых сложены верхнемеловыми и местами (на востоке) средне—верхнепалеозойскими и триасовыми отложениями. В восточном направлении этот антиклинорий, ундулируя, прослеживается вдоль юго-западной границы зоны в Айоцдзорский хребет, где в строении его ядра принимают участие те же отложения палеозоя, триаса, верхнего мела и, кроме того, отложения средней юры.

В Айоцдзоре, севернее этого антиклинория, располагается восток—северо-западного простирания необращенный синклинорий, выполненный палеогеновыми и неогеновыми отложениями мощностью до 3000 м. Он располагается на простирании указанного выше Котайкского синклинория; единство их нарушается резким поперечным выпучиванием палеозойского основания в бассейне р. Аргичи, в крайней юго-восточной части Гегамского нагорья.

Главнейшими из разрывных нарушений Ереванской зоны являются описанные выше краевые глубинные разломы, которые придают зоне характер тафрогеосинклинали. По сравнению с соседними Приараксинской и Ахтинской зонами, метаморфический фундамент в Ереванском сегменте зоны опущен более чем на 6000 м (мощность мезокайнозойских отложений в центральной части Араратской долины к югу от Еревана составляет 500 м, в Котайкском синклинории 6500 м, в районе сел. Ахта в Ахтинской зоне порядка 500 м.)

Другие, отмеченные в зоне разрывные нарушения имеют относительно небольшую протяженность и амплитуду и обычно простираются параллельно локальным складчатым структурам. Подробное описание их приведено в неопубликованных работах автора 1948—1951 гг. Относительно крупные сбросовые нарушения отмечены в сводовой части Зангинской антиклинали, вдоль северного крыла и в сводовой части Шорахбюрской антиклинали, вдоль замка антиклинали по линии сел. Абовян—сел. Байбурд, в замковой части Джерманисской антиклинали; большое число сопряженных и ступенчатых сбросов описали К. Н. Паффенгольц и П. Л. Епремян в палеозойских, юрских и меловых

отложениях Айоцдзорского антиклинория, к югу от одноименного синклинория.

Описанные выше отложения, за исключением вулканических образований миоцена, плиоцена и антропогена дислоцированы интенсивно—вплоть до опрокидывания пластов.

Угловые несогласия, как указывалось при описании тектонических этажей, имеются между средним палеозоем и пермью, верхним мелом и эоценом, средним эоценом и приабоном, средним олигоценом и пестроцветной толщей миоцена, средним миоценом и вулканогенной толщей верхнего миоцена. Из них решающими фазами дислокационной складчатости являются предприабонская и штирийская фазы. Послесарматская (аттическая) фаза складчатости выражена слабее. Относительно сильнее смяты песчано-глинисто-мергельные отложения сармата, значительно слабее—вулканогенные отложения сармата—понта, что, очевидно, объясняется различной их компетентностью.

В продольном разрезе рассматриваемой зоны наблюдается глубокое погружение ее в западном сегменте, между р. р. Ахурян и Гарни, и на крайнем юго-восточном Ордубадском сегменте в Нахичеванской АССР; резкое выпучивание испытывает зона в центральном сегменте, расположенном между р. р. Гарни, Аргичи и Веди, а также к югу от Айоцдзорского синклинория.

б. **Приараксинская мегаантиклинальная зона** шириною 30—35 км охватывает в пределах Армянской ССР Араратскую низменность и Урцский хребет и ограничивается с обеих сторон Ереванским и Араратским глубинными разломами, описанными выше. На западе она делает крутой поворот и вдоль Верхнего Аракса протягивается в Восточную Анатолию, а в юго-восточном направлении вдоль долины Аракса продолжается в район гор. Нахичевань и далее, западнее гор. Джульфы переходит в Иран.

В восточной части Араратской котловины и в районе Урцского хребта в строении зоны основное участие принимают глинистые сланцы верхнего силура—нижнего девона мощностью более 1500 м, вскрытые в буровой скважине у Волчьих ворот, известняки, песчаники, кварциты и глинистые сланцы среднего—верхнего девона и нижнего карбона мощностью до 3000 м, известняки и сланцы перми мощностью 500 м, известняки и доломиты нижнего и среднего триаса мощностью 1500 м, конгломераты, песчаники и известняки турона-коньяка мощностью 300 м, конгломераты, песчаники, мергели и глинистые известняки сантона-маастрихта мощностью до 400 м, конгломераты, песчаники и известняки среднего-верхнего эоцена мощностью до 500 м, песчаники и глины приабона—олигоцена мощностью до 300 м. Палеозойские и триасовые отложения выступают в данной зоне по существу в качестве фундамента послетриасовых мезокайнозойских отложений.

В центральной и западной частях котловины фундаментом являются уже кристаллические сланцы эопалеозоя, вскрытые на глубине около 500 м в районе к югу от гор. Ереван. Здесь, над фундаментом, последовательно залегают отложения приабона-олигоцена мощностью около 250 м, и нижнего—среднего миоцена мощностью около 220 м. Разрез делается значительно более полным в западной части котловины, где кроме указанных горизонтов, появляются также свиты туфогенов среднего эоцена, гипсоносно-соленосная свита миоцена, песчано-глинистые отложения сармата и далее очень мощная молассово-соленосная толща мэотиса-понта мощностью до 3000 м, которая по правобережью Аракса в восточном направлении от Кохбской мульды продолжается до северо-западных склонов Б. Арарата.

В Нахичеванском сегменте зоны, кроме перечисленных выше отложений палеозоя, триаса и мела, развиты также известняко-мергельно-сланцевые отложения верхнего аалена, байоса и бата, порфиритовые лавы лейаса, маломощные песчано-глинистые карбонатные отложения эоцена, вулканогенные отложения олигоцена и нормально-осадочные отложения нижнего—среднего миоцена и сармата, которые, однако, по мощности в несколько раз меньше таковых для соседнего Ордубадского сегмента Ереванской зоны.

Из интрузивных пород в данной зоне развиты ультраосновные породы, приуроченные к верхнемеловым отложениям южного края зоны в районе Кохбской мульды и диабазовые дайки, пересекающие среднепалеозойские отложения. Из рудных образований постмагматического происхождения известны свинцово-цинковые руды жильного типа, залегающие в девонских отложениях (месторождение Гюмушлуг), незначительные скопления малахита и азурита (в девонских известняках г. Хорвираб) и фосфориты осадочного типа в верхнем девоне. В пределах Араратской котловины большая часть складчатого комплекса зоны находится под покровом плиоплейстоценовых озерно-речных наносов, что значительно затрудняет познание внутренней тектоники зоны и таковое приходится основать в значительной мере на данных бурения и гравиметрической съемки.

Западная половина Араратской котловины представляет собой раскрывающийся к востоку—юго-востоку раздвоенный антиклинорий близширотного простирания, сложенный нижне—средневерхнемиоценовыми отложениями. Ось северного крыла антиклинория отмечена относительным максимумом аномалий силы тяжести, вытянутым в направлении сел. Абовян—сел. Тазагюх—сел. Енгиджа—гор. Эчмиадзин—сел. Аршалуйс. Здесь же, как уже указывалось, метаморфический фундамент находится на глубине 500 м.

Южнее этого максимума, параллельно ему, вдоль берега р. Аракс протягивается зона резко выраженного минимума силы тяжести с осью, проходящей через сел. Ранчпар. Еще южнее по правому склону долины Аракса, южнее гор. Игдыр, на протяжении 40—50 км, с падением в южные румбы прослеживается молассовая толща мэотиса-понта, и в частности, пестроцветная ее свита, которая к западу—северо-западу достигает устья р. Ахурян. Таким образом, южное крыло антиклинория намечается в направлении от низовьев р. Ахурян к далекому северному склону г. Б. Арарат, а указанная зона минимума аномалий силы тяжести отмечает собой синклинальную депрессию, отделяющую одно крыло раздвоенного антиклинория от другого крыла.

Необходимо указать, что в этом антиклинории, у вулкана Кара-букянд, под горизонтальным покровом молодых лав мэотические отложения имеют мощность более 2500 м, в то время, как в 2,5—3 км к северу, у жел. дороги они отсутствуют и под покровом тех же лав залегают непосредственно верхнесарматские глинистые отложения с характерной микрофауной. Представляется вероятным, что второй участок, расположенный в 10—15 км к северо-западу от гор. Октемберян, является продолжением зоны указанного выше максимума аномалий силы тяжести, то есть продолжением северного крыла антиклинория, а первый участок с большой мощностью мэотиса—понта—продолжением зоны Ранчпарского минимума.

В юго-восточной половине котловины среди аллювиальной равнины выступает в виде эрозионных останцев-шиханов отложения девона, карбона и перми, прикрытые местами осадочными отложениями среднего эоцена и олигоцена. Последние кое-где вскрыты также буровыми скважинами. Более

СВОДНАЯ
СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ КОЛОНКА
Прираксинской мегаантиклинальной зоны

-500 0 500 1000 м

Система	Отдел	Ярус	Мощ. в м	Характеристика пород
Четв.			500	Аллювиально-делювиальные озерные отложения с потоками базальтовых лав
Третичная	Неоген. Плиоц.	Аччаг. Верхн.	400	Долеритовые и др базальты, андезиты, дациты, и их обломочные разности.
		Меотис-Эотит	2500	Зеленовато-серые глины, рыхлые песчаники и конгломераты с прослоями пелециподовых гастроподовых ракушечников, углистых сланцев, пелитоморфных жёлтых туфов, кирпично-красных глин с Unio moldavensis, U clabellatus и mactrella
		Сармат Ср-верхн.	800	Чередование песчаников и известковистых глин с прослоями оолитовых известняков, гастроподовых мактровых ракушечников с Mactra caspia, M bulgarica, M crasicollis
	Миоц.	Нижний-средний	400	Гипсоносные зеленовато-серые и красные глины с прослоями гипса
			500	Каменная соль с прослоями глин
			600	Рыхлые конгломераты, песчаники и красноцветные глины, местами гипсоносные (молассы)
	Палеоген. Олиг.		300	Песчаники, глины с прослоями известняков.
	Эоцен.	Средн.	500	Песчаники, известняки, реже глины с Nummulites laevigatus, N atacicus и др.
Меловая	Верхний	Дат	100	Детритусовые известняки с Echinocorys sulcatus.
		Сенон	400	Глинистые известняки мергели с Pachidiscus levii и P. colligatus.
		Турон-коньяк	500	Песчаники, глины, мергели и известняки с Inoceramus balticus
Юрская	Верхн.	Келло.	100	Серые мергели с Macrocephalites.
	Средн.	Бат	10	Серые известняки с Oppelia fusca.
		Байос	15	Серые известняки с Oppelia aspidoides.
	Нижн.	Аален	50	Серые известняки с Oppelia subradiata.
			250	Эпидотизированные плагиоклаз-пироксеновые порфириты Неграмского ущелья.
Триасовая	Средний		1000	Известняки и доломиты.
	Нижн.		500	Глинистые известняки с Pseudomonotis clarai и Claraia stacheli.
Перм.	Верхн.		100	Битуминозные и глинистые известняки.
	Нижн.		500	Битуминозные мшанковые известняки с Stafellа sphaerica Ab. Waagenophillum indicum
Камен.-карбон.	Нижн.	Визе	100	Глинистые известняки с Eostaffella mosquensis.
		Турне	300	Песчаники, песчанистые известняки и сланцы с Rhipidomella michelini
		Этрен	250	Слюдистые и песчанистые известняки, глинистые сланцы с Athiris sulcifera.
Девонская	Верхн.	Фран.	300	Кварциты, глинистые сланцы с Cyrtospirifer archiaci.
		Фаме	400	Известняки и сланцы с прослоями кварцитов с Camarotoechia livonica.
	Средний	Живетский	500	Песчано-глинистые битуминозные известняки с Stringocephalus burtini
		Эйфель	650	Битуминозные мраморизованные известняки с прослоями песчаников и мергелей с Calceola sandalina.
В. силур-Н. девон.			1800	Черные глинистые слюдистые сланцы с Modiolopsis complanata.
Эопал.			200	Кварцево-полевошпатово-слюдистые гранатовые сланцы

молодые доверхнеплиоценовые отложения в этой части котловины вскрыты лишь в окрестностях сел. Двин (пестроцветные и гипсоносные свиты нижнего-среднего миоцена и песчано-глинистые отложения сармата).

Указанные отложения палеозоя тяготеют к комплексу одновозрастных отложений Урцского хребта, который представляет сложный антиклинорий широтного простирания с подвернутым южным крылом.

На карте аномалий силы тяжести в Араратской долине между описанными двумя антиклинориями выделяется ряд локальных минимумов и относительных максимумов силы тяжести, среди которых наиболее крупным является максимум в районе сел. Покр Веди. Далее от Урцского антиклинория в крайней юго-восточной части котловины, на стыке ее с Нахичеванской котловиной (в районе сел. Садарак) в виде тектонического моста отделяется юго-западного простирания антиклинальная структура, которая переходит на правый склон Аракса и продолжается в район к западу от г. М. Арарат. Юго-восточнее этого моста в Нахичеванской котловине широко развиты палеогеновые и миоценовые отложения. В этом направлении происходит погружение Урцского антиклинория под третичные отложения долинной части Нахичеванской котловины.

Таким образом, в пределах Приараксинской зоны выделяются расположенные на одном простирании два крупных антиклинория—Октемберянский в западной половине Араратской котловины и Урцский—в юго-восточной ее половине, причем по гравиметрическим данным и данным бурения в окрестностях сел. Двин, в бассейне нижнего течения р. Гарни намечается поперечный прогиб фундамента, отделяющий один антиклинорий от другого. Отчетливо выраженные поперечные поднятия фундамента зоны располагаются юго-западнее гор. Ереван и в районе Садаракского тектонического моста. Разрывные нарушения, осложняющие складчатость, констатированы в районе слияния р. р. Аракс и Ахурян и на Урцском хребте.

В первом районе, в ущельи Аракса проходит сбросовое нарушение северо-запад—юго-восточного простирания с опущенным юго-западным крылом. Амплитуда смещения, по-видимому, не менее 1000 м. В зоне разлома в виде экзотических утесов выступают розовые туфогены среднего эоцена, окруженные со всех сторон молассами мэотиса.

На Урцском хребте отмечен ряд разрывов широтного простирания. По наблюдениям автора, наиболее крупным из них является взброс, проходящий по гребню хребта. Здесь пермские отложения, перекрывающиеся на северном склоне хребта нуммулитовыми и устричными известняками лютетского яруса и песчано-глинистой толщей олигоцена, в южном направлении взброшены на те же известняки эоцена, которые залегают тоже на перми; олигоценовые отложения под взброшенной толщей перми отсутствуют, из чего, по-видимому, можно заключить, что надвигание масс с севера на юг имело место перед олигоценом.

Складчатыми дислокациями охвачены отложения всех возрастов до мэотиса-понта включительно, причем в западной части котловины пласты мэотиса-понта зачастую падают вертикально и опрокидываются. Здесь же толща мэотиса-понта пенепленизирована и пенеплен покрыт лавами акчагыльского возраста, слагающими Карсское и Октемберянское плато.

Таким образом, наиболее мощные движения дислокационной складчатости третичного времени в Приараксинской зоне относятся к среднему плиоцену (восточно-кавказская или новороданская фаза складчатости).

Современный сложный рельеф Араксинского пояса образовался после складчатости и пенепленизации верхнемиоценовых и нижнеплиоценовых осадочных и вулканогенных отложений. Этот пенеплен пологой волнистой поверхностью огибает весь Араксинский пояс и совпадает с поверхностью вохчабердской вулканогенной толщи (верхний миоцен—нижний плиоцен) и подлавовой поверхностью Карсского плато, где лавы (верхнеплиоценовые) залегают непосредственно на осадочной толще мэотиса-понта. Рельеф пояса моложе этого пенеплена, деформированного и колеблющегося в интервалах высот от 2000 м до 2500 м.

Глубина ущелий рек, считая от поверхности пенеплена, достигает 1000—1200 м. Так, например, глубина ущелья Верхнего Аракса выше устья р. Ахурян равняется1000—1200 м, глубина ущелья р. Касах между Арагацом и юго-западными отрогами Цахкуняцского хребта достигает 1400 м, глубина ущелья верхнего левого притока р. Гарни—1000 м. Вместе с этим потоки долеритовых лав верхнего плиоцена, бронируя склоны ущелий, достигают их днищ, и реки местами не достигают подошвы лав. Таково положение, например, в ущельи нижнего течения р. Ахурян (в Агинском районе), в средних течениях р. р. Касах и Раздан. Так, например, в среднем течении р. Раздан, у сел. Давидашен, по данным бурения, подошва долеритовых лав верхнего акчагыла, в которых течет река, находится на 200 м ниже ее русла при глубине каньона 130 м. Следовательно, эрозионный рельеф пояса был создан между понтом и верхним акчагылом.

В бассейнах рек отчетливо выражена галечная терраса высотою 180—220 м, относимая к верхам апшерона. Из этого также следует, что поднятие пояса за все четвертичное время в среднем не превышало 200 м.

В новейшей истории тектонического развития пояса замечательным является возникновение Нахичеванской и Араратской котловин в виде небольших наложенных синеклиз.

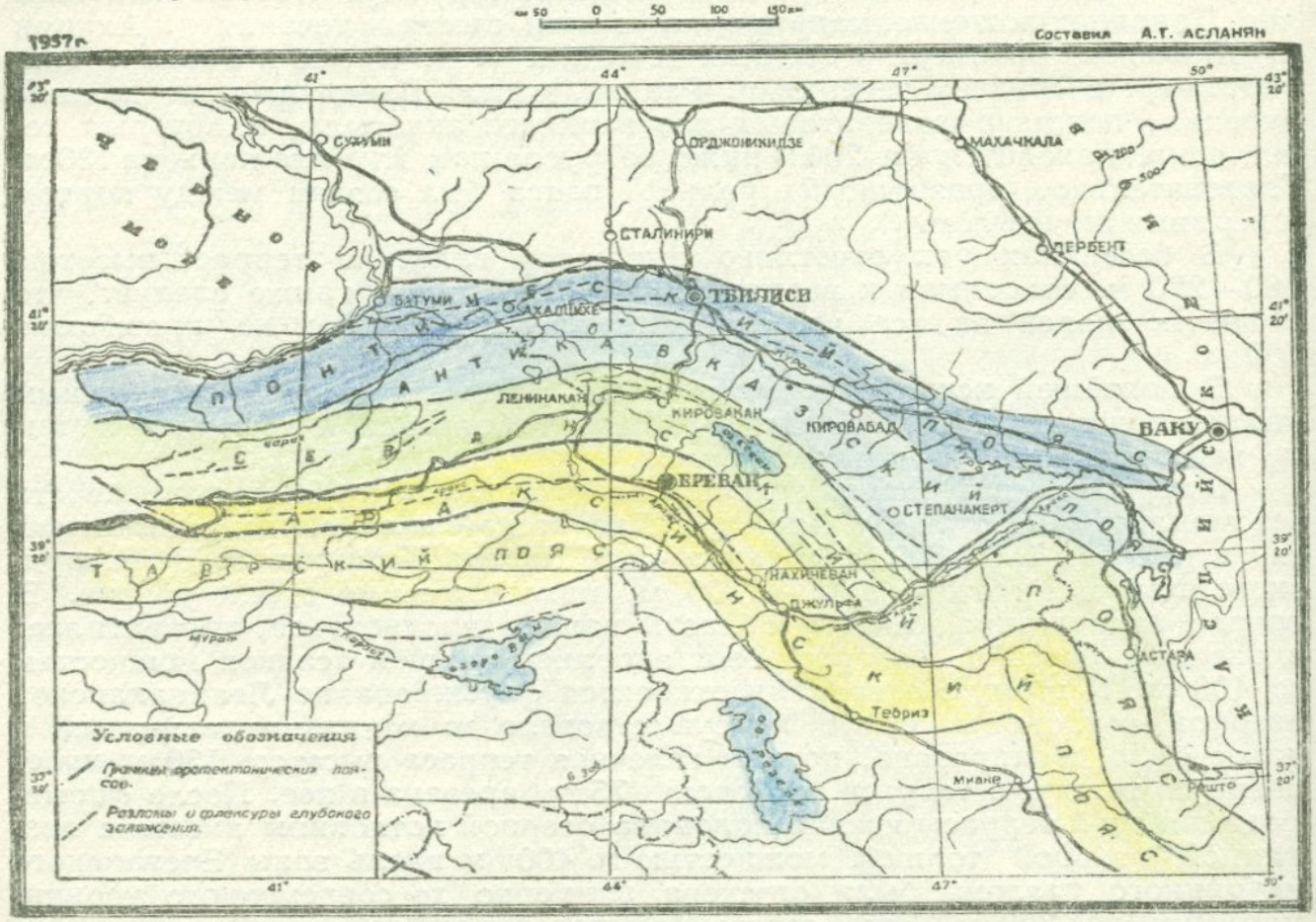
В период формирования галечной террасы высотою 200 м поверхность верхнеплиоценовых лав у Аракса в Араратской долине, располагающаяся на высотах 500—600 м, а также поверхность Котайкского и Егвардского плато, высотою 1200—1300 м, находились на одном уровне. В начале антропогена вся эта область начала прогибаться, превратилась в озерный бассейн, который был заполнен толщей осадков мощностью до 400 м. К этому же времени относится формирование Ленинаканской озерной котловины. Озеро просуществовало до конца миндель-рисса и далее было дренировано, причем галечная терраса высотою 130 м кроет озерную толщу, а терраса высотою 75 м врезана в нее. После формирования этой террасы южная половина озерной котловины вместе с названной озерной толщей мощностью до 400 м вдоль зоны Ереванского глубинного разлома была опущена примерно до современного уровня, минимум на 300 м. Этой опущенной половиной является современная Араратская долина. Погружение фиксируется флексурными деформациями галечных террас 200 м, 130 м и 75 м, озерной толщи и долеритовых лав по линии Паракар—Ереван—Нор-Харберд. Севернее этой линии озерные отложения с остатками трогонтериевого слона сохранились на Егвардско-Котайкском плато.

Гравитационное поле Араксинского пояса характеризуется всецело отрицательными аномалиями (в редукции Буге), причем в Ереванской мегасинклинальной зоне аномалии достигают 130—140 миллигал (в районе сел. Фонтан и Алапарс), а в Приараксинской мегаантиклинальной зоне значения аномалии уменьшаются до 60 миллигал (у сел. Тазагюх).

Как уже отмечалось, Араксинский пояс вместе с более южными зонами Таврид и Иранид Малой Азии имеет миогеосинклинальный характер, чем противопоставляется Севанскому и Антикавказскому поясам, имеющим эвгеосинклинальный характер.

В западном направлении Араксинский пояс уходит во внутреннюю Анатолию и переходит в зону южных Анатолид (по схеме зональности Н. Эжерана и Е. Лана), а в юго-восточном направлении—в Иран, переходя в северо-восточную краевую зону центрального плато Ирана, примыкающую непосредственно к поясу Эльбурса. Вероятно, линия разлома, ограничивающая пояс Эльбурса от области плато, соответствует выделенной нами линии разлома Ани-Ордубад, которая, в свою очередь, смыкается с северо-анатолийской сбросовой зоной, протягивающейся от низовьев р. Ахурян на запад в бассейн Мраморного моря.

Схема взаимоотношений
оротектонических поясов Армянской ССР и сопредельных областей



В тектонической схеме К. Н. Паффенгольца Айоцдзорский хребет с крупными выходами среднего—верхнего палеозоя рассматривается как продолжение зоны Таврид Анатолии, очевидно на том основании, что средний—верхний палеозой в системе Таврид имеет широкое развитие. По-видимому, этот признак не является ведущим коррелятивным признаком, поскольку при такой постановке вопроса можно было к этой системе отнести также Гегамское нагорье, где развиты те же осадочные фации среднего—верхнего палеозоя.

Границей Таврид и Араксинского пояса мы считаем зону северного склона хр. Армянский пар на правом склоне Аракса, отмеченную регио

нальным разрывным нарушением, на восточном продолжении которого располагаются Б. и М. Арарат. Соединение Урцского и Айоцдзорского хребтов с системой Тавра, возможно, будет правомерным в плане палеозойской тектоники. В пользу этого говорит указанный выше Садаракский тектонический мост.

Своеобразное представление о тектонике Араксинского пояса имеет А. А. Габриелян. В одной из последних работ (1956) он считает средне-верхнепалеозойские и триасовые отложения Араксинского пояса субплатформенными отложениями. Эту концепцию обсуждать подробно не представляется необходимым. Укажем лишь, что средне-верхнепалеозойские отложения повсеместно, как в Малом Кавказе, так и в Тавридах и Иранидах, дислоцированы до опрокидывания пластов, регионально метаморфизованы (с плойчатостью и кливажем) и обнаруживают между карбоном и пермью угловое несогласие до 70 °. Подчеркнем также, что по закону достаточного основания единственный факт полной складчатости названных палеозойских отложений решает вопрос в пользу геосинклинального их происхождения.

Выше мы показали, что размеры мегаантиклинория Малого Кавказа и выделяемых в нем зон, план их расположения, а также наблюдаемые зоны нарушения сплошности коры обусловливаются геометрическими и физико-механическими особенностями коры и гравитационным характером деформирующих сил. Этими же факторами можно объяснить другие особенности строения и истории развития мегаантиклинория.

Как уже отмечалось, мегаантиклинорий имеет в плане дугообразную форму, выгнут к северу—северо-востоку и возник под действием сжимающих—изгибающих сил близмеридионального направления. Под влиянием этих сил, естественно, во внешнем Антикавказском поясе должны были возникнуть поперечные к дуге трещины растяжения, а во внутреннем Араксинском поясе трещины сжатия-скалывания; срединный Севанский пояс должен был оставаться в нейтральном положении. В силу этого фундамент во внешнем и внутреннем поясах был расчленен на кулисообразно или поперечно расположенные глыбы, которые повторяют свою конфигурацию и в осадочной покрышке.

В нейтральном Севанском поясе такого рода расчленение отсутствовало, почему складчатость имеет здесь линейный характер.

Далее, ввиду образования поперечных трещин растяжения в Антикавказском поясе должен был иметь место интенсивный вулканизм с корнями излияний, расположенными на трещинах антикавказского простирания. Это подтверждается всеми данными полевых наблюдений, а также общим эвгеосинклинальным характером Антикавказского пояса.

Внутренний Араксинский пояс по тем же соображениям должен был отличаться отсутствием вулканизма или чрезвычайно слабым его проявлением. Это доказывается миогеосинклинальным его характером.

В послеэоценовое время ввиду консолидации внешних дуг (заполнение трещин лавами, внедрение интрузий и др.) и все продолжающегося действия тех же близмеридионально ориентированных деформирующих сил место внешних дуг в смысле локализации деформаций занимают внутренние дуги мегаантиклинория, почему вулканическая активность послеэоценового времени приурочивается в основном к внутренним дугам (Прираксинская, Ереванская и частью Ахтинская и Присеванская зоны), причем неовулканические проявления в области Ахалкалакского нагорья и южного Карадага в Иране приурочиваются к наиболее резко изогнутым частям дуги Малого Кавказа, где образовывались поперечные трещины растяжения.

Трещины растяжения образовываются также вдоль осевых полос зон прогибания с нижней стороны коры при изгибе вкрест простирания геосинклинали. Такие трещины также являются путями подъема магмы, проявляющейся как в интрузивной, так и в эффузивной формах.

Замыкание структурно-фациальных зон с последующим выдвижением на их месте горных сооружений объясняется переходом материала коры в этих зонах в вязко-пластическое состояние, при котором кора в таких зонах лишается прочности и в стремлении к изостатическому равновесию выжимается вверх, инъецируясь одновременно гранитоидными расплавами.

5. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ИСТОРИИ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

История тектонического развития Армении и сопредельных с ней районов представляется по отдельным крупным этапам в следующем виде.

1. Эопалеозой (протерозой—кембрий—нижний силур). Ввиду недостаточной обнаженности и отсутствия фаунистических данных, сведения об эопалеозойской истории оказываются весьма неполными. Имеющийся материал указывает лишь на то, что область Армении в это время входила в состав крупной ортогеосинклинали, покрытой неглубоким морем. На дне последнего накапливались преимущественно глинистые осадки и вулканогенные породы. В подчиненном количестве образовались также известняки, конгломераты и песчаники, которые прослаивают глинистые и вулканогенные отложения, ныне метаморфизованные. Интрузивные породы, подчиненные этим отложениям, образовались в три этапа—в первом гранитогнейсы, во втором ультраосновные породы, в третьем лейкократовые граниты и габбро-перидотиты. Наиболее мощные проявления эффузивного вулканизма падают на конечный этап накопления эопалеозойских отложений. Главный этап складчатости—древнекаледонский.

2. Верхний силур—нижний девон. К этому времени относится мощная (более 1500 м) толща глинистых сланцев Араксинского пояса, перекрывающаяся фаунистически охарактеризованными отложениями низов среднего девона. Предполагается, что верхнесилурийское море, наряду с Анатолией и Ираном, покрыло также часть Закавказья и, просуществовав до конца нижнего девона, отступило в связи с позднекаледонским орогенезом. Ввиду скудности данных, подробный анализ истории развития не представляется возможным.

3. Средний девон— карбон. В это время Малый Кавказ, по-видимому, почти весь покрывается морем и интенсивно прогибается до середины карбона, причем юго-западная часть в составе Приараксинской и Ереванской зон, вместе с более южными Таврской и Урмийско-Ванской зонами, развиваются в режиме миогеосинклинали (преобладание пород осадочной фации), а северо-восточные зоны—Ахтинская, Кафанская, Присеванская, Алавердская и Прикуринская—в режиме эвгеосинклинали (преобладание пород вулканогенной фации). В середине карбона область испытывает общую инверсию с регрессией моря. Миогеосинклинальные зоны, по всей вероятности, подвергаются дислокационной складчатости, инъецируются гранитоидными интрузиями (Локский, Спитакский, Агверанский, Анкаванский и Малевский интрузии) и переходят в геосинклинальный режим развития, припаиваясь к Куринско-Южнокаспийской геоантиклинали.

Эвгеосинклинальная область, начиная с середины карбона до верхнего триаса, размывается. Наличие к югу от Араксинского пояса угленосных фаций среднего—верхнего карбона отмечают собой регрессию моря.

4. Пермотриас. В начале перми Араксинский миогеосинклинальный пояс вновь вовлекается в погружение и покрывается морем, которое продолжает свое существование до конца среднего триаса. В конце среднего триаса наступает новый этап общей инверсии, который, прерываясь небольшой трансгрессией в норийском веке, кончается в конце триаса—в рэтском веке. Инверсия завершается складчатостью и замыканием Араксинской геосинклинали. Угленосные отложения в верхнем триасе четко фиксируют регрессию моря. Предполагается, что сиенито-диоритовые интрузии центрального Зангезура внедрились в связи с указанной складчатостью. По литературным данным (П. Арни, Х. Бобек, И. В. Шредер) южнее, в Анатолии и Иране, герцинские геосинклинальные зоны тоже замыкаются в конце триаса.

Таким образом, к геосинклинальному сооружению Малого Кавказа, созданному в карбоне, причленяется с юга новое геоантиклинальное сооружение—Араксинское и, таким образом, области Куринской низменности, Малого Кавказа и Таврских цепей в конце триаса выступают в целом в виде единой молодой геоантиклинали. Эвгеосинклинальная область в перми отмечается наземным вулканизмом.

5. Средний мезозой (юра—нижний мел). Эпигерцинская геоантиклиналь, созданная в карбоне и конце триаса, вовлекается в процесс коробления в начале лейаса.

В Араксинском поясе в лейасе, неокоме и апте намечается суша, окаймленная с севера и северо-востока морем, которое с многочисленными кратковременными перерывами продолжает существовать до середины мелового времени. По-прежнему Араксинский пояс характеризуется миогеосинклинальным режимом развития, а остальные зоны на северо-востоке—эвгеосинклинальным режимом. Инверсия со складчатыми движениями намечается перед келловеем и между неокомом и сеноманом. Наибольшие мощности отложений фиксируются на северо-восточных склонах Малого Кавказа, где они представлены преимущественно вулканогенными образованиями. Там же выделяется ряд крупных гранитоидных интрузий юрского—нижнемелового возраста (Банушская, Кохбская, Шамшадинская, Атабек-Славянская, Кедабекская, Цавская).

Указанная суша состояла из пород эопалеозоя и палеозоя—триаса Структурно-фациальные зоны эвгеосинклинали располагаются по отношению к этой суше кулисообразно. В западном направлении она протягивалась, по-видимому, до меридиана гор. Эрзерум в Западной Армении и скрыта ныне под молодыми третичными отложениями Армянского вулканического нагорья.

Следует указать, что область Куринской низменности вовлекается в процесс длительного погружения с начала рассматриваемого периода—с лейаса и с кратковременными перерывами продолжает заполняться осадками поныне.

6. Верхний мезозой—нижний кайнозой (сеноман-оверз). После общей инверсии и регрессии между аптом и сеноманом крупные опускания с трансгрессией моря начинаются в сеномане и уже в верхнем сеноне море покрывает весь Малый Кавказ, причем выделяется ряд узких интрагеосинклинальных и интрагеоантиклинальных зон, совпадающих с выделенными выше тектоническими зонами и продолжающими сохранять свое значение также в палеогене. Среди указанных зон очень резко выделяется Присеванская (Севано-Курдистанская) зона, которая

как уже отмечалось, является сегментом ствола Средиземноморского орогена.

Режим развития также, как и в предыдущие этапы, был миогеосинклинальный в Араксинском поясе и эвгеосинклинальный в области Малого Кавказа.

Вулканическая деятельность широко проявлялась в альбе, сеномане, туроне, коньяке, сантоне, нижнем кампане и эоцене.

С начала рассматриваемого периода намечается ряд перманентных разломов глубокого заложения, являвшихся границами тектонических зон.

Общая инверсия имела место в конце палеоцена и в конце эоцена. Сильное поднятие со складчатостью и разрывами в конце верхнего мела—начале эоцена (ларамийская фаза) испытывают Алавердская, Ахтинская и Приараксинская тектонические зоны, где верхнесенонские отложения имеют ограниченное развитие и сохранились на незначительных площадях, представляющих синклинальные сегменты. В этих же зонах эоценовые отложения в большинстве случаев залегают на отложениях досенонского возраста, в то время как в промежуточных Ереванской, Кафанской, Присеванской и Прикуринской зонах среднеэоценовые и сенонские отложения пластуются как бы согласно, дислоцированы совместно и отличаются большой полнотой разреза. Следующая за верхним мелом трансгрессия начинается в начале лютетского яруса и тоже охватывает весь Малый Кавказ. Прогибы и поднятия развиваются в том же плане, что и таковые верхнемелового времени, причем резко выраженные геоантиклинальные тенденции обнаруживают Алавердская и Приараксинская зоны, а геосинклинальные тенденции—Присеванская и Ереванская зоны.

В конце эоцена, перед приабоном или олигоценом, вся область Малого Кавказа испытывает общую инверсию и дислокационную складчатость (пиренейская фаза), которая явилась решающей для Араратской, Присеванской, Кафанской и Ахтинской тектонических зон.

В верхнемеловое время внедряются гипербазиты Присеванской (часть интрузий) и Приараксинской зон, габброидные интрузии на границе Алавердской и Прикуринской зон (Ноемберянский район), кислые малые интрузии Алавердского рудного района, в эоценовое время внедряются многочисленные малые и пластовые интрузии габброидных пород, небольшие массы гапербазитов и огромное количество гранитоидных интрузий, с которыми связаны основные минеральные богатства страны (месторождения молибдена, меди, свинца, цинка, золота, алюминия, железа и др.).

7. Верхний кайнозой (приабон—антропоген). Конец эоцена является переломным этапом в мезокайнозойской истории тектонического развития Малого Кавказа. После среднего эоцена (оверза) это развитие идет под знаком общего перманентного поднятия и консолидации страны: сильно сокращаются площади депрессионных зон, трансгрессии носят частый и кратковременный характер, в осадках преобладают молассы, хемогенные и пресноводные фации, вулканизм перемещается во внутренние дуги мегаантиклинория, появляются структуры типа наложенных мульд. В оверзское и майкопское времена происходят относительно крупные погружения, которые локализуются в пределах Прикуринской, Присеванской, Ереванской и Приараксинской зон, причем в Присеванской зоне образуются пресноводные угленосно-сланценосные отложения (Амасийская и Дилижанская толщи). Резко выраженные геоантиклинальные тенденции развития обнаруживают Алавердская, Кафанская, Ахтинская и Приараксинская зоны, которые, за исключением части Приараксин-

ской зоны, характеризующейся сильно сокращенными (в 5—10 раз) мощностями приабона—олигоцена, подвергаются размыву.

После поднятия и регрессии, имевших место в конце олигоцена, новые погружения начинаются в тортоне и продолжаются (с небольшими перерывами перед конкой и верхним сарматом) до конца нижнего плиоцена. Погружения эти приурочиваются к Прикуринской, Ереванской и Приараксинской зонам, а также к крайним северо-западным и юго-восточным частям остальных зон, за исключением Алавердской зоны. Много локальных депрессий образуется также в Восточной Анатолии и в северо-западном Иране.

В области Малого Кавказа верхи миоценовой осадочной толщи в объеме верхнего сармата, мэотиса и нижнего понта за пределами Араксинского пояса и Куринской депрессии фациально замещаются вулканогенными отложениями, которые образуют там самостоятельный структурный этаж и залегают с большим угловым несогласием на олигоценовых и более древних отложениях. В то же время осадочная фация этих отложений в Приараксинской зоне и в Куринской депрессии дислоцирована с олигоценовыми и среднемиоценовыми отложениями совместно и по единому плану.

Необходимо отметить что в районах развития вулканогенной фации миоцена всюду наблюдается сильно расчлененный речной сетью пенеплен, погребенный под вулканогенными породами, причем в погребенных долинах выделяется серия аккумулятивных террас высотою до 400 м, денудационных уровней высотою до 1300 м (Памбакский хребет и др.). В этих же районах встречается большое число малых субвулканических интрузий андезитового, трахиандезитового, дацитового и трахилипаритового составов, подчиненных вулканогенной толще верхнего миоцена—нижнего плиоцена. Подавляющее большинство этих интрузий локализовано в Ереванской (Еревано-Ордубадской) тектонической зоне.

Общая инверсия с интенсивной складчатостью происходит в рассматриваемом периоде в конце нижнего плиоцена (понта). Складчатость охватывает, главным образом, Куринскую депрессию и Араксинский пояс развития молассовых и гипсоносно-соленосных отложений (восточнокавказская фаза), промежуточная же область Малого Кавказа деформируется пологими крупными волнами. После указанного этапа складчатости наступает региональная пенепленизация Малого Кавказа и далее, начиная с акчагыльского века, общее дифференцированное перманентное поднятие. На фоне общего поднятия в бассейнах Аракса, Куры, оз. Ван и верховьев Евфрата в верхнем плиоцене и антропогене возникает ряд тектонических депрессий, которые заполняются морскими (Куринская депрессия) и озерными песчано-глинисто-диатомовыми отложениями (Ленинаканская и Араратская озерные толщи и др.). Процесс поднятия и погружения, как уже указывалось, сопровождается вулканическим пароксизмом. Крупнейшие вулканы Армянского нагорья—Арарат, Сипан, Абул, Самсар, Аладжа, Яглуджа, Арагац, Араи-лер, Ишханасар возникают в верхнем плиоцене. Сотни вулканов возникает позднее, в антропогене. Наиболее молодым из них является вулкан Мамрут (Тондурек—между оз. Ван и г. Арарат), который, по свидетельству армянских летописцев, начиная с лета 1441 г., в течение полутора лет извергал пирокластический материал и газы.

Как горное сооружение, Малый Кавказ фигурирует со среднего миоцена. Ахтинская и Присеванская зоны в то время имели высоту порядка 1000 м, поскольку такова же глубина тех ущелий, на склонах и днищах которых залегают верхнемиоценовые образования. В последующее плиоценовое и четвертичное времена указанные зоны испытали

поднятие на 2000 м, что доказывается наличием верхнемиоценовых (конкский и капканский горизонты) морских отложений, залегающих полого на складчатом фундаменте на высотах порядка 2000 м. Поднятие, приходящееся на четвертичное время, оценивается в 200 м (высота апшеронской террасы в средних и верхних течениях горных рек).

Для районов молодых погружений —Ленинаканской и Араратской котловин, выполненных озерными отложениями, амплитуда прогибания за бакинско-гюргянское время оценивается минимум в 400 м, поскольку озерные отложения имеют мощность 400 м.

Тектоническое развитие всего новейшего времени идет под знаком общего дифференцированного поднятия страны, прерываемого кратковременными остановками и погружениями малой амплитуды. В частности, погружение верхнетретичных террас от Аракса и Куры вглубь нагорья рассматривается как показатель новейшего кратковременного погружения области нагорья. Климатические депрессии в новейшее время устанавливаются в гюнце, минделе, риссе и вюрме, из коих последние два этапа отмечаются развитием горно-долинного оледенения в высокогорных районах, расположенных выше моря на 2800—3000 м и более.

6. СЕЙСМОТЕКТОНИКА

Новейшие тектонические движения Армении символизировались землетрясениями, которые достигали неоднократно значительной силы и явились роковыми для сотен тысяч человеческих жизней и памятников их труда.

Литература, посвященная сейсмогеологии Армении, значительна. Основной материал по сейсмичности сосредоточен в работах Л. А. Варданянца (1935), К. Н. Паффенгольца (1947), Е. И. Бюса (1948, 1952, 1955), В. А. Степаняна (1942), Е. А. Розовой (1939) и Н. К. Карапетян (1955—1956).

Касаясь вопросов связи сейсмических очагов с тектоникой, все исследователи вслед за Л. А. Варданянцем приходят к правильному выводу, что очаги землетрясений приурочены к границам зон новейших погружений и поднятий, к участкам сочленения различно ориентированных складчатых систем и зонам омоложенных разрывов и флексурных нарушений.

В настоящей работе дается краткий обзор сейсмотектоники Армении с использованием накопленного за последние 10—15 лет нового фактического материала и, исходя из результатов изучения геологических и грунтовых условий страны, дается ряд рекомендаций, могущих быть использованными при региональном и локальном сейсмическом районировании.

Во избежание загромождения работы описательным материалом, нами, по данным, содержащимся в работах Е. А. Розовой и Н.К. Карапетян, нанесены на карту масштаба 1:1 000 000 инструментально определенные эпицентры и глубины очагов землетрясений периода с 1914 г. по 1954 г. с показом эпицентров разрушительных землетрясений, имевших место с начала нашей эры (по данным хронологии В. А. Степаняна).

Точность определения координат эпицентров землетрясений, по сообщению Н. К. Карапетян, не превышает 7—10 км и дается обычно по классам точности от 0 до 25 км, от 25 км до 50 км и более 50 км. Такая точность, как правило, не позволяет привязывать отдельные очаги к конкретным тектоническим структурам, и поскольку границы тектонических зон, которые отмечены разломами или флексурами и должны

контролировать очаги, отстоят друг от друга на расстоянии 30—35 км, приходится отнести отдельные очаги произвольно к той или иной границе зон или же предположить существование скрытых разломов между ними. Вообще же с чувством досады должны констатировать, что большинство работ по сейсмотектонике представляет скорее общие рассуждения умозрительного характера, нежели конкретный анализ материала, позволяющий делать определенные практические выводы. В конечном счете приходится сделать примитивный вывод о том, что в данном регионе возможны землетрясения, равные по силе имевшим ранее место наиболее сильным землетрясениям. Очевидно, дальнейшее развитие сейсмотектоники не может более ограничиваться рамками обычных геологических исследований и умозаключений и должно базироваться на данных густой сети местных сейсмических станций, гравиметрических и геодезических наблюдений и других новых методах геофизики, могущих установить точные параметры очагов землетрясений, величину деформаций и напряжений, энергии и т. д.

В последующем изложении мы стремились, по возможности, ограничить себя в указанного типа суждениях и приблизиться к решению задач, представляющих больший практический интерес.

По схеме сейсмической зональности мира, предложенной Б. Гутенбергом и Е. Рихтером (1949), Тавро-Кавказская геосинклинальная область, заключенная между Русской и Аравийской платформами, входит в состав Средиземноморско-Трансазиатского сейсмического пояса, который сосредотачивает в своих пределах более одной трети зарегистрированных землетрясений земного шара.

Причинные соотношения между тектоникой и сейсмичностью в названной области обсуждались подробно А. Зибергом, Л. А. Варданянцем, К. Н. Паффенгольцем, Е. Ланом, Р. Фюроном и другими исследователями.

Независимо от теоретических представлений отдельных исследователей относительно общих причин землетрясений и связи их с теми или иными типами тектонических движений, весь наблюдательный материал показывает, что тектонические землетрясения рассматриваемого сегмента Средиземноморско-Трансазиатского пояса являются отражением тех напряжений, которые накапливаются в результате сближения Русской и Аравийской платформ. Грандиозные погружения и поднятия в области между Эгейским, Черным, Каспийским и Персидским морями, достигавшие в послепонтическое время амплитуды 7000 м (от подводной впадины у мыса Матапан в Эгейском море, глубиною 4400 м, до высоких пенепленов Малой Азии и Закавказья), возникновение на их фоне многочисленных плиоплейстоценовых озерных котловин тектонического характера, рамповых депрессий и разрывных нарушений, протяженностью иногда до 2000 км, может рассматриваться в плане сближения указанных платформ, сопровождаемого изгибными деформациями и разрывами коры в орогене и, как неизбежное следствие этого, тектоническими землетрясениями.

Исследования Н. К. Карапетян показали, что действующая в очагах землетрясений рассматриваемых областей сила во всех случаях эквивалентна так называемой двойной силе с моментом, которая, как известно, обусловливает возникновение разрывных нарушений со скольжением крыльев разрывов в противоположных направлениях. Очаги землетрясений всюду оказываются связанными с такими разрывами, поскольку действующая в них сила моделируется диполем с моментом. Результатом действия такой силы являются обычные сбросы, взбросы, надвиги и сдвиги.

Важно отметить, что модель двойной силы с моментом, предложенная В. И. Кейлис-Борок*, может рассматриваться лишь в плане горизонтального сжатия и сопутствующего продольного изгиба земной коры, что, очевидно, имеет большое значение для понимания природы тектонических сил вообще, как эпейротектонических, так и оротектонических.

В интересующем нас сегменте орогена зарегистрировано громадное число землетрясений, которые нередко сообщают поверхностным наносным слоям ускорение порядка 2500 мм/сек^2 (10 баллов) и выделяют в виде объемных упругих волн энергию порядка 10^{24}—10^{25} эрг (полная энергия очага).

По подсчетам Е. И. Бюса, за время с 1912 г. по 1950 г. сейсмические станции зарегистрировали около 5000 собственно кавказских землетрясений, которые достигали изредка силы до 8 баллов.

По данным, сообщаемым армянскими летописцами, за последние две тысячи лет в современных пределах Армении имело место около 20 разрушительных и более сильных землетрясений, разразившихся почти исключительно в бассейне Аракса.

Распределение очагов землетрясений и очагов современной нам эпохи землетрясений в плане тектонической зональности среднетретичного времени представляется в следующем виде (см. карту эпицентров землетрясений масштаба 1:1 000 000).

1. Прикуринская мегасинклинальная зона. Разрушительные землетрясения имели место в продолжениях зоны—в Азербайджане в 1139 и 1235 гг., разрушившие дважды гор. Гянджу и в районе оз. Табацкури в 1899 и 1940 гг., проявившиеся с силой 7—8 баллов. Три большие группы современных очагов намечаются вдоль юго-западного края зоны в Ноемберянском, Иджеванском и Шамшадинском районах, непосредственно в полосе сочленения антикавказских структур Алавердской зоны с общекавказскими структурами Прикуринской зоны. Восточнее большое семейство очагов располагается в районе ст. Акстафа и далее еще одно семейство (более 15 очагов) в районе пересечения параллели 41° с меридианом 46° (в Куринской низменности).

2. Алавердская мегаантиклинальная зона. В пределах Арм. ССР в этой зоне разрушительных землетрясений не было. Здесь незначительные повреждения имели место в связи с Ахалкалакскими семибалльными землетрясениями 1088 и 1899 гг. и Гянджинским землетрясением 1139 г., вследствие которого был разрушен купол Ахпатского монастыря (возможно в результате резонанса). Большая группа современных активных очагов слабых землетрясений располагается на западном продолжении зоны—в южной части Ахалкалакского нагорья. Среди них наиболее сильным было Ахалкалакское землетрясение 1899 г. (8 баллов). В этом районе очаги концентрируются около меридиана 43° 40′ и меридиана 44°. В этом направлении на широтную Алавердскую зону накладывается близмеридиональная миоплиоценовая вулканическая зона, отмеченная большими отрицательными аномалиями силы тяжести (до 110 миллигал в редукции Буге).

3. Присеванская мегасинклинальная зона. Разрушительных землетрясений в этой зоне не отмечено, если не считать небольших повреждений некачественно построенных старинных жилых домов в селах, расположенных севернее Ленинаканской котловины при землетрясении 1926 г. и в сел. Цовагюх в бассейне оз. Севан при землетрясениях 1853 и 1945 гг. Наиболее активными в современную эпоху являются группы

---

* Кейлис-Борок В. И. К вопросу о связи точечных и объемных источников, Изв. АН СССР, серия геофиз., 4, 1956.

очагов слабых землетрясений в районе водораздела р. р. Масрик и Тертер на юго-востоке зоны и в верхних течениях р. р. Дзорагет и Ахурян на западе зоны. Последние очаговые группы располагаются на тех же меридиональных линиях, что и очаги юга Ахалкалакского нагорья. Кроме того, эти очаговые группы тяготеют к региональным разрывам широтного простирания, ограничивающим с севера и юга Базумский хребет. Ряд маломощных единичных очагов тяготеет к полосе перехода между Алавердской и Присеванской тектоническими зонами, где происходит сочленение антикавказских и общекавказских структур и наблюдаются флексурные нарушения.

4. Кафанская моноклинальная зона. Разрушительные землетрясения в этой зоне разразились в 1309 г. (8 баллов), 1840 г. (7 баллов) и в 1931 г. (7—8 баллов). Второе землетрясение исходит из Араратского очага, третье—из очагов Капутджухской группы и лишь очаг первого, возможно, связан с проходящим на юго-западной границе зоны Гиратахтским разломом, обнаруживающим ряд признаков глубинного разлома. Знаменитый Татевский монастырь был разрушен при землетрясении в 1309 г. Единичные очаги слабых землетрясений отмечены в Центральной полосе зоны, на склонах относительного локального максимума аномалий силы тяжести.

5. Ахтинская мегаантиклинальная зона. Эта зона, как уже отмечалось, ограничивается линиями глубинных флексур и разломов—с севера и северо-востока линией Ленинакан—Кировакан—Севан—Басаргечар—Татев—Шишкерт, а с юга и юго-запада линией Ани—Артик—Алапарс—Магмаган—Малишка—Азизбеков—Ордубад. К первой линии приурочены очаги слабых землетрясений в районе гор. Ленинакан, ст. Спитак и Кировакан, гор. Севан и Баязет, сел. Мартуни, восточной части Варденисского хребта и указанный выше древний очаг в районе монастыря Татев. Внутри зоны тоже имеется ряд очагов, особенно вблизи разрывов Цахкуняцского хребта. О землетрясениях, очаги которых приурочены к южной линии, будет сказано ниже.

Внутри Ахтинской зоны предполагается наличие очага сильного землетрясения в районе курорта Цахкадзор, где в 1827 г. был разрушен купол великолепного Кечарисского монастыря.

Учитывая высокое качество постройки и незначительные повреждения домов в соседних населенных пунктах, можно думать, что землетрясение имело, возможно, силу 5—6 баллов, и разрушение купола монастыря было следствием резонанса. Более сильные повреждения в Ахтинской зоне связаны с сотрясениями, исходящими из очагов соседних зон (очаг землетрясений Ахалкалакского, 1899 г., Ленинаканского, 1926 г., Капутджухского, 1931 г.).

6. Ереванская мегасинклинальная зона. Эта зона, как уже указывалось, ограничивается линиями глубинных флексур и разломов—с севера и северо-востока Ани-Ордубадской линией, являющейся границей между эвгеосинклинальной и миогеосинклинальными областями Малого Кавказа, а с юга и юго-запада линией Кармрашен—Паракар—Ереван (Тазагюх)—Двин—Веди—Арпа (Ереванский глубинный разлом). Таким образом, линии разрывов и флексур придают зоне характер рамповой или рифтовой депрессии (тафрогеосинклинали). Метаморфический фундамент в этой зоне, по сравнению с соседними Ахтинской и Прираксинской зонами, опущен примерно на 6000 м.

С Ани-Ордубадской линией связаны очаги восьмибалльных разрушительных землетрясений 735 и 906 гг. в Ехегнадзорском районе, 8—9-балльных землетрясений района развалин гор. Ани 1045, 1132, 1319, и 1926 гг. и Зангезурского (Ордубадского) землетрясения 1931 г., с

линией Ереванского разлома связаны очаги Ереванских землетрясений 894 и 1937 гг., очаги разрушительных катастрофических землетрясений в районе. гор. Двин в 851, 858, 863, 869 гг. Два всемирно известных столичных города древней Армении—Ани и Двин со своими роскошными дворцами и храмами за несколько десятков секунд были превращены в развалины. Современная столица Армении—Ереван тоже расположена вблизи глубинного разлома—на том же разломе, что и развалины Двина.

Большие семейства очагов современных слабых землетрясений, определенных инструментально, констатированы в Ереванской тектонической зоне, в районе развалин гор. Ани, на западном склоне г. Арагац, в районе Еревана и сел. Аштарак, в южной части Гегамского вулканического нагорья и в районе гор. Ордубад (далекие западные склоны Капутджухского хребта), на участке пересечения параллели 39° с меридианом 46°, где расположен также очаг разрушительного Зангезурского землетрясения 1931 г. Возможно, здесь располагались также очаги Ордубадских и Агулисских разрушительных землетрясений 1669, 1880 и 1881 гг.

7. Приараксинская мегаантиклинальная зона. Эта зона в плане предмэотической тектоники представляет резко выраженную мегаантиклиналь, где, в отличие от Ереванской зоны, комплекс эоценовых и более молодых отложений ложится непосредственно на палеозойский фундамент, в плане же послесарматской тектоники она является наложенной мегасинклиналью, ограниченной с севера и северо-востока указанным выше Ереванским глубинным разломом, а на юге и юго-западе Арарат-Алашкертским разломом, который ограничивает зону Анатолид от более южной зоны Таврид.

Кроме указанных выше разрушительных землетрясений, очаги которых связаны с Ереванским разломом, в пределах Араратской котловины к южному разлому приурочены очаги разрушительных землетрясений, проявившихся в 136 г. и 341 г., 1679 (9 баллов) и 1840 гг. (8 баллов). При последнем землетрясении, хорошо описанном, полностью было разрушено сел. Акори (Ахура) на склоне Б. Арарата и сильно пострадали почти все населенные пункты Араксинского пояса. Подавляющее большинство очагов современных слабых землетрясений, расположенных на правом склоне бассейнов Среднего и Верхнего Аракса, связано, вероятно, с зоной разрывов Арарат-Алашкерт.

Указанные три линии глубинных флексур и разрывов в западном направлении прослеживаются в районе гор. Ерзнка во внутренней Анатолии, где смыкаются с зоной известной североанатолийской сбросовой зоны, прослеженной на протяжении 1400 км до Мраморного моря и отмеченной на всем протяжении многочисленными разрушительными и более сильными землетрясениями.

Особенно сильные разрушения были в историческое время в области гор. Ерзнка, который в древности являлся центром одноименной области Армянского царства.

По данным армянских летописцев, разрушительные землетрясения здесь имели место в 510, 586, 1011, 1012, 1045, 1161, 1168, 1169, 1236, 1251, 1254, 1268, 1281, 1287, 1289, 1290, 1356, 1374, 1433, 1457, 1458, 1463, 1482, 1576, 1583, 1667, 1784 гг. Ряд разрушительных землетрясений следовал и позднее. Как сообщает В. А. Степанян, гор. Ерзнка 21 раз был разрушен и восстановлен, причем после последнего разрушения он был отстроен на новом месте, в 8—10 км от старого места, ближе к берегу р. Евфрат. Привязанность армянского населения к этому тревожному городу объяснялась исключительной его красотой, сравнимой, как пишет Г. Алишан, с красотой южных городов Италии.

Наиболее сильным из землетрясений в районе г. Ерзнка было, как указывает Е. Лан, 10-балльное землетрясение 27—28 декабря 1939 г., которое в макросейсмической области охватило площадь порядка 80000 км² и было отмечено трещиной в почве на протяжении 350 км со смещением крыльев до 3,7 м. При другом 9-балльном землетрясении в той же области 20-го декабря 1942 г. (в долине р. Келкит) рельсы железной дороги были смяты в виде латинской буквы «зет».

Разрушительные землетрясения силой до 8—9 баллов между гор. Ерзнка и гор. Ереван в зоне Ереванского разлома имели место также в гор. Эрзерум в 1712, 1766, 1790, 1859, 1868 и 1924 гг.

Таким образом, по всем статистическим данным очаги наиболее сильных землетрясений в пределах Армянской ССР располагаются в Араксинском оротектоническом поясе и локализуются в зонах глубинных флексур и разломов, причем сила землетрясений достигала максимум 9 баллов (Араратские землетрясения 1679 и 1840 гг.). Последние из разрушительных землетрясений—Ереванское 1937 г. и Табацкурское 1940 г. на Ахалкалакском вулканическом нагорьи проявились с силой соответственно 7 и 9 баллов.

Сила указанных выше землетрясений была определена в зависимости от степени вызванных ими разрушений, что, очевидно, нельзя считать обоснованным, поскольку, как теперь признано, степень разрушений обусловлена в существенной мере грунтовыми условиями. В литературе этот вопрос аргументирован довольно обстоятельно, особенно у японских исследователей. Установлено, что одно и то же землетрясение по разрушающему эффекту проявляется на коренных скальных породах с силой, допустим, 6—7 баллов, а на слабо уплотненных, несцементированных аллювиально-делювиальных наносах с силой 9—10 баллов, то есть при одном и том же сотрясении земной коры наносные отложения, особенно водонасыщенные, обладающие небольшим модулем сдвига, получают значительно большее сейсмическое ускорение, чем скальные породы, обладающие высоким модулем сдвига.

В последнее время интересный сравнительный анализ был выполнен С. В. Пучковым* по сопоставлению действия землетрясений на сооружения, располагающиеся на коренных и наносных отложениях. Результаты его исследований можно представить в виде следующей таблицы.

Наименование землетрясений	Дата землетрясения	Сила землетрясений в наносном слое в баллах	Сила землетрясений на коренных скальных породах в баллах	Наименование коренной породы
Лиссабонское	1755	9—10	6—7	Базальтовые лавы
Калабрийское	1783	9	6—7	Граниты
Красноводское	1895	9—10	7—8	Плот. породы
Андижанское	1902	8—9	7	»
Калифорнийское	1908	10	7—8	Известняки
Мессинское	1908	9—10	7—8	Крист. породы
Токийское	1923	9—10	7—8	Плот. породы
Тезамское	1925	9	6—7	Граниты и липариты
Фукуйское	1948	9	6—7	Граниты и известняки
Ашхабадское	1948	9—10	7	Известняки и песчаники
Хаитское	1949	9—10	7—8	Граниты

* Пучков С. В. О предельной силе землетрясений на коренных скальных породах. Изв. АН СССР, серия геофиз., 8, 1956.

Таким образом, выясняется, что сила землетрясений даже в катастрофических ее проявлениях на коренных скальных породах не превышает 7—8 баллов.

Это представление хорошо увязывается с данными А. Зиберга о зависимости разрушений от грунтовых условий. По его данным, полученным из опыта изучения последствий ряда катастрофических землетрясений, степень сейсмичности по сравнению с таковой для скальных пород должна быть увеличена:

а) в случае оснований, сложенных обычными четвертичными аллювиальными, щебенистыми и несцементированными уплотненными песчаными образованиями в зависимости от водонасыщенности, на 1—2 балла;

б) в случае оснований, сложенных из слабо уплотненных глинистых известково-глинистых и лессовых грунтов в зависимости от водонасыщенности и наличия внутриформационных прослоев других несвязанных пород на 1—3 балла;

в) в случае оснований, сложенных болотными грунтами и влажной почвой, на 3—4 балла.

В Армении критерием для определения силы землетрясений бралась степень повреждения храмов, монастырей и церквей, которые во всех районах построены из тесаного камня на известковом растворе и венчаются купольными надстройками. В современной номенклатуре они могут быть отнесены в целом к сооружениям третьего класса. Резко различны лишь грунтовые условия.

Анализ инженерно-геологических условий Армении показывает, что наиболее мощные землетрясения здесь проявились на коренных скальных породах с силой не более 7 баллов и сопровождались разрушениями лишь в тех районах, где здания были основаны на неплотных, слабо сцементированных озерноречных и делювиально-пролювиальных отложениях.

Из приведенных выше данных следовало, что разрушительные землетрясения в рассматриваемой области разразились почти исключительно в Ленинаканской, Араратской, Нахичеванской и Воротанской котловинах. Они выполнены, в основном, песчано-глинистыми, слабо уплотненными озерно-речными отложениями и частично грубообломочным аллювием и рыхлообломочными вулканическими породами, покрытыми чехлом суглинисто-супесчаных наносов. Кроме того, значительные площади в Араратской котловине занимают болотные грунты.

Учитывая указанные особенности грунтовых условий и приведенные выше данные А. Зиберга и С. В. Пучкова, степень сейсмичности названных котловин должна быть повышена по сравнению со степенью номинальной сейсмичности, характеризующей скальные породы, на 1—3 балла, причем для Араратской долины, где грунтовые воды достигают зачастую дневной поверхности, увеличение это должно составлять 2—3 балла, то есть 9—10 баллов против номинальных 7 баллов. В то же время для районов, лежащих к северу от долины—на большей части Канакерского, Егвардского и Октемберянского плато, сложенных мощными покровами лав, степень сейсмичности должна быть принята на уровне степени номинальной сейсмичности. Судить о микрогеологических условиях района гор. Ани, где последствия землетрясений были катастрофическими в эпическом смысле слова, нет возможности. По работам В. В. Богачева известно лишь, что здесь на плиоценовых покровных лавах залегают нижнечетвертичные озерные песчано-глинистые отложения, прикрытые местами черными туфами. На каких именно породах были основаны храмы и дворцы Ани, автору неизвестно.

Значительный интерес представляет опыт изучения последствий разрушительного Зангезурского землетрясения 27 апреля 1931 г. Эпицентр его по инструментальным определениям располагается в 15—20 км к северу от гор. Ордубад, на склоне Капутджухского хребта, но наиболее сильные разрушения, отвечающие 8 баллам, имели место не в эпицентральном районе (между сел. Унус, Бист, Таштун), а в Сисианском и Горисском районах, в частности в сел. Ахлатян и в гор. Горис, отстоящих от гор. Ордубад на расстоянии 50—70 км.

Сисианский район на значительной площади сложен верхнеплиоценовыми озерными отложениями—мягкими, сильно сжимаемыми диатомовыми глинами, переслаиваемыми мягкими неводоносными песками. В восточном и юго-восточном направлениях диатомовые отложения мощностью до 300 м переходят фациально в крайне неоднородную толщу пирокластических пород (туфобрекчии, туфы, пемзы, и пеплы), слагающие район гор. Горис. Разрушенное до основания сел. Ахлатян расположено на толще диатомовых глин, несущая способность которых оценивается величиной порядка 0,5 кг/см², а гор. Горис расположен, в основном, на выветрелом слое толщи пирокластических пород, молодых травертинах и наносных образованиях.

Согласно приведенным выше данным, степень сейсмичности диатомовой толщи, по сравнению с таковой скальных пород, развитых широко в эпицентральной области, должна быть повышена на три балла. Уместно сослаться здесь на опыт изучения Токийского землетрясения 1894 г., при котором песчано-глинисто-галечные наносные отложения на расстоянии 92 км от эпицентра получили ускорение втрое большее, чем скальные породы на расстоянии 35 км. Вместе с этим необходимо подчеркнуть, что большое количество монастырей и церквей в Армении остается без сколько-нибудь серьезных повреждений с древнейших времен. Это монастыри и церкви в Эчмиадзине, Егварде, Ереване, Талине, Артике, Мастаре, Ленинакане, Ахуряне, Гюлагараке, Узунларе, Санаине, Ахпате, Ахтале, Туманяне, Котигюхе, Геташене, Узунтале, Ачаджуре, Агарцине, на острове Севан, в Ахпюраке, Канакере, Аштараке, Карби, Оганаване, Гоше, Шамшадине, Сисиане, Селиме, Амагу и др., из которых некоторые требуют ремонта лишь в части куполов и крыш. Особого внимания заслуживают кафедральный собор в Эчмиадзине, основанный в IV веке, и находящиеся недалеко от него монастыри Рипсиме и Гаяне, построенные в VII веке. Они находятся в нескольких километрах от линии Ереванского глубинного разлома—в 6—7 км от Паракарского очага разрушительного землетрясения 1937 г., основаны на плотных сухих глинистых грунтах, залегающих на озерной песчано-глинистой толще Араратской котловины, и несмотря на эти неблагоприятные условия, выдержали разрушительные землетрясения, разразившиеся в этой области в 851, 858, 863, 869, 893, 1679, 1840, 1937 годах.

Таким образом, имеются определенные основания считать, что сила землетрясения на территории Армении для коренных толщ скальных и плотных сцементированных пород не превышала 7—8 ($7\ ^1/_2$) баллов, чему по современным представлениям отвечает выход сейсмической энергии в виде объемных упругих волн порядка 10^{21} эрг (полная энергия очага будет порядка 3×10^{24} эрг).

Землетрясения Армении все, за редкими исключениями, являются тектоническими землетрясениями, то есть очаги их расположены в литосфере, которая, как уже указывалось, имеет мощность 50 ± 2 км, причем мощность нижнего (промежуточного) слоя равняется 15 ± 2 км, а мощность гранитного слоя вместе с осадочно-вулканогенной толщей—37 ± 2 км (данные Н. К. Карапетян).

Инструментально определенные очаги землетрясений периода 1914—1954 гг. укладываются в три интервала: 0—10 км, 23—37 км, 50—54 км. Кроме того, из группы очагов южной части Гегамского нагорья один очаг располагается на глубине 70—100 км. Мощность осадочно-вулканогенной покрышки не превышает 10 км. Поэтому можно принять, что первая приповерхностная(покровная) группа располагается в метаморфических сланцах эопалеозоя и в вышележащих более молодых отложениях. По данным Е. И. Бюса, в эту группу входят очаги Ленинаканского (Ахурянского) разрушительного землетрясения 1926 г. и Ереванского землетрясения 1937 г.

Вторая группа очагов (23—37 км) локализована в нижней половине собственно гранитного слоя. Подавляющее большинство инструментально определенных очагов располагается в этом интервале (см. карту). В эту группу входит очаг Зангезурского разрушительного землетрясения 1931 г.

Третья группа очагов (50—54 км) приурочена к нижней трети промежуточного слоя, к основанию коры. К ней относятся некоторые очаги между Араратом, Арагацом и Аладагом на Карсском плато. Что касается глубокого очага с эпицентром в южной части Гегамского нагорья (очаг землетрясения 28-го декабря 1951 г.), то он располагается уже в подкоровом ультрабазальтовом слое и относится к промежуточному классу глубокофокусных землетрясений, приурочиваясь в эпицентре к границе Ереванской и Ахтинской тектонических зон, совпадающей с границей миогеосинклинали и эвгеосинклинали.

Как показывает статистический материал, очаговые районы сильных землетрясений мигрируют, а активность их испытывает во времени значительные изменения.

В пределах Армянского нагорья очаги разрушительных землетрясений располагались во II и IV веках в районе Арарата, в VI веке в районе Ерзнка, в VIII веке в Айоцдзоре, в IX веке в районе Двина, в X веке в Айоцдзоре, в первой половине XI века в районе Ерзнка и Ани, во второй половине XI века в Ахалкалакском районе, в XII, XIII, XIV XV веках в районе Ерзнка и частью Ани (1132—1319 гг.), Гянджи (1139 и 1235 гг.) и Татева (1309) г., в XVI веке в районе Ерзнка, в XVII веке в районах Ерзнка, Арарата и Ордубада, в XVIII веке в районе Эрзерума и частью Ерзнка, в XIX веке в районе Арарата, Эрзерума, Ахты, и Ахалкалакского нагорья, в первой половине XX века в районе Ерзнка, Ленинакана, Ахалкалаки, Еревана и Зангезура. Очаги разрушительных землетрясений, расположенные в разных районах и действовавшие одновременно, неизвестны. Четкой периодичности в деятельности отдельных очагов не наблюдается. Отдельные очаговые районы рассматриваются как участки концентрации деформирующих кору напряжений, локализующихся в зонах флексурных и разрывных нарушений, причем пробуждение старых очагов можно рассматривать под углом зрения теории концентрации напряжений и наследственных сред (омоложение древних разрывных нарушений), а исчезновение очагов—под углом зрения теории упрочнения материалов и релаксации напряжений.

Переходя к разбору вопросов сейсмического районирования, необходимо указать, что существующие схемы недостаточно отражают геологическую изученность страны и что в настоящее время накоплен богатый фактический материал,который позволяет произвести районирование на геологической основе масштаба 1:200 000.

С точки зрения автора, сейсмическое районирование рассматриваемой области должно учитывать следующие основные соотношения.

1. Региональный комплекс Малого Кавказа по тектонике и истории геологического развития сходен с островными дугами. Поскольку принимается, что подобные дуги образуются при горизонтальном сжатии коры, то наиболее напряженными элементами сооружения должны являться: Среднеараксинский тектонический пояс в вогнутой части дуги и концевые части дуги в пределах Ахалкалакского и Карсского нагорий и Зангезура.

На фоне Малого Кавказа, так же как и на островных дугах, намечается неовулканический пояс в направлении Ахалкалаки—Арагац—Гегамское нагорье—Варденисское нагорье—Сюникское нагорье, Карадагский хребет с ответвлением от Арагаца в верховьях р. Евфрат. Высокосейсмический пояс Малого Кавказа, так же как и на островных дугах, располагается рядом с неовулканическим поясом с вогнутой его стороны. Эти соотношения в согласии с приведенными выше данными о землетрясениях позволяют подразделить область на два пояса с относительно сильной и слабой сейсмичностью.

2. Очаги землетрясений тяготеют к границам тектонических зон, отмеченным разрывами и флексурами глубокого заложения, причем часть очагов разрушительных землетрясений локализуется на тех участках, где указанный неовулканический пояс скрещивается с границами тектонических зон. При составлении детальной карты сейсмического районирования балльность на границах тектонических зон может быть соответственно повышена.

3. Сопоставление гравиметрических карт и карт эпицентров землетрясений показывает, что очаги нормальных тектонических землетрясений приурочиваются к тем участкам, где изоаномалы имеют наибольшую плотность, то есть, где горизонтальный градиент силы тяжести является наибольшим. Такие зоны, насколько известно, соответствуют переходным полосам от волнообразно приподнятых областей коры к волнообразно прогнутым областям.

Другая важная особенность связи сейсмических очагов со структурой поля силы тяжести сводится к тому, что в высокосейсмичных районах гравитационное поле является сильно расчлененным—в них выделяется большое количество резко выраженных небольших полей с относительными максимумами и минимумами аномалий силы тяжести, в то время как в мало сейсмических районах аномальные зоны являются несравненно более крупными, переходят друг в друга плавно, а изоаномалы обнаруживают значительную выдержанность по простиранию. Сложность структуры гравитационного поля отражает такую же сложность деформированного состояния коры. Наличие большого количества ограниченных в площади аномальных участков указывает на сильное коробление кристаллического фундамента, на наличие в нем большого количества поднятий и погружений, которые, по всей вероятности, граничат друг с другом разрывными или флексурными нарушениями, являющимися очаговыми зонами. В области Малого Кавказа наиболее сложную структуру гравитационного поля имеет высокосейсмичная полоса Ахалкалаки—Ленинакан—Ереван—Нахичевань—Ордубад, причем в региональном плане эта полоса располагается между двумя крупными поясами относительного максимума и минимума аномалий силы тяжести (см. карту).

Дальнейшая работа по сейсмическому районированию должна вестись с широким использованием данных детальных гравиметрических исследований.

4. Почти во всех эпицентральных районах страны выходят на дневную поверхность углекислые минеральные воды и наблюдаются скопления

травертинов, являющихся осадками этих вод (см. карту). Данные детальных гидрогеологических исследований и бурение на минеральные воды показали, что эти воды выходят на дневную поверхность по разрывным нарушениям, которые возникали в результате либо новейших плиоплейстоценовых тектонических движений, либо представляют омоложенные этими движениями древние разрывные нарушения. Разрывные нарушения четвертичного времени бывают обычно малоамплитудными и трудно фиксируются при картировании. Присутствие в таких случаях углекислых минеральных источников может служить критерием для суждения о новейшей разрывной тектонике и, следовательно, о сейсмичности района. При этом особое внимание должно уделяться водам консервированных резервуаров (хлоркальциевый тип по классификации В. А. Сулина), берущих начало из глубоких горизонтов осадочной покрышки, и водам, очень богатым углекислым газом, которые, насколько можно судить, тоже восходят из больших глубин.

5. Выше указывалось, что в вопросах сейсмического районирования исключительно важную роль играют микрогеологические условия. Однотипные конструкции, основанные на разнотипных грунтах при землетрясениях одной и той же номинальной балльности обнаруживают резко различную устойчивость. В частности, по разрушающему эффекту землетрясения, проявляющиеся на коренных породах силой 7 баллов, появляются в новейших наносных отложениях силой 9 баллов*.

В соответствии с имеющимися в литературе данными о коэффициентах сотрясения пород повышение степени сейсмичности в зависимости от грунтовых условий, можно представить для Армении в следующем виде:

а) скальные слабо трещиноватые породы в коренном залегании; номинальная балльность 7;

б) слоистые флишоидные и пирокластические отложения досреднеплиоценового возраста—7—8 баллов;

в) плотные наносные глины, суглинки, супеси, белоземы, галечники доверхнечетвертичного возраста и пирокластические породы плиоплейстоценового возраста—8 баллов;

г) сильно увлажненные песчано-глинистые отложения плиоплейстоценового возраста, несцементированные пески и галечники, элювиально-делювиальные щебнево-глыбовые образования с суглинистым заполнителем, сильно трещиноватые скальные породы в зонах разрывных нарушений и высокопластичные глины нормальной влажности—8—9 баллов;

д) плиоплейстоценовые диатомовые глины, водонасыщенные глины, суглинки, супеси и пески, несцементированный белозем, сильно трещиноватые скальные породы типа рухляков, верхний выветрелый слой гипсоносно-соленосных глинистых толщ и почвенный слой нормальной влажности—9 баллов;

е) болотные илистые отложения, торфяники, чингили (каменники), осыпи, оползневые массы, отвалы и насыпные грунты—более 9 баллов.

Для других значений номинальной балльности (грунты группы «а») степень сейсмичности для последующих групп грунтов должна меняться в ту или другую сторону в соответствии с приведенными выше величинами.

6. В соответствии с вышеприведенными данными для высокосейсмич-

* В этой связи можно, к примеру, указать, что здания гор. Дилижан, на правом склоне ущелья р. Агстев, построены почти всецело на неустойчиво оползневых грунтах. 5—6-балльное землетрясение вызовет здесь разрушения, сравнимые с разрушениями 9-балльных землетрясений.

ной зоны Малого Кавказа, намечающейся по полосе Ахалкалаки—Амасия—Ленинакан—Ереван—Ехегнадзор—Азизбеков—Ордубад в пределах бассейнов Ахуряна и Среднего Аракса номинальную балльность при скальном основании можно принять равной 7 (100—250 мм/сек^2), а для остальной территории Армении 6 (50—100 мм/сек^2), причем балльность должна быть увеличена для нескальных грунтов согласно классификации, приведенной в п. 5.

Для прикладных целей представляется более удобной постановка вопроса в следующем виде, а именно: учитывая, что громадное большинство сооружений строится фактически на наносном слое четвертичного возраста—на галечниках, глинах, суглинках, супесях, белоземах и плотных элювиально-делювиальных щебнево-глыбовых образованиях с супесчаным заполнителем (грунты группы «в»), которые по сравнению со скальными грунтами (группа «а») получают ускорение на один балл больше, целесообразно отнести номинальный балл к грунтам этой группы («в») с последующим увеличением или уменьшением балльности в зависимости от конкретных микрогеологических условий, согласно приведенной в п. 5 классификации грунтов. Такая постановка вопроса лучше соответствует также приведенным в каталогах оценкам силы землетрясений. При этой постановке вопроса номинальная балльность для указанной выше высокосейсмичной зоны Армении должна быть принята равной 8, а для малосейсмичной зоны —7.

СПИСОК

инструментально определенных эпицентров землетрясений Армении периода 1915—1953 гг.*

№№ п/п	Широта	Долгота	Дата	Глубина очага в км
1	2	3	4	5
1	40° 4′	45° 2′	1·IV — 1915 г.	в коре
2	39 5	45 5	11·X — 1916 г.	„
3	40 0	45 5	5·XII — 1921 г.	„
4	41 5	46 4	20·IV — 1928 г.	„
5	39 3	46 0	27·IV — 1931 г.	„
6	39 0	46 0	8·V — „	„
7	39 16	46 39	6·XI — 1933 г.	25
8	39 15	46 30	6·IX — „	в коре
9	41 7	46 6	3·X — „	„
10	40 57	45 22	9·II — 1934 г.	10
11	40 17	42 54	11·II — „	55
12	40 26	44 2	22·II — „	55
13	41 16	45 5	31·VI — „	36
14	41 20	45 2	1·IX — „	в коре
15	41 18	44 55	9·XI — „	„
16	40 9	45 1	21·VI — „	„
17	40 45	45 6	21·VII — „	„
18	40 57	45 24	1·IX — „	„

* Составлен по материалам Н. К. Карапетян и Е. А. Розовой.

Продолжение

1	2	3	4	5
19	40° 57′	45° 20′	9·IX — „	„
20	39 5	46 3	6·1 — 1935 г.	„
21	41 1	45 6	12·VIII — „	„
22	41 1	45 0	24·IX — „	„
23	41 2	45 1	24·IX — „	„
24	41 3	46 5	22·XI — „	„
25	3935	46 19	6·I — „	„
26	41 3	43 40	25·I — „	32
27	41 2	43 51	25·I — „	в коре
28	4111	43 36	26·I — „	20
29	4055	46 5	15·II — „	в коре
30	4120	43 58	16·II — „	„
31	4117	44 56	27·III — „	„
32	40 2	45 40	12·VII — „	„
33	41 2	45 29	24·IX — „	25
34	41 2	45 29	24·IX — „	25
35	40 7	45 2	9·II — 1936 г.	в коре
36	41 1	45 0	25·II — „	„
37	40 2	45 7	7·III — „	„
38	41 1	45 2	11·IV — „	„
39	41 7	45 9	4·VIII — „	„
40	41 1	46 6	7·IX — „	„
41	41 6	46 6	8·X — „	„
42	41 1	45 7	14·XII — „	„
43	40 2	44 3	7·I — 1936 г.	в коре
44	41 5	43 44	9·II — „	25
45	41 11	44 2	25·II — „	25
46	41 13	43 45	25·II — „	25
47	40 3	45 42	7·III — „	25
48	41 15	45 43	25·V — „	25
49	41 8	43 37	15·X — „	27
50	40 57	45 50	14·XII — „	25
51	41 13	43 43	24·XII — „	25
52	40 12	44 16	7·I — 1937 г.	10
53	40 54	45 38	13·I — „	30
54	41 15	44 45	13·I — „	25
55	40 20	44 40	15·I — „	10
56	40 20	44 40	23·I — „	10
57	40 16	44 34	28·I — „	10
58	41 24	43 55	2·V — „	25
59	40 07	44 6	16·V — „	10
60	39 45	44 16	5·XI — „	25
61	41 34	43 37	23·XII — „	60
62	41 16	44 20	6·I — 1938 г.	40
63	41 6	44 38	6·I — „	в коре
64	41 10	44 25	6·I — „	„
65	41 10	44 9	7·I — „	„
66	40 53	44 20	13·I — „	„
67	40 16	43 44	13·V — „	„
68	41 10	44 49	9·VII — „	„
69	41 15	44 42	13·VII — „	„

Продолжение

1	2	3	4	5
70	41° 10′	44° 49′	13·VII — „	„
71	41 10	44 23	13·VII — „	„
72	41 11	44 33	14·VII — „	„
73	41 8	43 41	9·X — „	30
74	40 30	43 51	12·XI — „	0
75	40 55	44 47	14·XI — „	50
76	40 98	43 52	14·XI — „	50
77	40 30	46 40	21·XII — „	60
78	40 6	46 5	21·XI — „	в коре
79	41 4	44 2	10·II — 1940 г.	„
80	41 2	44 6	23·VIII — „	„
81	40 6	45 0	11·VIII — 1944 г.	„
82	40 5	45 0	11·VIII — 1945 г.	„
83	40 29	44 57	11·VIII — „	„
84	39 0	44 4	3·X — 1946 г.	„
85	41 4	44 7	14·II — „	„
86	40 48	46 11	23·I — „	„
87	40 8	46 2	23·I — „	„
88	40 3	45 5	20·II — 1947 г.	„
89	40 16	45 27	20·II — „	„
90	41 21	44 9	14·V — „	„
91	41 1	43 3	23·V — „	„
92	41 8	44 27	14·IX — „	31
93	40 47	45 45	10·I — 1948 г.	в коре
94	40 8	45 7	10·I 1948 г.	в коре
95	41 0	45 0	14·X — „	„
96	41 2	44 58	14·V — „	„
97	41 0	44 16	12·IX — „	23
98	41 2	44 9	2·I — 1949 г.	в коре
99	41 14	44 52	2·I — „	„
100	40 50	45 21	30·I — „	„
101	40 9	46 0	17·II — „	„
102	41 0	45 9	18·II — „	„
103	40 56	45 59	17·II — „	„
104	40 58	45 52	18·II — „	„
105	41 17	44 58	2·V — „	„
106	41 23	44 0	18·VIII — „	„
107	41 6	45 11	26·XII — „	„
108	41 18	44 0	23·VIII — „	37
109	39 1	45 0	1·V — 1950 г.	в коре
110	41 12	43 42	16·III — „	36
111	39 7	45 0	1·V — „	в коре
112	39 5	45 1	1·V — „	„
113	40 4	46 6	6·VII — „	„
114	41 6	45 5	7·VIII — „	„
115	39 8	44 5	4·X — „	„
116	41 7	46 0	21·IX — „	в коре
117	41 0	46 0	2·IX — „	„
118	41 16	43 52	11·IX — „	„
119	40 5	45 2	28·XI — „	„
120	41 18	43 42	12·XI — „	34

Продолжение

1	2	3	4	5
121	41° 5′	46° 5′	22·XI — »	в коре
122	41 16	43 2	11·XI — »	23
123	41 20	43 39	17·I — 1951 г.	в коре
124	42 00	43 57	16·I — »	»
125	41 20	43 39	17·I — »	»
126	41 9	44 5	3·III — »	»
127	41 9	44 5	4·III — »	»
128	40 4	46 3	26·III — »	»
129	40 27	46 15	26·III — »	27
130	39 27	45 57	1·V — »	27
131	41 4	44 0	6·V — »	в коре
132	41 3	44 0	13·V — »	»
133	41 4	45 9	3·VI — »	»
134	39 4	44 4	27·VIII — »	»
135	39 2	44 24	27·VIII — »	27
136	31 3	44 0	30·VIII — »	в коре
137	41 18	44 6	30·VIII — »	30
138	41 16	43 41	11·X — »	32
139	41 0	46 7	13·X — »	в коре
140	39 18	45 57	21·X — »	26
141	39 3	46 0	21·X — »	в коре
142	41 1	45 2	24·X — »	»
143	39 18	45 57	21·X — »	»
144	41 3	45 12	24·X — »	»
145	39 17	45 58	21·X — 1951 г.	в коре
146	41 14	43 47	25·X — »	24
147	41 4	44 0	1·XI — »	в коре
148	41 4	44 0	1·XI — »	»
149	41 3	44 0	7·XI — »	»
150	41 16	43 41	11·XI — »	»
151	39 48	44 54	12·XII — »	23
152	39 8	44 9	12·XII — »	в коре
153	39 48	44 54	12·XII — »	»
154	40 7	45 0	28·XII — »	70—100
155	40 50	44 37	28·XII — »	в коре
156	40 7	45 1	28·XII — »	»
157	40 42	45 3	28·XII — »	»
158	40 13	47 3	4·I — 1952 г.	в 26
159	39 9	44 1	29·I — »	в коре
160	40 24	43 42	10·IV — »	36
161	39 8	44 59	18·IV — »	в коре
162	39 3	45 0	7·V — »	32
163	41 34	41 31	7·V — »	37
164	41 43	41 31	8·V — »	37
165	41 8	43 57	6·VI — »	35
166	41 30	43 59	6·VI — »	34
167	41 36	44 5	13·VI — »	37
168	41 17	43 46	22·VI — »	27
169	41 1	44 5	21·VIII — »	в коре
170	40 6	46 3	31·VIII — »	»
171	40 37	46 20	21·VII — »	»

Продолжение

1	2	3	4	5
172	39° 9′	46° 3′	18.I — 1953 г.	»
173	39 53	46 27	18.I — »	»
174	41 8	45 1	22.I — »	»
175	40 3	45 9	8.II — »	»
176	40 18	45 51	8.II — »	»
177	40 18	46 1	7.IV — »	»
178	40 28	46 8	7.IV — »	»
179	41 2	45 3	27.V — »	»
180	41 11	45 19	27.V — »	»
181	40 8	45 4	3.VII — »	»
182	40 3	45 5	16.VIII — »	»
183	40 4	45 9	28.IX — »	»
184	40 24	45 55	28.IX — »	»
185	39 4	46 0	6.X — »	»
186	39 4	46 0	6.X — »	»
187	41 8	46 2	17.X — »	»
188	41 7	45 9	11.XI — »	»

ГЛАВА ШЕСТАЯ

МЕТАЛЛОГЕНИЯ

В региональном комплексе Армении обособленный класс геологических образований составляют рудные формации магматического и постмагматического происхождения, связанные генетически с разновозрастными и разнохарактерными интрузивными массами и размещенные в виде эпигенетических и частично сингенетических минеральных ассоциаций в разнообразных толщах эффузивных, интрузивных, осадочных и метаморфических пород.

В данной главе приводится краткая характеристика магматогенных рудных формаций и данные, освещающие возрастное положение этих формаций в связи с их магматической деятельностью и тектонической зональностью*. В первом приближении глубинные и поверхностные проявления магматизма укладываются в семи относительно крупных циклах, причем эффузивные циклы внедрения гипабиссальных, трещинных, пластовых и субвулканических интрузий совпадают во времени с периодами нисходящих движений узких прогибов коры, а циклы проявлений абиссальных гранитоидных и щелочных интрузий, как правило, с периодами инверсии этих прогибов. Этим и определяется главнейшая особенность металлогении Армении — связь основных минеральных богатств ее с магматической деятельностью.

На территории Армении известно оруденение молибдена, меди, свинца, цинка, олова, сурьмы, мышьяка, золота, серебра, ртути, хрома, никеля, железа, ванадия, магния, марганца, титана, алюминия, рения, селена, кадмия, вольфрама, серного колчедана, бария, бора, циркония, церия,

---

* Данная глава составлена с использованием материалов С. И. Аванесяна, А. И. Адамяна, В. М. Амаряна, Ю. А. Арапова, Г. М. Арутюняна, А. М. Арутюняна, А. С. Арутюняна Э. Б. Арутюнян, А. А. Асатряна, И. В. Барканова, Г. П. Багдасаряна, А. Г. Бетехтина, С. С. Ванюшина, Б. С. Вартапетяна, В. Е. Гогиняна, Г. И. Гольденберга, Г. О. Григоряна, Ж. М. Григоряна, В. Г. Грушевого, Э. Х. Гульяна, С. Н. Даниеляна, А. Л. Додина, П. Л. Епремяна, Е. П. Зильмана, А.Е. Кочаряна, М. П. Исаенко, Д. П. Исаханяна, А. Е. Казаряна, С. В. Казаряна, В. Н. Котляра, С. М. Лусяна, И. Г. Магакьяна, А. Г. Мидяна К. А. Мкртчяна, С. С. Мкртчяна, С. А. Мовсесяна, Н. Я. Монахова, К. Н. Паффенгольца, Г. О. Пиджяна, Г. А. Пилояна, П. С. Саакяна, Г. С. Синаняна, А. Н. Соловкина, В. Степаняна, О. С. Степаняна, П. Ф. Сопко, И. А. Тараяна, А. М. Тер-Авакяна, Н. Д. Хачатряна, Н. С. Хачатряна, Э. А. Хачатряна, Дж. Чатиняна и ряда других исследователей.

лантана, теллура, висмута, некоторых рассеянных и редкоземельных элементов и др., причем в промышленных масштабах осваиваются руды молибдена, меди, свинца, цинка, серного колчедана и барита.

Из других полезных ископаемых Армения располагает мощными запасами каменной соли (с небольшими подчиненными скоплениями калийных солей), флинтклеевых, форстеритовых и перлитовых огнеупоров,

СХЕМА

расположения тектонических зон и главных полей постмагматической рудной минерализации Армении



известняков, травертинов, мраморов, глин, всевозможных строительных материалов вулканического происхождения, минеральных вод, небольшими запасами гипса, формовочных и строительных песков, каменных углей, горючих сланцев, торфа, горного хрусталя, исландского шпата. Кроме

того, в последние годы установлены в некоторых районах прямые признаки нефти и горючего газа, на основании которых ведутся соответствующие поисково-разведочные работы.

Ниже приводится краткая характеристика рудных формаций Армении, причем вместе с металлами рассматриваются также некоторые металлоиды, имеющие важное практическое значение.*

1. РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ

1. **Платино-хромовая формация.** Представлена гистеромагматическими рудами, залегающими в виде шлировых выделений, небольших гнезд и вкрапленности в эоценовых, турон-сенонских и эопалеозойских гипербазитовых интрузиях и частично лиственитах Присеванской и Ахтинской тектонических зон. Минеральный состав формации — хромит, хромдиопсид, магнетит, сульфиды меди, железа, никеля, самородные платина и золото, минералы осмия и иридия. Руды этой формации представлены на месторождениях Шоржа, Джиль, Амасия и др. Ограниченное промышленное значение приобрели из них хромитовые руды.

2. **Титано-магнетитово-ванадиевая формация.** Представлена единственным небольшим месторождением Калакар в Мегринском районе, в крайней юго-восточной части Ахтинской тектонической зоны, где оно приурочено в виде вкрапленного оруденения к интрузии габбро-пироксенитов. Минеральный состав руды — титаномагнетит с ванадием, халькопирит, борнит, авгит (в большом количестве). Спектрально установлено также наличие никеля.

По мнению И. Г. Магакьяна, месторождение сходно, в известной мере, с Волковским месторождением медно-железо-ванадиевых руд на Урале, имеющим промышленное значение. Генетический тип месторождения — гистеромагматический.

По минеральному составу к рудам данной формации близко подходят титано-магнетитово-ванадиевые руды небольших Дайлахлинского (Ехегнадзорский район) и Агарцинского (Иджеванский район) месторождений, имеющих, однако, осадочное происхождение (титано-магнетитовые косослоистые туфопесчаники) и приуроченных к среднеэоценовой вулканогенной толще.

3. **Магнетит-фторапатитовая формация.** Представлена двумя небольшими месторождениями — Калакар в крайней юго-восточной части Ахтинской тектонической зоны и Капутан в центральной части Ереванской тектонической зоны. На первом месторождении оруденение в виде секущих прожилков размещено в предюрских сиенито-диоритах и габбро, с которыми оно связано генетически (гистеромагматический тип, аналог руд шведской Кируны, по И. Г. Магакьяну). На втором месторождении оруденение представлено небольшими жилообразными и шлировыми телами, залегающими в андезитовых лавах миоплиоцена. Генетическая связь с вмещающими породами или интрузивными породами района неясна. Минеральный состав руд—магнетит, апатит, флюорит. Перспективы месторождений не оценены. Ныне известные выходы представляют поисковый интерес. Из рассеянных элементов присутствует ванадий.

4. **Магнетит-оливиновая формация.** Представлена мощными жилообразными крутопадающими (80—90°) телами, которые залегают в эоценовой габброидной интрузии склонов г. Арамазд (Кафанская тектоническая

---

* Вещественный состав руд в большинстве описываемых ниже рудных формаций приводится по монографии И. Г. Магакьяна «Металлогения Армении», 1954.

зона) и сложены в главной массе серпентинизированным оливином и магнетитом. Руда природно легированная, самофлюсующаяся и содержит 36—40% железа, 18—21 % окиси магния, 15—20% кремнекислоты, примеси ванадия, никеля и кобальта. Содержание серы и фосфора незначительное.

Рудные тела мощностью 30—100 м прослеживаются по простиранию на 0, 6—0, 8 км, изредка до 3, 0—3, 5 км. Амплитуда оруденения, судя по обнажениям в косогорном рельефе, 600—800 м.

Вероятно, месторождение в древности разрабатывалось.

По вещественному составу руд, морфологии рудных тел и связи их с габбровыми породами, месторождение может быть отнесено к гистеромагматическому типу. Некоторые сомнения в такое заключение вводит факт наличия в контакте с гранодиоритами, прорывающими габбровую интрузию, оливин-магнетитовых руд, проникающих частью в гранодиоритовую интрузию, хотя само это явление может объясняться контактовым воздействием одной интрузии на другую.

Рудовмещающая габбровая интрузия прорывает турон-коньякскую толщу (в районе месторождения — у сел. Сваранц), а также вулканогенную толщу эоцена района сел. Сисиан и Дарбас.

5. **Магнетит-ильменитовая формация.** Приурочена к предюрским интрузивным породам габбро, в которых рудные минералы (магнетит, ильменит, корунд) образуют более или менее равномерную вкрапленность, переходящую местами в шлировидные скопления. Последние отчетливое отражение получают на магнитометрических картах. Среди габбровых массивов наибольшую концентрацию указанные минералы имеют в массиве, расположенном в северо-западной части Мегринского района (Кармиркарский габбровый массив) в Ахтинской тектонической зоне. Перспективы месторождений этой формации неясны.

6. **Медно-флюоритовая формация**. Отмечена в позднеэоценовом комплексе щелочных интрузий Ахтинской тектонической зоны (Тежсарский массив на Памбакском хребте). Оруденение приурочено к зоне разлома, проходящего по контакту граносиенитов и щелочных сиенитов и выражено вкрапленностью халькопирита, магнетита, флюорита, сфалерита и минералов редких и рассеянных элементов. Оруденение генетически связано с щелочными сиенитами. Промышленно интересных скоплений руд не обнаружено. Формация представляет генетический интерес. Генетический тип формации гидротермальный.

7. **Медно-пирротиновая формация**. Отмечена в эопалеозойской толще кристаллических сланцев и ороговикованных порфиритов у сел. Меградзор в Ахтинской тектонической зоне. Оруденение представлено мелкими гнездообразными телами и вкрапленностью. Ассоциация минералов — халькопирит, пирротин, магнетит и никелин. Данная высокотемпературная формация представляет генетический интерес (собственно магматический тип) и промышленных скоплений не образует.

8. **Боросиликатная формация.** В эту формацию включаются скопления турмалина с повышенным промышленно интересным содержанием бора, связанные с интрузивными породами в качестве породообразующего минерала, а также с их эндоконтактом. Наибольший интерес представляют турмалины в позднеэоценовых дайках и кислых интрузивных породах Ахтинской тектонической зоны — в Ахтинском, Азизбековском, Сисианском, Кафанском и Мегринском районах и отчасти в Присеванской тектонической зоне — в Кироваканском и Красносельском районах.

9. **Формация руд полуторных металлов (B, Al, Se, J, TR) и элементов металлических кислот (Zr, Hf, Nb, Ta и др).** Эта формация элементов в промышленно интересных или заслуживающих внимания концентрациях

связана с позднеэоценовыми комплексами щелочных интрузий и их жильными производными. Таких комплексов в Армении известно пять — Шванидзорский, Кармиркарский, Гехинский и Тежсарский в Ахтинской тектонической зоне (щелочные и нефелиновые сиениты и их пегматиты) и Бундукский в Присеванской тектонической зоне (щелочные и нефелиновые сиениты в восточной части Геджалинского хребта).

Породообразующий нефелин в этих интрузивных породах является сырьем для получения металлического алюминия, содержание окиси которого составляет в породе 20—22%. В настоящее время после успешных лабораторных исследований (опыты М. Г. Манвеляна) проводятся заводские опыты по получению из нефелиновых сиенитов окиси алюминия и сопровождающих его других полуторных металлов.

Значительным распространением в указанных щелочных породах пользуется циркон, образующий иногда отдельные обогащенные участки и богатые россыпи в долинах рек, дренирующих район щелочных пород (бассейн р. Мармарик и другие). В цирконе спектрально установлен также ряд других элементов металлических кислот. В нефелиновых сиенитах заслуживают внимания содержания ванадия, галлия, необия, циркония.

В качестве сырья для получения глинозема интерес представляют также водные силикаты алюминия, приуроченные к зоне гидротермально измененных юрских вулканогенных пород к северу от сел. Шагарджик Кафанского района. В них же отмечено повышенное содержание германия.

10. **Формация медно-молибденово-рениево-вольфрамовых руд.** Наиболее богатые месторождения и проявления данной формации локализованы в юго-восточном и северо-западном секторах Ахтинской мегаантиклинальной тектонической зоны (Анкаванское и Намазолянское месторождения в Ахтинском районе, Дастакертское — в Сисианском районе, Казангельское, Каджаранское, Аджебаджское и Кефашенское в Кафанском районе, Джиндаринское, Мюлькское, Алагюнейское, Кармиркарское, Айгедзорское, Агаракское, Нювадинское, Астазурское в Мегринском районе, Варденисское, Прошибердское и Газминское в Азизбековском районе и Парагачайское в Ордубадском районе НахАССР). Относительно небольшие месторождения и проявления тех же руд известны в Присеванской (между сел. Головино и Фиолетово, у сел. Лермонтово, Агви, Ттуджур), Алавердской (у сел. Шнох, Техут) и Кафанской (у сел. Сваранц и Татев) тектонических зонах.

Рудовмещающими являются в большинстве случаев кислые абиссальные интрузии, отчасти порфириты, туфогены, скарны и пегматитовые жилы. Форма рудных тел — прожилково-вкрапленные зоны, реже жилы, гнезда, линзы. Минералогический состав — кварц, молибденит, халькопирит, золото, пирит, борнит, галенит, сфалерит, энаргит, теннантит, люцонит, шеелит и реже киноварь (Джиндаринское месторождение); кроме того, в скарнах вместе с этими минералами встречаются обычные для первых гранат, эпидот, пироксены, магнетит. Из рассеянных элементов в рудах этой формации встречаются рений, селен, висмут, теллур, германий, кадмий и галлий.

По данным М. П. Исаенко на глубоких горизонтах некоторых месторождений (Каджаран) халькопирит уступает место высокотемпературным энаргиту и теннантиту.

Руды рассматриваемой формации варьируют вокруг наиболее обычных смешанных медно-молибденовых руд — от существенно молибденовых (нижние горизонты)—Анкаван, Дастакерт, Айгедзор до существенно медных (верхние горизонты—Джиндара, Казангел, Дастакерт, Намазолян) и в главной своей массе связаны генетически с теми же очагами, что и позднеэоценовые глубинные интрузии порфировидных гранодиоритов (Мегрин-

ская, Прошибердская, Гилутская, Анкаванская, Красносельская и другие интрузии) и отчасти нормальные гранодиориты, причем намечается тесная временно-пространственная связь оруденения с жильной фацией этих интрузий, в частности, с дайками гранодиорит-порфиров и с малыми интрузиями того же состава.

Главнейшие промышленные и перспективные месторождения медно-молибденовых руд Армении принадлежат к данной формации, связанной генетически с позднеэоценовыми интрузиями.

Незначительные проявления комплекса минералов рассматриваемой формации встречаются также в генетической и локальной связи с трахилипаритовыми, липарито-дацитовыми и андезито-дацитовыми малыми субвулканическими интрузиями верхнего миоцена — нижнего плиоцена в Ереванской тектонической зоне, непосредственно южнее Ахтинской тектонической зоны (интрузии бассейна р. Элпин и др.).

11. **Медно-серноколчеданная формация** объединяет существенно медно-колчеданные, серноколчеданные и смешанные медно-серноколчеданные месторождения — Алавердское, Шамлугское, Армутлинское и ряд мелких в Алавердской тектонической зоне, размещенных в нижне-среднеюрских эффузивах, Агвинское, Спасакарское, Маданидзорское в юрских эффузивах, Чибухлинское, Сисимаданское, Анкадзорское, Дилижанское, Амасийское и ряд мелких в Присеванской тектонической зоне в нижнеюрских (Анкадзор), верхнемеловых (Чибухлы) и эоценовых кварцевых порфирах: Кафанское, Шикахохское, Охтарское, Тандзаверское, Гедаклинское— в нижне-среднеюрских и нижнемеловых (медно-серноколчеданные руды месторождений Тандзавер и Гедаклю) эффузивах Кафанской тектонической зоны; Дайлахлинское серноколчеданное проявление в эоценовых туфах и Андское серноколчеданное месторождение в предюрских гранитоидах Ахтинской тектонической зоны.

Форма рудных тел — жилы, штоки, гнезда, прожилково-вкрапленные зоны: минеральный состав руд — кварц, пирит, халькопирит, галенит, сфалерит, блеклые руды, энаргит, золото и барит в различных пропорциях. Весьма характерны для месторождений колчеданной формации колломорфная структура и массивная текстура руд, а также наличие гипса, который местами образует промышленные залежи (Алаверди, Кафан, Кировакан, Дилижан и другие). Генетическая связь оруденения с интрузиями недостаточно ясна, однако, по примеру Сисимаданского месторождения, расположенного в непосредственной близости с Анкадзорским месторождением, которое по типу руд является аналогом Алавердского и Шамлугского месторождений, можно утверждать, что оруденение связано всюду с эоценовыми гранитоидами, которые обнажаются в районах большинства этих месторождений. Сисимаданское же месторождение включает медно-серноколчеданные руды, которые залегают в скарнированной зоне между интрузией кварцевых монцонитов, с одной стороны, и нижнеюрскими известняками и порфиритами — с другой, и доказывают промышленную меденосность гранитоидных интрузий района. Отметим, что небольшие, но довольно богатые скопления пирита (со скаполитом) констатированы недавно в Приереванском районе в контакте силловой залежи долеритовых габбро-базальтов верхнего плиоцена с залежью каменной соли среднего миоцена. В этих рудах спектрально установлено также наличие свинца и цинка.

Необходимо указать на частое содержание в рудах серноколчеданного типа золота в виде примеси в кристаллах пирита, достигающей нередко промышленной концентрации. Следует также указать, что наиболее крупные концентрации руд (кроме жильного типа) рассматриваемой формации локально приурочены к кислым кератофировым, альбитофировым

и кварцпорфировым лавам и туфам (Алавердское, Шамлугское, Армутлинское, Анкадзорское, Тандзутское, Дилижанское месторождения и некоторые другие).

Из рассеянных элементов, связанных с рудами рассматриваемой формации, заслуживают внимания содержания кадмия, индия, галлия, германия, теллура, селена, висмута, золота, серебра, рения, иттербия и иттрия (в гипсе и ангидрите).

12. **Медно-мышьяковая формация** представлена месторождением Мецдзор в Присеванской и проявлением Сарварт в Ахтинской тектонической зонах в возможной генетической связи с предверхнеэоценовыми турмалиновыми гранитами (Урутская интрузия). Минералогический состав руд — кварц, турмалин, пирит, энаргит, теннантит, в небольшом количестве халькопирит, станнин, сфалерит, галенит, касситерит, эмплектит и пирротин. Рудные тела представлены небольшими жилами и гнездами, приуроченными к измененным зонам вулканогенных отложений эоцена.

13. **Медно-гематитовая формация** представлена большим количеством проявлений и относительно небольших месторождений, приуроченных к вулканогенной толще эоцена и частично нижней юры Присеванской тектонической зоны (месторождения Привольненского рудного поля, Сисимаданское, Антоньевское, Икатакское, Гамзачиманское, Головинское и другие). Минералогический состав руд — пирит, халькопирит, гематит, сфалерит и галенит. В контактовых скарнированных ореолах интрузий появляются, кроме них, в большом количестве гранаты, эпидот, хлорит, диопсид-геденбергит и магнетит (Сисимаданское и Антоньевское месторождения). Месторождения генетически связаны с эоценовыми гранитоидными интрузиями. В частности, Сисимаданское месторождение приурочено к контакту скарнированных известняков и порфиритов нижней юры с кварцевыми монцонитами доолигоценового—послелютетского возраста. Рудные тела представлены гнездами, линзами и вкрапленностью в скарнированных зонах, жилообразными телами и отчасти пластовыми залежами, приуроченными к туфоосадочной толще эоцена (Привольненская группа проявлений). В этой формации промышленный интерес представляет медь, причем наиболее интересными являются Сисимаданское, Антоньевское и Икатакское месторождения.

14. **Полиметаллическая формация** по масштабам и промышленному значению занимает одно из первых мест и представлена несколькими типами руд, иногда разнящимися между собой весьма значительно. Общими между ними и являются сходство условий формирования, морфология рудных тел, преобладание в составе руд свинца и цинка при постоянном наличии в тех или иных количествах золота, серебра, кадмия, висмута и молибдена, связь оруденения с интрузиями гранодиоритов — кварцевых диоритов, приуроченность месторождений преимущественно к вулканогенным толщам и др.

а) Свинцово-цинковый тип включает небольшие месторождения свинцово-цинковых руд с примесью кадмия в сфалерите, приуроченных к доломитизированным известнякам эоцена и верхнего девона (Енгиджинское и Гюмушлугское месторождения в Ереванской тектонической зоне) и верхней юры (Мовсесское месторождение в Алавердской тектонической зоне) и представленных пластообразными залежами, гнездами и вкрапленностью, а также объединяет относительно более крупные пластообразные залежи свинцово-цинковых руд Привольненского рудного района, жильные и штокверковые свинцово-цинковые руды бассейна Марцигет, месторождений Качачкут, Мецдзор, Мгарт, Колагеран, залегающих в вулканогенных отложениях эоцена Присеванской тектонической зоны и большой ряд незначительных проявлений в других районах. Минераль-

ный состав руд в доломитизированных известняках — карбонаты, галенит, сфалерит (с кадмием), пирит, блеклые руды, барит, реже кварц (низкотемпературный подтип), в рудах, приуроченных к вулканогенным отложениям, кроме того, встречаются: эпидот, хлорит и много кварца. Спектральным анализом во всех рудах констатировано содержание молибдена (до 0,01— 0,02%), а также золота и серебра. Для некоторых месторождений этого типа характерна исключительно тесная пространственная связь между свинцово-цинковыми жилами (более 70 жил) и дорудными дайками диабазовых порфиритов (бассейн р. Марцигет). В этом типе особняком стоит промышленно-перспективное Привольненское месторождение, на котором рудные тела в виде выдержанных пластовых залежей занимают в геологическом разрезе среднего эоцена довольно строгое стратиграфическое положение, залегают с вмещающими туфоосадочными отложениями согласно и по единому плану и, кроме того, в разных частях района в разрезах встречается одинаковое количество рудных пластов. П. С. Саакян относит месторождение к хемогенно-осадочному метаморфизованному типу. Автор настоящей работы склонен отнести месторождение к гидротермальному типу, хотя в порядке рабочей гипотезы допустима возможность образования его также по экзгаляционно-седиментационному механизму.

б) Колчеданно-полиметаллический тип объединяет существенно свинцово-цинковые сульфидные руды (с большой примесью халькопирита) локально и парагенно связанные с формацией медно-серноколчеданных руд и ассоциирующиеся в той или иной мере с сульфатами (баритом и гипсом), образующими иногда промышленные скопления в виде линз, пластовых залежей, гнезд и жил. К этому типу относятся: существенно свинцово-цинковые промышленные руды Ахтальского, Шамлугского, Алавердского, Акоринского, Армутлинского месторождений в нижне-среднеюрских эффузивах, и частично в эндоконтакте кварцпорфировых субвулканических интрузивов (центральная часть Ахтальского месторождения) Алавердской тектонической зоны, руды Маданидзорского, Зуйгджрагацского и Мургузского проявлений в юрских эффузивах той же Алавердской тектонической зоны; руды Халаджского и Кафанского месторождений (Шаумянский рудник) в нижне-среднеюрских эффузивах Кафанской тектонической зоны, недавно открытое Маймехское месторождение в эоценовых эффузивах Присеванской тектонической зоны (южнее гор. Дилижан). Форма рудных тел — плоские линзы, гнезда, жилы и прожилково-вкрапленные зоны. Минеральный состав руд—галенит, сфалерит, блеклые руды, пирит, халькопирит, борнит с небольшими примесями кадмия, серебра, золота, индия, галлия, германия, теллура, селена, висмута, рения и др.

в) Собственно полиметаллический тип объединяет руды в ассоциации: галенит, сфалерит (с кадмием), пирит, халькопирит, блеклые руды, кварц, карбонаты, реже молибденит, арсенопирит, буланжерит, самородное золото, серебро, висмут и другие, приуроченные к жилам, гнездам, линзам и зонам в вулканогенных и отчасти интрузивных породах. К этому типу относятся Чибухлинское, Назоиюртское и Мазринское месторождения в Присеванской тектонической зоне; Газминское, Гюмушханское, Чирахлинское, Гегарчинское, Барцраванское (Мазринское) месторождения в среднеэоценовых вулканогенных отложениях и Кармиркарское месторождение в предолигоценовых гранитоидах; Котурванское, Аткизское и Пхрутское месторождения в предюрских гранитоидах и Агверанское месторождение в эопалеозойских метаморфических сланцах Ахтинской тектонической зоны. Количественно преобладающими в рудах являются цинк, свинец и частично медь.

г) Мышьяково (арсенопиритово) - полиметаллический тип представлен небольшим месторождением Пирмазра, приуроченным к предюрским монцонитам Ахтинской тектонической зоны. Рудные тела представлены небольшими линзами. Минеральный состав — арсенопирит, пирит, в подчиненном количестве халькопирит, сфалерит, галенит, пирротин, ковеллин. В рудах спектрально установлено наличие также сурьмы, кадмия, висмута, кобальта и серебра.

д) Золото-серебряно-сурьмяно-ртутно-полиметаллический тип представлен двумя небольшими уникальными жильными месторождениями Азатек и Софи-бина, приуроченными к лютетской вулканогенной толще и частично к прорывающим эту толщу предолигоценовым гранитоидным интрузивным породам Ахтинской тектонической зоны (бассейн среднего течения реки Арпа). Минеральный состав руд — буланжерит и другие сульфоантимонаты, пирит, сфалерит, галенит, антимонит, тетраэдрит, киноварь с примесью золота, серебра, висмута и теллура; из других жильных минералов присутствуют кварц, халцедон, карбонаты, барит и гипс. По данным Г. О. Григоряна, месторождение формировалось в три этапа. В первом этапе образовались прожилки кварца с пиритом, галенитом и сфалеритом, во втором—буланжерит в промышленных масштабах вместе с мелкозернистым и колломорфным пиритом, сфалеритом и баритом, в третьем — жилы гребенчатого кварца с крупнокристаллическим антимонитом, сфалеритом и баритом. Вероятно существование также четвертого этапа минерализации, давшего киноварь, золото и серебро, связанные, в основном, с блеклыми рудами.

Характерно преобладание в рудах центрального участка Азатекского месторождения буланжеритовых руд, а на периферийных участках преобладание антимонитовых руд. Важно также отметить полное выклинивание рудных жил месторождения Софи-бина с глубиной и отсутствие на больших глубинах какой-либо другой рудной минерализации.

Генетическая связь руд рассматриваемой формации с интрузивными породами выражена недостаточно четко, однако локальная и парагенная их связь с позднеэоценовыми интрузиями гранодиоритового состава и такая же связь руд колчеданно-полиметаллического типа с медно-серноколчеданной формацией, которая генетически связана с заведомо позднеэоценовыми абиссальными гранодиоритовыми интрузиями, делают весьма вероятной генетическую связь с этими интрузиями (с конечными фазами их формирования) также руд полиметаллической формации.

15. **Ртутная формация**. Проявление оруденения ртути в виде гидротермальных жил, зон, прожилков с киноварью констатированы в бассейне р. Марцигет (Присеванская тектоническая зона) в ассоциации со свинцово-цинковыми гидротермальными жилами и в поясах гипербазитовых интрузий Присеванской и Ереванской тектонических зон. Оруденение генетически связано с послеэоценовыми интрузивными телами гранитоидного состава. Промышленных скоплений руды пока не обнаружено.

16. **Золото-серебро-висмуто-теллуровая формация**. Приурочена к Присеванской (Тандзутское, Фиолетовское, Гамзачиманское, Агвинское, Атанское, Головинское и Зодское месторождения), Ахтинской (Меградзорское, Кабахлинское, Зарское, Айдиндзорское и Аджебаджское месторождения) тектоническим зонам и генетически связана с послесреднеэоценовыми гранитоидными интрузиями (порфировидные гранодиориты, сиениты, нормальные гранодиориты и кварцевые диориты). Минералогический состав руд — кварц, халцедон, карбонаты, пирит, блеклые руды, халькопирит, галенит, самородное золото, электрум, минералы висмута, арсенопирит, киноварь, антимонит, теллуриды. Форма рудных

тел — жилы и жилообразные тела кварц-карбонатного состава, зоны, штокверки. Вмещающими являются интрузивные породы, породы их экзоконтакта (Меградзорское, Кабахлинское, Зодское, Фиолетовское месторождения) и вулканогенные породы эоцена (Головинское месторождение) и юры (Зодское месторождение), причем для Зодского месторождения вмещающими для рудных тел являются в основном интрузии гипербазитового пояса. Промышленный интерес в отношении золота представляют также аллювиально-пролювиальные наносы в бассейнах рек, дренирующих районы указанных выше месторождений (россыпи). В коренных месторождениях основной интерес представляют гидротермальные кварцевые жилы и прожилки по трещинам отдельности вмещающих пород.

17. **Сурьмяно-мышьяковая формация** представлена единственным известным месторождением в бассейне верхнего течения р. Ахурян, приуроченным к перидотитовым интрузиям Присеванского гипербазитового пояса. Минералогический состав руд—антимонит, реальгар, борнит (в незначительных количествах), ковеллин и халькопирит (хромит и никелевые минералы, встречаемые в этих рудах, генетически связаны с вмещающими интрузивными породами). Кроме того, в рудах спектрально установлено наличие кобальта, ванадия, свинца и цинка. Месторождение представлено измененной рудной зоной, включающей богатые сурьмой и мышьяком короткие жилы, гнезда, вкрапленники и примазки. Генетическая связь месторождения с интрузивными породами неясна. Кислые интрузии в районе месторождения не отмечены, но обилие кварца в руде и сходство минеральной ее ассоциации с таковыми других месторождений указывают на вероятную генетическую связь месторождения с кислыми интрузиями предолигоценового возраста.

18. **Реальгар-аурипигментовая формация** представлена двумя небольшими месторождениями — Сальвардинским (западная часть Баргушатского хребта) и Агверанским и относительно более крупным Аравусским месторождением, расположенными в пределах Ахтинской тектонической зоны. В первом районе оруденение выражено штокверковым типом и приурочено к андезитам, а во втором районе—вкрапленностью и связано с метаморфическим комплексом эопалеозоя. На Аравусском месторождении, расположенном восточнее Сальвардинского месторождения, оруденение приурочено к серии даек диорит-порфировых пород, размещенных в покровных порфиритах мезакайнозойского возраста. Руды, образующие жилообразные тела, залегают как в самих дайках, так и в их контактах с вмещающими порфиритами. Минералогический состав руд: реальгар, аурипигмент, галенит, сфалерит, энаргит. Оруденение генетически связано, по всей видимости, с теми же магматическими очагами, что и диорит-порфировые дайки, которые включают интрателлурического типа арсенопирит и принадлежат к дериватам предолигоценовой гранитоидной интрузии окрестностей сел. Аравус (Сисианский район).

19. **Железорудная формация**. Некоторые промышленные типы железных руд Армении связаны со скарнированными контактовыми ореолами гранодиоритовых интрузий с известняками и вулканогенными породами и частично с гидротермальными жилами; гидротермальные же проявления гематитовых руд непромышленного значения имеются во всех тектонических зонах Армении. По данным А. Г. Мидяна, генетический интерес представляют также кварц-магнетитовые метаморфизованные руды в толще метаморфических сланцев эопалеозоя Ахтинской зоны (в окрестностях сел. Меградзор) и кварц-магнетитовые жилы в Спитакской гранодиоритовой интрузии. Заслуживающими внимания являются гематит-магнетитовые руды (гнезда, линзы, вкрапленность) контактовых ореолов предсеноманской Кохбской гранодиоритовой интрузии с верхнеюрскими

известняками и порфиритами (в Алавердской тектонической зоне), позднеэоценовых гранодиоритовых интрузий с сенонскими известняками (месторождение Молла-Кишлак) и среднеэоценовыми туфогенами (Ахтинское месторождение) в Ахтинской тектонической зоне, а также гидротермальные кварц-гематитовые жилы в Кохбской интрузии. Минеральный состав руд скарновых ореолов— гранат, эпидот, магнетит, гематит, в подчиненном количестве пирит, халькопирит. В скарновом типе руд констатирован кобальт.

20. **Марганцеворудная формация** охватывает небольшие месторождения и проявления, приуроченные к сенонским вулканогенно-осадочным отложениям Прикуринской и Алавердской тектонических зон (месторождения Севкар, Саригюх, Калача) и к эоценовым вулканогенным отложениям Ереванской тектонической зоны (месторождения Мартирос и Горадиз).

В первых двух зонах оруденение сингенетично с вмещающими отложениями и связано с вулканической деятельностью сантона-кампана (А. Г. Бетехиным предполагается повторная переработка осадочных руд марганца Саригюх гидротермальными растворами), а в третьей зоне приурочено к полосам раздробления и предположительно связывается с гидротермами эоценовых вулканов или интрузий послесреднеэоценового возраста. Минеральный состав руд: пиролюзит, псиломелан, халцедон, барит и агат. Из рассеянных элементов присутствует галлий.

21. **Фосфоритовая формация** представлена маломощным прерывистым горизонтом глинисто-карбонатных отложений с конкрециями, прослоями и пропластками фосфорита в верхнедевонских (фаменских) отложениях Приараксинской тектонической зоны Армении. В соответствии с концепцией Н. С. Шатского месторождение генетически может быть связано с вулканической деятельностью верхнего девона, широко проявленной в Ахтинской тектонической зоне (девонские эффузивы Зангезура).

22. **Цериево-лантановая (ортитовая) формация** объединяет довольно многочисленные относительно небольшие скопления кристаллов ортита (в ассоциации с горным хрусталем) в виде гнезд, шлировых образований и вкрапленников, локализованных в пегматитах и пегматит-аплитах позднеэоценовых порфировидных гранитов Присеванской тектонической зоны. Содержание ортита константировано также в делювиальных, аллювиальных и элювиальных наносах, залегающих на породах интрузии порфировидных гранитов. По данным А. Г. Мидяна, ортит констатирован также в породах интрузий щелочных и нефелиновых сиенитов Присеванской и Ахтинской тектонических зон.

2. МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ЭПОХИ

Если пытаться теперь систематизировать приведенный выше материал о связи рудных формаций с отдельными крупными магматическими циклами, то металлогенетические эпохи Армении представятся в следующем виде.

1. Каледонская эпоха (верхний докембрий — нижний силур). К магматическим рудным образованиям этой эпохи относятся кварц-магнетитовые метаморфизованные руды и медно-пирротиновые руды в районе сел. Меградзор в генетической связи с лейкократовыми гранитами и проявления руд платино-никеле-хромовой формации в генетической связи с ультраосновными интрузиями хребта Цахкуняц.

Метаморфический комплекс эопалеозоя вместе с указанными интрузиями слагает фундамент средне - верхнепалеозойских и мезокайнозойских отложений Армении и отделен от вышележащих структурных этажей значительным стратиграфическим перерывом. Комплекс этот в геосинклинальную стадию развития был инъецирован вначале гранитизирующими растворами, давшими гранито-гнейсы, затем габбро-пироксенитовой магмой, давшей хромитовые руды, и далее лейкократовыми гранитами, с которыми связаны кварц-магнетитовые и медно-пирротиновые руды. После замыкания геосинклиналь и метаморфический комплекс (вместе с интрузиями и связанными с ними рудными формациями) подверглись размыву, были пенепленизированы, и область превратилась в геоантиклиналь.

Промышленно интересных концентраций руд в комплексе рассматриваемой эпохи пока не обнаружено.

2. Герцинская эпоха (верхний силур — триас). С Локской и Агверанской гранитоидными интрузиями, относимыми к среднему - верхнему карбону, генетически связаны золото, шеелит и монацит, со Спитакской гранодиоритовой интрузией того же возраста — кварц-гематитовые жилы, медно-гематитовые и свинцово-цинковые проявления, с предюрскими габбровыми породами, связанными фациально с породами сиенито-диоритовой и монцонитовой интрузий Мегринского хребта — собственно магматические магнетит-ильменитовые руды, с габбро-пироксенитами, связанными с этой же предюрской интрузией — магнетит-фторапатитовые руды (Калакарское месторождение в Мегринском районе), с монцонитами— руды арсенопиритово-полиметаллической формации, с эффузивной деятельностью фаменского яруса — фосфориты экзгаляционно (?)-осадочного типа.

Герцинская геосинклиналь Армении и Малой Азии вообще возникла на месте указанной каледонской геоантиклинали и в течение времени от верхнего силура до верхнего триаса включительно испытала общую инверсию со складчатостью, причем инверсионные движения были наиболее интенсивными в Севанском и Антикавказском поясах геосинклинали (Прикуринская, Алавердская, Присеванская, Кафанская и Ахтинская тектонические зоны). Возникшие при этом сооружения, интрузивные массы и рудные формации подверглись размыву и область вновь превратилась в геоантиклиналь.

В период прогибания геосинклинали образуются вулканогенные отложения, с которыми генетически связаны отмеченные выше фосфориты. При инверсии между нижним карбоном и нижней пермью внедряются, по всей вероятности, абиссальные гранитоидные интрузии — Локская, Спитакская, Агверанская, Мармарикская и Малевская, давшие оруденение золота, шеелита, железа, свинца и цинка, при инверсии между триасом и юрой—крупная сиенито-диоритовая интрузия Мегринского хребта, давшая магнетит-ильменитовые, магнетит-фторапатитовые и арсенопиритово-полиметаллические руды.

Промышленно интересных концентраций руд, связанных генетически с комплектом рассматриваемой эпохи, пока не обнаружено.

3. Тихоокеанская эпоха (юра—нижний мел). Из интрузий этой эпохи рудоносными являются Кохбская и Цавская интрузии гранодиоритов, с которыми генетически связано кварц-гематитовое и кварц-магнетитовое оруденение. Кроме того, с Кохбской интрузией локально связано медно-молибденовое штокверковое и медно-колчеданное жильное оруденение, однако остается открытым вопрос о генетической связи оруденения с самой интрузией. Далее высказывались предположения о генетической связи Кафанских медноколчеданных и полиметаллических руд с сред-

неюрскими интрузиями (А. Т. Асланян, Р. А. Аракелян, Г. О. Пиджян), о связи колчеданных руд Алавердской тектонической зоны с очагами верхнебайосских вулканов, давших покровы кварцевых порфиров (Л. Н. Леонтьев, М. А. Кашкай) и др., однако достаточных доказательств в пользу этого предположения пока не имеется и многие исследователи считают эти руды третичными.

Геосинклинальные прогибы тихоокеанского времени возникли на фоне отмеченной выше эпигерцинской геоантиклинали. Антикавказский и Севанский пояса развивались в эвгеосинклинальном режиме, а Араксинский пояс—в миогеосинклинальном режиме, причем в северо-западной части Араксинского пояса и Ахтинской тектонической зоны, сложенными эопалеозойскими отложениями, располагалась область минимальных и отрицательных мощностей.

Главная масса заполнения эвгеосинклинальной области представлена вулканогенными породами андезитового и липарито-дацитового составов, достигающими мощности 6000 м. Представляется вероятным, что интрузивные массивы, о которых идет речь, внедрились в конечных периодах отдельных крупных этапов погружения депрессионных зон в виде крупных трещинных инъекций. В частности, можно предположить, что Бердская, Ахтальская и Атабек-Славянская интрузии плагиогранитов и кварцевых порфиров внедрились в конце этапа, ознаменовавшегося излияниями порфиритов и кварцевых порфиров в нижне-среднеюрское время, а Кохбская, Кедабекская и Дашкесан-Зурнабадская интрузии гранодиоритов—в конце крупного верхнеюрско-неокомского этапа прогибания и следующей за ним инверсионной складчатости.

4. Альпийская эпоха (сеноман — антропоген). Первая половина этой эпохи является главнейшей промышленно-продуктивной металлогенической эпохой Армении и изобилует разнообразием генетических типов и формаций руд.

С гипербазитовыми интрузиями турон-сенонского возраста генетически и локально связана платино-никеле-хромовая формация руд, с липарито-дацитовыми корнями излияний нижнесенонских вулканов — баритовое оруденение, с очагами тех же вулканов—оруденение марганца, относящееся к экзгаляционно-осадочному типу, с эоценовыми гипабиссальными нормальными гранодиоритовыми интрузиями связаны формации медно-серноколчеданных, медно-мышьяковых, медно-гематитовых, полиметаллических, золото-висмуто-теллуровых, сурьмяно-мышьяковых, реальгар-аурипигментовых, ртутных, бор-турмалиновых и частично медно-молибденовых и железных руд, с интрузиями порфировидных гранитов, аплитовидных гранитов и гранодиорит-порфиров (малые интрузии и дайки)—медно-молибденово-рениево-вольфрамовые, цериево-лантановые и частично ртутные, полиметаллические и медно-серноколчеданные руды, с щелочными и нефелиновыми сиенитами — полуторные металлы и элементы металлических кислот и др. С эоценовыми гранитоидными интрузиями генетически связаны промышленные медно-молибденовые месторождения и проявления — Анкаван, Мартуни, Головино, Газма, Алагюней, Мюльк, медно-серноколчеданные месторождения — Алаверди и Шамлуг (?), Агви, Анкадзор, Армутлы (?), Чибухлы, Тандзут, Дилижан, Кафан (?), полиметаллические месторождения—Привольное, Бабаджан, Ахтала, Маймех, Газма, Гюмушхана, Барцраван, Кармир-кар, Кафан (?), золоторудные месторождения — Зод, Меградзор, Дилижан, железорудные месторождения — Молла-Кишлак, Ахта, с габбровыми интрузиями — железорудное месторождение Сваранц.

Пластовые малые интрузии этого возраста — габбро-диориты, габбро-порфириты, липарито-дациты и др. являются обычно безрудными.

Древнеальпийская эпоха геосинклинального развития Армении является по существу естественным продолжением тихоокеанской эпохи. Депрессионные зоны, возникшие с начала юры, с некоторыми перерывами продолжали интенсивно прогибаться вплоть до конца эоцена, причем наиболее интенсивные погружения имели место в верхнем сеноне и среднем эоцене и сопровождались инъекциями основной—ультраосновной магмы и частично (в эоценовое время) также трещинными инъекциями гранитоидной магмы.

В конце эоцена геосинклиналь Армении испытывает общую инверсию с дислокационной складчатостью и внедрением гранитоидных интрузий. Как было отмечено ранее, внедрившиеся гранитоидные интрузии эволюционировали в некоторых случаях таким образом, что последовательно обособились нормальные гранодиоритовые (в широком смысле определения), порфировидно-гранодиоритовые (вместе с малыми интрузиями гранодиорит-порфиров и аплитовидных гранитов) и щелочные интрузии (Ахтинская и Присеванская тектонические зоны).

В других районах эволюция этой магмы ограничилась формированием лишь более или менее кислых немногофазных гранодиоритовых интрузий в широком смысле определения (габбро-диориты, кварцевые диориты, гранодиориты, граниты — в подавляющей массе гранодиориты). Такова, в частности, эволюция магмы в Алавердской тектонической зоне и в смежных с нею частях Присеванской тектонической зоны.

Определенные рудные формации постмагматического генезиса, повидимому, не являются уделом вполне определенных магматических образований. Нередко одни и те же формации руд, и тем более отдельные рудные минералы, оказываются связанными генетически с разными интрузиями или же с разными фазами одного и того же магматического цикла, однако в выделении из магматического очага главной массы отдельных металлов наблюдается все же некоторая правильность. Так, например, в Памбакском рудном районе, где эоценовый магматический очаг дал последовательно нормальные гранодиориты, порфировидные гранодиориты (с малыми интрузиями рудообразующих гранодиорит-порфиров) и щелочные сиениты, в ходе эволюции очага последовательно, на различных расстояниях от интрузивных тел, выделились главные массы молибдена, вольфрама, меди, свинца, цинка, мышьяка, золота, висмута и теллура, давшие ряд обособленных месторождений. Аналогичная картина наблюдается в Зангезурском рудном районе, где последовательно выделяются гранодиориты (банатиты и др.), порфировидные гранодиориты (с малыми интрузиями гранодиорит-порфиров и аплитовых гранитов). Последовательность выделения основных порций металлов здесь следующая: молибден, медь (совмещенные в месторождениях прожилково-вкрапленного типа), вольфрам, свинец и цинк, мышьяк, ртуть, образующие обособленные месторождения на различных расстояниях от интрузивных тел.

Во второй половине альпийской эпохи (миоцен-антропоген) в процессе рудообразования некоторую роль играют лишь малые субвулканические интрузии и пластовые залежи. Каких-либо промышленно интересных скоплений сульфидных руд типа вышеуказанных, связанных с названными интрузиями, пока не установлено. Рудные минералы, генетически связанные с ними, представлены галенитом, сфалеритом, молибденитом, халькопиритом и пиритом, представляющим минералогический интерес. Относительно большие скопления пирита отмечены в районе гор. Ереван в лежачем и висячем боках габбро-базальтовой пластовой интрузии в контакте ее с поваренной солью и глинами среднего миоцена.

Тектоническое развитие Армении в олигоценовое, миоплиоценовое и антропогеновое времена проходило под знаком замыкания геосинклинали

и общего поднятия страны, прерываемого временными опусканиями отдельных узких зон. Главной зоной проявления малых интрузий явилась Ереванская тектоническая зона. Внедрение их происходило в период прогибания и интенсивной эффузивной деятельности в верхнем миоцене — нижнем плиоцене и в верхнем плиоцене.

В рассматриваемое время происходило интенсивное разрушение и размыв рудных формаций эоценового времени. Продукты размыва отлагались в миоценовых депрессиях Араксинского и Куринского поясов, которые должны представлять интерес в отношении наличия в них тех или иных руд осадочного происхождения, имеющих своим первоисточником эоценовые руды сопредельных геоантиклинальных зон.

3. ФАКТОРЫ, КОНТРОЛИРУЮЩИЕ ОРУДЕНЕНИЕ

Основные закономерности, контролирующие в рассматриваемой области процессы рудной минерализации, формирование и размещение соответствующих месторождений, могут быть сформулированы в виде следующих положений:

1. Ортогеосинклиналь Малого Кавказа делится в крупном плане на две зоны первого порядка —на собственно Малокавказскую, охватывающую центральный и северо-восточный поясы Малого Кавказа (Прикуринская, Алавердская, Присеванская, Кафанская и Ахтинская зоны) и Араксинскую, охватывающую центральную и южную зарубежную части бассейна Среднего Аракса (Ереванская и Приараксинская зоны). Первая является эвгеосинклиналью и характеризуется преимущественным развитием эффузивных и интрузивных пород, а вторая является миогеосинклиналью и характеризуется преимущественным развитием осадочных пород при полном отсутствии абиссальных кислых интрузивных пород. Эндогенная рудная минерализация приурочена почти всецело к эвгеосинклинальной области Малого Кавказа.

2. Эндогенная рудная минерализация находится во всех случаях в парагенной связи с абиссальными, жильными и реже с гипабиссальными (рассеянные элементы) интрузивными породами. Нет рудных эпигенетических месторождений, где не было бы интрузивных пород.

3. Наблюдается парагенная связь между определенного типа интрузиями и рудами. В частности, с ультраосновными интрузиями связан хромит, с габбровыми интрузиями, приуроченными к офиолитовым поясам — никель, с порфировидными гранодиоритами— медно-молибденовые и вольфрамовые руды, с кварцевыми диоритами и гранодиоритами — золото, с дайками диабазовых порфиритов и альбитофиров— медно-серноколчеданные руды при наличии в районе гранитовых и гранодиоритовых абиссальных интрузий, с дайками диабазовых порфиритов — свинцово-цинковые и сурьмяные руды при наличии в районе гипабиссальных интрузий кварцевых диоритов, кварцевых плагиопорфиров и абиссальных гранодиоритовых интрузий, с малыми интрузиями гранодиорит-порфирового состава — рассеянное оруденение, со щелочными интрузиями — оруденение редкоземельных и отчасти рассеянных элементов и т. д.

4. Максимальная концентрация металлических компонентов наблюдается в тех районах интенсивного развития магматизма, где наблюдается максимальная дифференциация магмы, выраженная большим разнообразием производных магматических пород (Алавердский, Анкаванский, Кафанский, Азизбековский, Мегринский рудные районы и другие).

5. Оруденение представлено вкрапленным и штокверковым типами, штоками, линзами, гнездами, зонами, жилами, пластообразными зале-

жами, причем важнейшие промышленные типы молибденовых и медно-молибденовых месторождений представлены вкрапленным и штокверковым типами, медно-серноколчеданные—штоковым, жильным и вкрапленным типами, свинцово-цинковые—жильным, пластовым и линзовым типами, золота—жильным, прожилковым и вкрапленным типами (в кварцево-карбонатных породах), хромита—гнездовым (шлиры) и вкрапленным типами, сурьмы—жилами и гнездами и т. д.

6. Намечается локализация крупных скоплений медно-серноколчеданных и частично свинцово-цинково-баритовых руд в кварцевых кератофирах, альбитофирах и частью порфиритах юрского, мелового и палеогенового возрастов (Алаверди, Шамлуг, Ахтала, Чибухлы, Тандзут, Армутлы и другие), молибденового и медно-молибденового оруденения—в абиссальных кислых интрузивных породах (Каджаран, Агарак, Айгедзор, Анкаван, Мюльк, Техут, Джиндара) и частично в вулканогенных породах (Дастакерт), свинцово-цинкового и сурьмяного оруденения жильного типа—в различных вулканогенно-осадочных и интрузивных породах, а вкрапленного и пластообразного типов—в доломитах (Мовсес, Енгиджа, Гюмушлуг) и известковистых горизонтах туфоосадочных толщ (Привольное и другие), золота—в кварцево-карбонатных зонах (Зод) и жилах (Зод, Атан, Агви, Кабахлу, Меградзор, Зар, Айдиндзор), размещенных в разнородных толщах, гематит-магнетитового оруденения—в разнообразных вулканогенных породах и в известковистых отложениях, контактирующих с гранодиоритовыми интрузиями (Сисимадан и другие).

7. Локальными рудоносными структурами являются брахиантиклинали и трапецеидальные антиклинали (Алаверди, Шамлуг, Ахтала, Армутлы, Мовсес, Черемша, Маймех, Азатек, Газма, Гюмушхана, Кафан и другие), зоны раздробления, трещины растяжения, решетчатые структурные узлы (Дастакерт, Казангел, Каджаран, Джиндара, Айгедзор и другие) в виде взаимно пересекающихся зон раздробления, лежачие бока субвулканических интрузий (Шамлуг), зоны внутриформационных межпластовых подвижек (глубокие горизонты Алавердского месторождения), причем почти во всех случаях устанавливается экранирование рудоносных флюидов сводовыми структурами, дайками, тектоническими глинами, туфовыми, глинистыми и метаморфическими сланцами.

В этом отношении выявляется идентичность физической стороны процессов образования руд из постмагматических дериватов и залежей нефти и газа после зарождения последних в нефтематеринских фациях.

В плане регионально выдержанных складчатых структур рудные районы располагаются в областях поперечных поднятий (преимущественно на крыльях этих поднятий) мегаантиклинальных и мегасинклинальных зон. К этим же областям приурочивается большинство выходов интрузивных пород.

Наиболее важной региональной закономерностью является приуроченность важнейших рудных полей к обращенным мегасинклиналям, прорванным абиссальными и гипабиссальными интрузиями, причем в рамках единого процесса рудной минерализации относительно высокотемпературные рудные фации приурочиваются к наиболее приподнятым частям обращенных мегасинклиналей, а относительно низкотемпературные—к крыльям и периклинальным их частям (Алавердский, Шамшадинский, Базумский, Шагалинский, Памбакский, Айоцдзорский, Кафанский и Каджаранский рудные районы).

8. Рудные жилы и рудоносные первично раздробленные зоны вместе с даечными породами развиваются в целом в двух взаимно перпендикулярных направлениях — в направлении осей складчатых структур и преимущественно вкрест простирания этих структур, при этом очень часто

рудные тела и дайки оказываются совмещенными. Среднее значение угла падения жил и даек по массовым замерам составляет 70°.

9. На основании анализа первичных мощностей рудовмещающих толщ и пород кровли интрузий устанавливается, что рудообразование распространялось на всю первичную мощность ныне сохранившихся рудоносных толщ, вплоть до дневной поверхности. Магматические расплавы, давшие интрузивные тела, в процессе своей инъекции достигали, по всей вероятности, тоже дневной поверхности.

10. В некоторых месторождениях наблюдается вертикальная зональность оруденения. В частности, на медно-молибденовых месторождениях устанавливается переход сверху вниз существенно медного оруденения в медно-молибденовое оруденение, а последнего в существенно молибденовое оруденение.

11. В пределах эвгеосинклинальной металлоносной области Армении выделяется ряд мегаантиклинальных и мегасинклинальных фациально-тектонических зон, шириной 30—35 км каждая. Сходные генетические типы месторождений встречаются в совершенно различных тектонических зонах (Алаверди и Кафан, Марц и Газма, Мовсес и Енгиджа, Бундук и Шванидзор и др.), но контролируются в разных зонах однотипными магматическими образованиями и рудоконтролирующими локальными и региональными структурами.

12. Регионально выдержанные разломы на территории Малого Кавказа всюду оказываются лишенными промышленных концентраций руд (Ереванский, Базумский, Джаджурский, Мармарикский, Памбакский, Дебаклинский, Гиратахский, Иджеванский и др.).

Рудоносными в зонах таких разломов являются сопряженные с ними или перпендикулярно расположенные к ним значительно более мелкие сбросовые нарушения и зоны раздробления (Каджаран, Джиндара, Агарак, Кафан и др.).

13. Постмагматические рудные месторождения в послекаледонском комплексе Армении известны в среднем — верхнем палеозое, мезозое и эоцене. Этот продолжительный период геологического времени ознаменовался интенсивным дифференцированным погружением ортогеосинклинали Малого Кавказа, развитием эффузивного и трещинного типов магматизма, а также синорогенного интрузивного магматизма в периоды складчатости. Общая инверсия геосинклинали с локальными погружениями началась с конца эоцена и сопровождалась многочисленными инъекциями кислых, щелочных, среднекислых и основных магматических расплавов. Образование большинства сохранившихся ныне эпигенетических рудных месторождений падает на позднеэоценовое время инверсии и складчатости эвгеосинклинали Малого Кавказа. Послеэоценовый структурный этаж со своими многочисленными эффузиями и субвулканическими интрузиями в отношении медно-молибденовых, медно-серноколчеданных, свинцово-цинково-сурьмяных, золото-серебряных, вольфрамовых, ванадиевых, никелевых, ртутных, хромитовых и ряда других руд практически стерилен, но представляет значительный интерес в отношении рассеянных элементов — в их генетической связи с кислыми субвулканическими интрузиями.

Разнообразные рудные месторождения, вероятно, образовались также в этапы интрузивного магматизма палеозоя и мезозоя, однако эти месторождения, видимо, были уничтожены при последующих перерывах в осадконакоплении и многочисленных трансгрессиях, имевших место до олигоценового времени. В этой связи следует отметить, что увеличение эрозионного среза Малого Кавказа на 400—600 м приведет к уничтоже-

нию большинства рудных месторождений, в частности медно-серноколчеданных и полиметаллических.

В связи с изложенным выше стратиграфическим материалом представляется необходимым уточнить постановку спорных вопросов тектонического районирования, возраст интрузий и определения генезиса руд, а также остановиться на некоторых более общих вопросах металлогении страны.

1. Анализ истории геологического развития Малого Кавказа и сопредельных областей показывает, что Армянская геосинклиналь в течение тихоокеанского и альпийского тектонических этапов в целом дифференцированно прогибалась. Общее прогибание с небольшими перерывами продолжалось до конца эоценового времени. Это доказывается исключительно широким площадным развитием юрских, меловых и эоценовых отложений, большими их мощностями, преобладанием вулканогенных отложений депрессионного типа и интрузий трещинного типа, преобладанием морских фаций. С конца эоценового времени геосинклиналь испытывает общую инверсию (пиренейская фаза дислокационной складчатости), резко сокращается площадь прогнутых зон, затухает депрессионный вулканизм, водоемы опресняются, преобладают лагунные, молассовые и континентальные фации, появляются многочисленные несогласно наложенные мульды. В целом время, прошедшее после эоцена, ознаменовывает замыкание геосинклинали, дислокационную складчатость прежних прогибов, превращение геосинклинали в геоантиклиналь и далее в платформу.

Обоснование олигоценового возраста конгломератово-песчано-глинистых угленосно-сланценосных толщ у гор. Дилижан и сел. Амасия, налегающих резко трансгрессивно и с большим угловым несогласием на эоценовые отложения, наличие в терригенном материале олигоценовых отложений большого количества минералов и галек интрузивных пород, заимствованных из соответствующих пород, прорывающих эоценовые отложения, полное отсутствие в контурах олигоцена подобных же интрузивных пород, повсеместное отсутствие во всех отложениях послеэоценового возраста абиссальных интрузий,—доказывают в совокупности послесреднеэоценовый—предолигоценовый возраст всех абиссальных интрузий, размещенных в эоценовых и, вероятно, в большинстве более древних отложений. Отсюда следует, что месторождения, которые генетически связаны с указанными позднеэоценовыми интрузиями, естественно, должны быть отнесены к позднему эоцену (Агаракское, Айгедзорское, Джиндаринское, Каджаранскее, Дастакертское, Газминское, Гюмушханское, Азатекское, Анкаванское, Зодское, Головинское, Маймехское, Тандзутское, Анкадзорское, Сисимаданское, Марцское, Чибухлинское, Привольненское и ряд других месторождений).

2. В огромном большинстве случаев генетическая связь гидротермальных рудных месторождений с определенными интрузивными телами остается совершенно неопределенной, хотя парагенная связь между ними намечается почти всегда. Ключом к решению вопроса являются в этом случае скарновые и пегматитовые месторождения, расположенные в пределах тех же тектоно-магматических комплексов. Анализ материалов показывает, что если исключить из минеральной ассоциации скарнированной зоны наложенные и собственно скарновые минералы (гранаты, эпидот, магнетит, амфиболы, волластонит и др.), которые являются продуктами химических реакций между магматическим расплавом и вмещающими известковистыми породами и оперировать остальными рудными минералами, то окажется, что ассоциация этих рудных минералов собственно и образует в данной металлогенетической провинции рудные

формации интересующего нас гидротермального класса. В качестве характерных примеров можно привести Сисимаданское, Кефашенское и Кохбское месторождения.

Сисимаданское месторождение расположено в центре колчеданных и полиметаллических месторождений Северной Армении (Алаверди, Шамлуг, Ахтала, Марцигет, Спасакар, Агви, Анкадзор, Чамлуг, Чибухлы, Тандзут, Армутлы, Дилижан и др.) и локализовано в контактовой зоне между эоценовыми гранодиоритами (кварцевые монцониты) и известняками и порфиритами нижней юры. На месторождении выделяются три типа промышленных руд — медно-серноколчеданный, медно-гематитовый и гематитовый. Ассоциация минералов — гранаты, эпидот, магнетит, хлорит, диопсид, сфен, пирит, халькопирит, гематит и сфалерит (последний в верхних горизонтах Антоньевского рудника).

Таким образом, руды Сисимаданского месторождения при исключении из их состава локальных скарновых минералов воспроизводят руды широко распространенных в этой области медно-серноколчеданных, медно-гематитовых, гематитовых и отчасти свинцово-цинковых формаций и, следовательно, можно утверждать, что эти формации как здесь, так и в других сходных тектоно-магматических комплексах Армении связаны генетически с теми же очагами, что и гранодиоритовые абиссальные интрузии. Равным образом можно утверждать, что с эоценовыми абиссальными гранитоидными интрузиями связана генетически также колчеданная формация Алавердской тектонической зоны, приуроченная к юрским отложениям и контролируемая в ряде случаев (Шамлуг) экранирующими пластовыми интрузиями альбитофиров верхнеюрского или коньякского возрастов. В пользу этого говорят также одинаковая интенсивность и единство плана дислокаций юрских, меловых и эоценовых отложений Алавердской тектонической зоны и контроль оруденения послеэоценовыми тектоническими структурами. На это же указывает наличие эоценовых отложений в массиве г. Лалвар, правобережья реки Марцигет, на хребте Мургуз, в нижнем течении р. р. Джогаз и Агстев, которые дислоцированы совместно с юрскими отложениями.

В свете указанных данных предположение о генетической связи колчеданной формации руд с корнями вулканов и другими субвулканическими образованиями становится спорным, хотя подобная связь намечается почти во всех колчеданных месторождениях мира.

Исходя из этих соотношений и наличия в колчеданных провинциях гранитоидных интрузий, нами в одной из недавних работ была предложена рабочая гипотеза, согласно которой колчеданное оруденение генетически связано с очагами эффузивных пород рудовмещающих вулканогенных комплексов и было в той или иной мере регенерировано под влиянием более молодых гранитоидных интрузий.

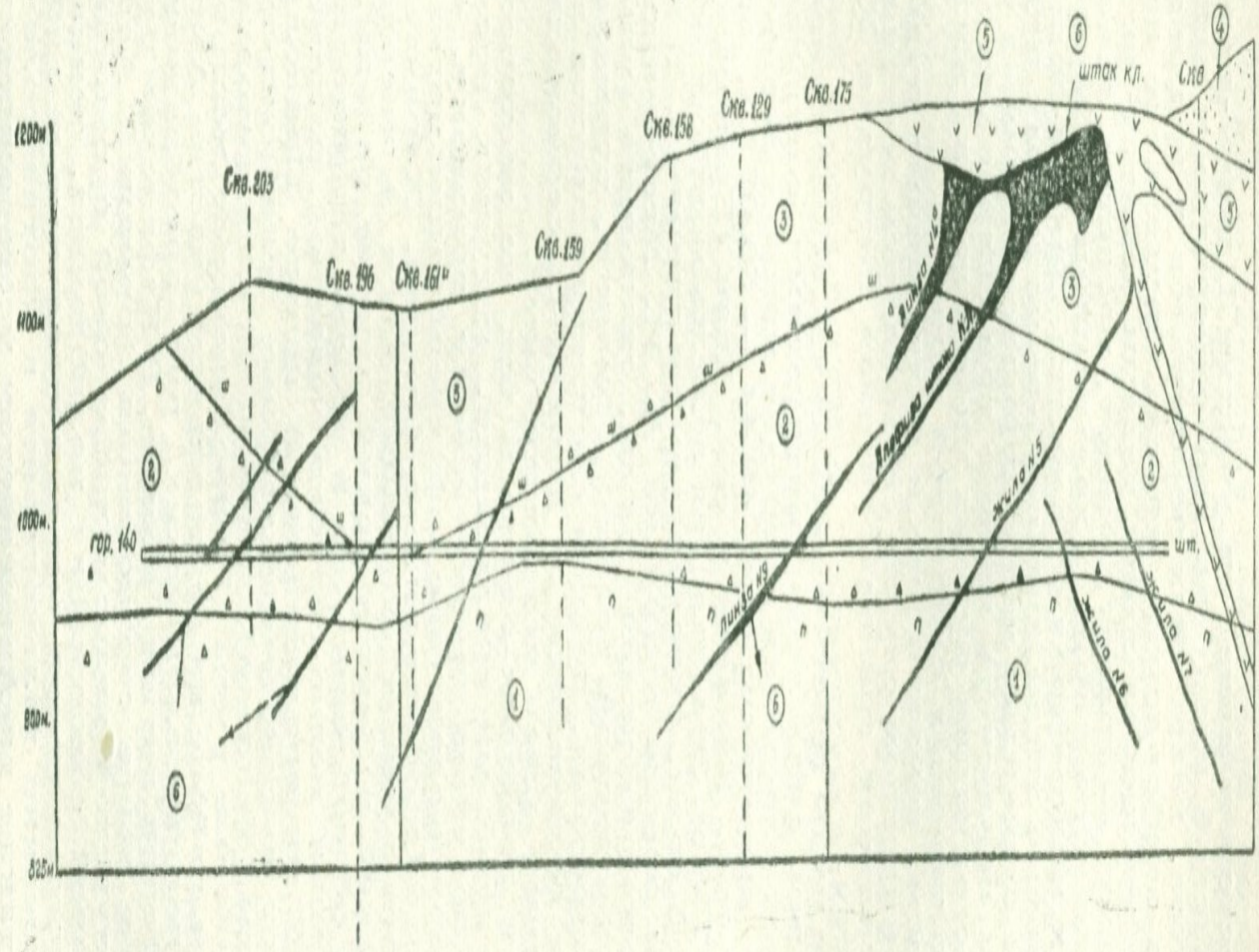
Кефашенское месторождение расположено в центральной части медно-молибденовой провинции Зангезура и локализовано в контакте позднеэоценовых абиссальных гранодиоритовых интрузий и девонских известняков, оруденелых на протяжении 3 км. Ассоциация минералов — гранаты, пироксены, магнетит, пирротин, пирит, халькопирит, молибденит, шеелит, сфалерит, марказит, борнит, блеклая руда. Сходная ассоциация минералов встречена в указанной провинции в скарнах рудопроявлений Мичимат, у селений Дастакерт, Паяган и Нювади.

Так же, как и в предыдущем случае, если исключить локальные скарновые и гидротермально наложенные минералы, то окажется, что все остальные минералы (пирротин, пирит, халькопирит, молибденит, шеелит и др.) воспроизводят минеральные ассоциации рудных формаций этой зоны, в частности медно-молибденовой формации. С этим вполне

Меридиональный разрез через Шамлугское колчеданное м-ние

(по материалам Шамлугской разведочной партии)

1957г



① Порфириты - нижняя юра

② Туфобрекчии порфиритов - нижняя юра.

③ Кварцевые кератофиры - нижняя юра

④ Туфопесчаники - верхний-байос-бат-келловей

⑤ Альбитофиры - верхняя юра - нижний сенон (дорудные).

⑥ Рудные тела

согласуется также наличие молибденита и меди в пегматитах и аплитах, являющихся, несомненно, дериватами третичных гранитоидных интрузий района.

Кохбское месторождение на участке Цакери-дош представляет контакт предсеноманской интрузии гранодиоритов и кварцевых диоритов с толщей порфиритов, кварцевых порфиритов и подчиненных им рифогенных известняков оксфордского яруса. Оруденение представлено гнездами и короткими жилообразными телами гематит-магнетитовых руд. Ассоциация минералов — гранат, эпидот, магнетит, гематит, в подчиненном количестве встречаются пирит и халькопирит. В пределах той же интрузии в нескольких километрах от участка Цакери-дош наблюдаются мощные гидротермальные жилы кварцево-гематитовых руд (участок Боверигаш) и небольшие прожилки медно-серноколчеданных руд (в окрестностях сел. Кохб). Если исключить первые три скарновых минерала, то легко убедиться, что ассоциация рудных минералов в жильных телах повторяет ассоциацию таковых скарновой зоны.

Таким образом, гематитовые и колчеданные руды гидротермальных жил в данном конкретном случае связываются генетически с тем же очагом, что и абиссальная гранодиоритовая интрузия Кохба, относимая к меловому возрасту.

Колчеданные руды генетическую связь обнаруживают частично также с гипабиссальными силловыми интрузиями соновного состава. Ярким примером является пластовая интрузия микродолеритовых габбро-базальтов (содержание кремнекислоты 49.44 — 50.07%), вскрытая в опорной скважине между гор. Канакер и сел. Аван (Ереванский район) на глубине от 558 м до 758 м. Эта пологая залежь мощностью 200 м внедрилась в толщу каменной соли, прослаиваемую глинами. В контактовом сильно брекчиированном ореоле интрузии А. И. Месропяном и Л. Г. Кваша установлены новообразования слюды, скаполита (мариолита), тремолит-актинолита, обыкновенной роговой обманки, турмалина, апатита, гематита, пирита, пирротина, причем скопления пирита в смысле богатства концентрации не отличаются от типичных серноколчеданных руд, хотя масштаб оруденения здесь незначительный.

3. Наличие в пределах одних и тех же месторождений различных формаций эндогенной минерализации, могущих последовательно классифицироваться по термодинамическому признаку, следует рассматривать как закономерное следствие дифференциации магматического расплава (в очагах) и минералообразующего флюида. Характерные примеры подобной ассоциации рудных формаций дают Алавердский, Привольненский, Азизбековский и Зангезурский рудные районы. В первом районе более или менее обособленно, но в тесном территориальном сочетании выступают формации медно-серноколчеданной, полиметаллической, баритовой и гипсовой минерализации. В центре Привольненского рудного, района выступают высокотемпературные теннантит-энаргитовые (медномышьяковые) руды (Мецдзор), далее медно-гематитовые руды и еще дальше свинцово-цинковые руды (Привольненское месторождение). В Азизбековском рудном районе на центральном участке Азатекского месторождения сложных полиметаллических руд преобладают буланжеритовые руды, а на периферии антимонитовые. В Кафанском рудном районе повторяются указанные выше соотношения формаций Алавердского рудного района. В Зангезурской медномолибденовой провинции характерно увеличение с глубиной содержания молибденита, теннантита и энаргита, (при этом образуются почти мономинеральные молибденитовые руды) и увеличение содержания халькопирита в противоположном направлении. Это имеет место также на Анкаванском месторождении.

Указанные соотношения показывают, очевидно, богатство соответствующих магматических резервуаров металлами всех перечисленных рудных формаций. Там, где число рудных формаций ограничено, допустим, представлено одной свинцово-цинковой формацией, несмотря на генетическую связь последней с интрузиями того же типа, что и в случае сложных формаций, следует говорить о частной специализации рудоносных магматических расплавов.

4. Анализ структур рудных месторождений гидротермального типа показывает их сходство с нефтеносными структурами. Это, в свою очередь, доказывает сходство консистенции между нефтегазообразующими и рудообразующими флюидами, то есть указывает на то, что проводниками компонентов являются растворы «жидкость—газ», а движущей силой растворов — газы, заимствующие энергию движения из материнского тепла рудоносного раствора. В такой постановке вопроса газы выступают в роли главного охладителя рудоносных растворов, когда последние вступают на своем пути к дневной поверхности в пустоты и трещины. Отсюда следует, что высокотемпературные или низкотемпературные ассоциации рудных минералов могут встречаться как на очень больших глубинах, так и вблизи дневной поверхности и, кроме того, обе ассоциации могут совмещаться.

Если рудоносный флюид вступает в зияющую трещину на большой глубине, то происходит кипение раствора, газы, поглощая тепло раствора, энергично удаляются, происходит дросселирование, и минералы, которые в нормальном ходе процесса должны были выпадать из раствора на самых высоких горизонтах, выпадают на больших глубинах. Наоборот, если среда достаточно герметична и не происходит сильного улетучивания газов, то высокотемпературные ассоциации могут выпадать там, где при нормальном процессе выпадают низкотемпературные ассоциации. Можно, однако, думать, что в реальной геологической обстановке преобладающим должен быть нормальный канонический ход охлаждения раствора (в зависимости от глубины) с различными отклонениями, обусловленными указанными выше особенностями герметизации.

5. Выше указывалось, что область Малого Кавказа подразделяется на два тектонических комплекса: собственно Малокавказский с исключительно большим развитием эффузивных и интрузивных пород (эвгеосинклиналь) и Араксинский с исключительно большим развитием пород осадочной фации (миогеосинклиналь). Металлоносность связана почти исключительно с первым тектоническим комплексом, который рассматривался выше, как более или менее единая металлогеническая провинция.

В пределах первого Малокавказского металлоносного комплекса выделяется пять взаимопроникающих параллельных тектонических зон. Связь с ними наиболее интенсивных проявлений рудной минерализации представляется в следующем виде.

а) Прикуринская зона. *Железорудная формация*, связанная с кислыми эффузивами нижнего сенона (проявление у села Ламбалу и Чатахское месторождение в пограничном районе Грузии) и марганцеворудная формация экзгаляционно-осадочного типа.

б) Алавердская зона. *Медно-серноколчеданная, полиметаллическая, медно-молибденовая, железорудная и марганцеворудная формации**.

в) Присеванская зона — Степанаванская подзона. *Полиметаллическая, медно-серноколчеданная*, золоторудная, медно-гематитовая, медно-мышьяковая, железорудная и ртутная формации.

Собственно Присеванская подзона. *Медно-серноколчеданная, золоторудная, медно-гематитовая, хромитовая*, мышьяково-сурьмяная, *медно-*

* Курсивом даны промышленно интересные формации.

молибденово-вольфрамовая, цериево-лантановая, ртутная, железорудная, магнетитовая формации, формация *полуторных металлов* (алюминий и др.) и элементов металлических кислот (Бундукская интрузия щелочных и нефелиновых сиенитов).

г) Кафанская зона. *Медно-серноколчеданная, полиметаллическая,* медно-молибденовая и железорудная (магнетит-оливиновая) формации.

д) Ахтинская зона. *Формация полуторных металлов* и элементов металлических кислот (Памбакская, Гехинская, Шванидзорская и Кармиркарская интрузии нефелиновых сиенитов), *полиметаллическая, медно-молибденовая, бор-турмалиновая,* серноколчеданная, медно-пирротиновая, магнетит-ильменитовая, магнетит-апатитовая, титаномагнетитовая, *реальгар-аурипигментовая,* медно-флюоритовая и *золоторудная* формации. Небольшие проявления рудной минерализации известны также в Араксинском комплексе — в Ереванской и Приараксинской тектонических зонах.

а) Ереванская зона. Свинцово-цинковая, ртутная, марганцеворудная.

б) Приараксинская зона. Свинцово-цинковая (Гюмушлугское месторожденне), медно-серноколчеданная (Хорвирапское проявление) и фосфоритовая формации. Некоторые из перечисленных зон в отдельных своих районах обнаруживают между собой исключительно большое сходство в металлогении. Так, например, Алавердский рудный район в Алавердской тектонической зоне и Кафанский рудный район в Кафанской тектонической зоне по типу своих колчеданных руд являются идентичными, хотя между этими зонами располагается эффектно выраженная Присеванская тектоническая зона.

Степанаванская подзона Присеванской тектонической зоны с ее многочисленными свинцово-цинковыми жилами (бассейн р. Марцигет) сходна с Ахтинской тектонической зоной (бассейн р. Арпа). Присеванская и Ахтинская зоны сходны по наличию в них крупных массивов щелочных и нефелиновых сиенитов, с которыми связаны полуторные металлы и элементы металлических кислот (Бундукский и Шванидзорский массивы). Эти аналогии показывают, что сходные тектоно-магматические комплексы (зоны) имеют сходную металлогению, но не доказывают принадлежность сходных металлогенетических провинций к одним и тем же тектоническим зонам.

Далее необходимо подчеркнуть, что одни и те же металлы постмагматической генерации в различных ощутимых концентрациях встречаются во всех выделенных выше тектонических зонах (железо, медь, молибден, свинец, цинк и некоторые другие) и далеко не являются уделом вполне определенных зон. Отсюда следует, что подкорковая магматическая провинция эвгеосинклинали Малого Кавказа в отношении металлоносности является единой провинцией с неравномерной концентрацией металлических компонентов в горизонтальном и вертикальном направлениях. Повсеместно распространенными элементами в этой провинции (в сверхкларковых количествах) являются медь, молибден, свинец, цинк, золото, серебро, висмут, рений, селен, теллур, галлий, а также несиликатное железо. Примечательна локализация наибольших скоплений медно-молибденовых руд в Ахтинской тектоно-магматической зоне и колчеданных руд в зонах, расположенных к северо-востоку от последней. Кроме того, учитывая наличие глубоко погруженных интрагеосинклинальных зон и возможность переплавления материала прогнутых зон коры в подкорковых магматических массах, а также захват металлических компонентов гидротермальными растворами из окружающих интрузии пород, можно предполагать формирование новых рудоносных растворов, отличных от первичных растворов или же осложняющих эти последние.

6. В районах развития медно-серноколчеданной формации главная масса промышленных руд (исключая часть жил) залегает в кератофировых эффузивах юры, мела и эоцена (Алаверди, Шамлуг, Тандзут, Чибухлы, Армутлы, Кафан и другие). Отсюда следует, что при воздействии гидротермальных растворов в благоприятных структурных условиях метасоматически наиболее легко замещаемыми являются кератофиры. Ввиду богатства щелочами и аморфного базисного вещества, эти породы легко выщелачиваются и замещаются рудной массой.

Второй характерный пример — приуроченность на Мовсесском и Енгиджинском месторождениях свинцово-цинкового оруденения к доломитовому горизонту, залегающему в толще доломитизированных известняков. По экспериментальным данным доломиты являются хорошими осадителями из растворов сульфидов цинка и свинца.

Далее интересен пример Привольненского месторождения где рудные тела имеют пластовый характер и залегают в туфо-осадочной толще эоцена. Отдельные пласты занимают в разрезе определенно строгое стратиграфическое положение и прослеживаются по простиранию на несколько километров. Пласты эти представляют собой в большинстве случаев карбонатсодержащие туфопесчаники, подвергшиеся, вероятно, избирательной гидротермальной минерализации.

7. Одним из основных вопросов формирования рудных месторождений является вопрос об образовании рудоподводящих и рудовмещающих трещин. Для решения его наиболее ценные сведения дают жильные месторождения и связанные с ними даечные комплексы изверженных пород. На всех месторождениях Армении жилы и дайки располагаются в огромном большинстве случаев согласно с простиранием пластов окружающих отложений и вкрест их простиранию, причем в пределах одних и тех же рудных районов повсеместно встречаются обе системы простираний, а жилы и дайки падают под углом в среднем 70°. Объяснение этому дано в геофизической литературе и заключается в специфике механизма деформации земной коры.

Малый Кавказ представляет собой сооружение типа островных дуг, причем деформирующие силы, судя по простиранию крупных тектонических структур, направлены вкрест его простиранию. При дугообразности структуры во время горизонтального сжатия должны возникнуть трещины растяжения, расположенные вкрест простиранию складчатых структур. Дайки и рудные жилы так называемого антикавказского простирания приурочены к этой системе трещин. Вторая система разрывных нарушений, располагающаяся согласно с простиранием тектонических структур, имеет в основном сбросово-взбросовый характер и возникает тоже при горизонтальном сжатии коры, как проявление сдвиговых (срезывающих) усилий. Кроме того, трещины растяжения возникают также вдоль тектонических структур в наиболее прогнутых и приподнятых зонах волнообразно деформирующейся коры, как проявление растягивающих усилий. Вторая система жил и даек связывается с разрывными структурами так называемого общекавказского простирания.

4. ГЛУБИНА ФОРМИРОВАНИЯ ПОСТМАГМАТИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Для определения глубины формирования данного класса месторождений необходимо, очевидно, установить мощность надрудной покрышки к моменту оруденения, что мыслимо при удовлетворительном знании стратиграфии, тектоники, палеогеографии и геоморфологии рудного рай-

она. Такая работа была выполнена автором (1953) для определения глубины формирования интрузивных комплексов. Оказалось, что магма, давшая эти интрузии, инъецировала вышележащую осадочно-вулканогенную покрышку вплоть до дневной поверхности. Это довольно точно устанавливается для интрузий габбро-перидотитовой, габбро-порфиритовой и гранитоидной формаций верхнемелового и третичного времен. Такой же вывод был сделан в отношении глубины формирования гидротермальных месторождений.

В настоящей работе мы ограничимся краткими замечаниями по нескольким характерным месторождениям.

Азатекское свинцово-цинково-сурьмяно-медно-золото-серебряно-ртутное месторождение. Располагается в самых верхних горизонтах эоценовой вулканогенной толщи, максимальная мощность которой в данной тектонической зоне (Ахтинская зона) 3000 м. Возраст месторождения предолигоценовый. Западнее месторождения, несколько выше стратиграфического уровня рудовмещающего горизонта, трансгрессивно залегают отложения приабона — олигоцена. Месторождение образовалось на глубинах от дневной поверхности до нескольких сотен метров. Рудные жилы прослежены на глубину до 300 м, причем некоторые жилы, по данным штолен, выклиниваются на глубинах 150—200м (Софи-бина).

Алавердское и Шамлугское месторождения медно-серноколчеданных и полиметаллических руд. Руды залегают в нижнеюрских и частью среднеюрских отложениях и местами контролируются пластовыми залежами альбитофиров, прорывающих также келловей-оксфордские отложения. Если возраст месторождения считать позднеэоценовым, то к моменту оруденения мощность средне-верхнеюрских и эоценовых отложений над основным рудоносным кератофировым горизонтом должна была быть порядка 2000 м, а над соседним Ахтальским колчеданно-полиметаллическо-баритовым месторождением—2500 м. Если принять возраст оруденения предсеноманским или нижнесеноманским, то глубина формирования (минимальная) месторождений окажется соответственно 300 — 500 м и 800 — 1000 м.

Маймехское месторождение колчеданно-полиметаллических руд. Оруденение приурочено к ядру антиклинальной складки северо-западного простирания, сложенной вулканогенной толщей эоцена, максимальная мощность которой в данной тектонической зоне составляет между сеноном и олигоценом 3000 м. Амплитуда оруденения 1000 м, возраст предолигоценовый. В низах оруденелого комплекса встречаются кварц-молибденовые, шеелитовые и медно-серноколчеданные руды, выше в интервале глубин 800—900 м залегают колчеданно-полиметаллические руды (с молибденитом, серебром, электрумом). Оруденение начинается несколько выше сенонских отложений. Мощность размытой надрудной части толщи эоцена порядка 1500 м. Месторождение образовалось в интервале глубин 1500—2500 м, поблизости с интрузиями кварцевых диоритов — гранодиоритов, прорывающих эоценовые отложения.

Мовсесское и Привсльненское месторождения свинцово-цинковых руд. Мовсесское месторождение приурочено к антиклинально построенной внутриформационной толще доломитов и коралловых известняков верхнего оксфорда-кимериджа и может быть связано генетически с необнаженными предсеноманскими или обнаженными в 30—40 км позднеэоценовыми гранитоидами. Мощность надрудной верхнеюрской толщи под трансгрессивным сеноманом 400— 500 м, суммарная мощность верхнеюрских, меловых и эоценовых отложений более 2500 м. Вероятный возраст оруденения предсеноманский, глубина формирования месторождения 400—500 м.

Привольненское месторождение (участки Черемша, Вьючный и Круглый бугор) приурочено к самым верхам вулканогенной толщи среднего эоцена и имеет позднеэоценовый возраст. Пластообразные тела свинцово-цинковых руд залегают под верхней свитой слоистых туфопесчаников и туфосланцев, которая к моменту оруденения имела мощность, вероятно, 500—600 м. К горизонту свинцово-цинковых руд приурочиваются также халькопирит-гематитовое оруденение (Медная гора), кварциты, горный хрусталь, гранаты (аномальный гроссуляр, по данным П. С. Саакяна и В. М. Саакян).

Зодское месторождение зслото-висмут-теллуровых руд. Оруденение связано, в основном, с кварцевыми жилами и окварцованными зонами катаклазированных пород габбро-перидотитовых интрузий, размещенных в ядре симметричной антиклинальной складки, крылья которой сложены последовательно верхнеюрскими, сенонскими и эоценовыми отложениями. В геологическом профиле через месторождение надрудной покрышкой оказываются сенонские отложения мощностью 600 м и эоценовые отложения, максимальная мощность которых достигает в данной зоне 3000 м (юго-восточнее, в Кельбаджарском районе до 5000 м). Прослеженная глубина рудных кварцевых жил ниже подошвы сенона, под замком антиклинали, не менее 600 м. В случае позднеэоценового возраста оруденения глубина формирования месторождения должна быть отнесена к интервалу от 0 до 3000—4000 м. Для аналогичного Меградзорского месторождения амплитуда оруденения более 600 м, суммарная максимальная мощность верхнемеловых и эоценовых отложений не менее 2000 м, возраст оруденения позднеэоценовый. Рудоносные кварцевые жилы залегают в герцинских (?) гранитоидах и частью в эопалеозойских метаморфических сланцах. Глубина формирования месторождения от 0 до 2000—3000 м и более. Если предположить, что оруденение произошло в самую последнюю стадию инверсии Присеванской и Ахтинской тектонических зон — в олигоцене или нижнем миоцене (майкоп), то месторождения окажутся приповерхностными. Отметим, что доверхнемиоценовая речная сеть, погребенная под лавами верхнего миоцена, прорезывает рудный столб на глубину более 600 м, а рудовмещающий комплекс—на 1300—1400 м.

Следует отметить, что в районе гор. Дилижан оруденение золота встречается также в нижних и средних горизонтах толщи эоценовых отложений, трансгрессивно перекрытых отложениями майкопского возраста. В базальном конгломерате майкопской толщи встречается большое количество галек гидротермально измененных пиритизированных вулканогенных пород.

Кафанское и Армутлинское медно-серноколчеданно-полиметаллические месторождения. Оруденелыми в Кафанском месторождении являются нижне - среднеюрские отложения, вплоть до верхов байоса. Отложения этого возраста перекрываются трансгрессивно отложениями верхнего оксфорда мощностью 1400 м, за которыми восточнее месторождения следуют вверх по разрезу титонские, валанжин-готеривские, барремские и аптские отложения мощностью около 1100 м, а непосредственно западнее месторождения отложения верхней юры мощностью порядка 500—600 м и неокома мощностью 200 м. Мощность выпадающих из разреза батских и келловейских отложений в других районах Армении достигает в суммарном выражении 500—600 м. Если принять среднеюрский возраст оруденения, то минимальная глубина формирования месторождения окажется равной 200—300 м. В случае принятия позднеэоценового возраста оруденения эта величина окажется равной 1500—2000 м, что сопоставимо с глубиной формирования Алавердского и Шамлугского месторождений при отнесении их к эоцену.

Руды Армутлинского месторождения залегают в верхнебайосских кварцевых порфирах и частично в вышележащих порфиритах, перекрыты столбчатыми дацитами. Выше трансгрессивно залегает толща келловей-кимериджа мощностью около 800 м, за которой вверх по разрезу следуют отложения альба и сенона мощностью 600 м и эоцена, первичной мощностью порядка 1000 м. В случае позднеэоценового возраста месторождения, глубина оруденения должна быть принята равной примерно 2000 м, в случае верхнебайосского возраста — 300—600 м. Отметим, что месторождение контролируется трапецеидальной складкой, охватывающей как среднеюрские, так и келловей-кимериджские отложения.

Тандзутское колчеданное месторождение. Руды залегают в толще эффузивных альбитофиров и их туфов, расположенных в основании вулканогенной толщи эоцена, с максимальной первичной мощностью порядка 2000 м. Высказывалось предположение о позднеэоценовом возрасте оруденения, а также предположение о юрском возрасте как альбитофиров, так и оруденения. В первом случае глубина формирования месторождения должна быть принята равной порядка 2000 м, во втором случае — в несколько десятков или сотен метров.

Мецдзорское энаргит-теннантит-турмалиновое месторождение. Оруденение приурочено к верхам среднеэоценовой вулканогенной толщи и имеет позднеэоценовый возраст. Максимальная первичная мощность эоцена составляет 2500 м.

Медно-молибденовые месторождения Центрального Зангезура. Оруденение локализовано в основном в сиенито-диоритах и гранодиоритах позднеэоценового и более древних возрастов и частично в нижнеюрских вулканогенных породах. Амплитуда оруденения в интрузивных породах в верховьях бассейна р. Вохчи достигает по рельефу 1000—1500 м. Оруденение позднеэоценового возраста. Максимальная мощность эоцена над рудным столбом может быть принята 2000 м (по аналогии с разрезами Ордубадского района). Максимальная глубина развития оруденения приходится на интервалы 2000—3000 м.

При разборе вопросов глубины формирования интересующих нас рудных формаций необходимо иметь в виду, что еще к началу верхнего миоцена складчатый комплекс Армении находился в целом ниже уровня моря, поскольку морские отложения этого возраста (конкинский и капканский горизонты) выступают ныне на уровне оз. Севан, около 2000 м, где полого перекрывают интенсивно дислоцированные эоценовые и более древние отложения. К примеру можно указать, что Каджаранское месторождение к началу миоцена находилось на уровне моря и лишь отдельные кряжи возвышались над уровнем Прикуринских и Приараксинских равнин, а подошва эоценовых отложений, вмещающих целый ряд гидротермальных месторождений, была опущена до глубины 3000—4000 м ниже уровня моря. Позднеэоценовые интрузии, с которыми генетически связано подавляющее большинство медно-молибденовых, полиметаллических колчеданных и золоторудных месторождений, внедрились до поднятия комплекса Малого Кавказа выше уровня моря и сами эти месторождения образовались тоже ниже уровня моря, до орографически явно выраженной инверсии палеогеновой геосинклинали. В этих условиях на глубинах порядка 1500—2000 м, судя по современным геотермическим наблюдениям (глубокое бурение в низменных районах Грузии, Азербайджана и Северного Кавказа), господствовала температура более 100°С, что, естественно, не могло не сказаться на ходе процессов рудообразования и концентрации руд в благоприятных структурах. В этих геоморфологических условиях (ниже уровня моря) и температурном режиме с большим эффектом должно было проявляться также действие гидрогазотермаль-

ных рудообразующих флюидов на породы окружающего пространства в смысле деметализации этих пород и концентрации металлических соединений в благоприятных структурах.

Таким образом, рудные месторождения гидротермального класса образовались в металлогенической провинции Армении на глубинах от нуля до 4000 м и более, причем в некоторых случаях низкотемпературные ассоциации рудных минералов образуются на больших глубинах (до 3000—4000 м—золото-висмут-теллуровая формация в кварцевых жилах), а высокотемпературные—на меньших глубинах (2000—2500 м—медно-турмалиновое оруденение Мецдзора), что при прочих условиях может объясниться различиями в степени герметизации структур, локализующих оруденение. Формирование указанных месторождений происходило ниже уровня моря, до орографически ясно выраженной инверсии Армянской геосинклинали.

Дальнейшие поисково-разведочные работы на колчеданно-полиметаллические руды должны быть направлены в первую очередь на фланги и частично глубокие горизонты известных месторождений, главным образом в пределах спилитово-кератофировых толщ, на изучение бурением и горными выработками гидротермально измененных спилитово-кератофировых толщ в пределах антиклинальных структур и разрывных катаклазированных зон. Применительно к обычным свинцово-цинковым полиметаллическим рудам эти работы должны быть сосредоточены на пластообразном и жильном типах месторождений.

Поисково-разведочные работы на руды медно-молибденовой формации должны направляться на глубокие горизонты и частично фланги известных месторождений; в новых районах они должны концентрироваться в пределах относительно крупных гранитоидных массивов, преимущественно порфировидных гранодиоритов и их контактовых ореолов, особенно в гидротермально измененных катаклазированных зонах этих интрузий и на тех участках, где к таким зонам тяготеют малые интрузии гранодиорит-порфиров и аплитовидных гранитов.

Поисково-разведочные работы на золото должны сводиться к прослеживанию по простиранию и падению гидротермально измененных окварцованных зон (местами штокверкового типа), а также к изучению наносов речных бассейнов, дренирующих районы коренных месторождений.

В отношении железных руд основной интерес представляют контактовые ореолы гранитоидных интрузий, для которых вмещающими являются карбонатные или известковистые вулканогенные породы и гистеромагматическое оруденение в габброидных и сиенито-диоритовых интрузиях.

Поисково-разведочные работы на хром, никель, кобальт, асбест и магнезит, связанные с ультраосновными интрузиями, должны продолжаться в Присеванской зоне. Учитывая отрицательный опыт прошлых работ в отношении хромита, основное внимание должно обращаться на вкрапленный тип оруденения, а в отношении никеля и кобальта—на лиственниты.

Редкие, рассеянные, малые и редкоземельные элементы должны изучаться в связи с ведущими колчеданной, полиметаллической и медно-молибденовой формациями руд и с комплексами щелочных интрузий и жильными фациями тяготеющих к ним более кислых интрузий.

ГЛАВА СЕДЬМАЯ

ГИДРОГЕОЛОГИЯ

Среди природных богатств Армении особое место занимают подземные воды, которые в своем формировании, движении и химизме связаны закономерно с особенностями геологического строения страны, вещественного состава слагающих ее пород и факторами физико-географического характера.

В настоящее время систематическими гидрогеологическими исследованиями на территории Армянской ССР констатировано около 7500 выходов подземных пресных вод и около 1000 выходов минеральных вод, а также пробурено свыше 600 буровых скважин, дающих воду из артезианских и жильных бассейнов. В суммарном выражении все эти естественные и искусственные выходы дают ежесекундно порядка 100000 литров воды, то есть в среднем на 1 км^2 площади страны приходится около 3, 5 л/сек воды.

Поверхностный сток распределен крайне неравномерно, что, кроме общих климатических и гипсографических причин, обусловлено в существенной мере фильтрационными свойствами пород, слагающих отдельные районы, и особенностями геоморфологии. Минимален поверхностный сток в области, дренируемой притоками р. Аракс, максимален он в области, дренируемой притоками р. Кура. Первая область имеет в общем южную экспозицию, отличается ограниченностью атмосферных осадков, континентальным характером климата и, главное, исключительно широким развитием молодых, сильно трещиноватых покровов и потоков лав, инфильтрирующих основную массу талых и дождевых вод с последующей концентрацией их в подземные водоемы. Вторая область имеет в целом северную экспозицию, влажный умеренно-теплый климат, довольно мощный растительный покров (с участием лиственных лесов) и сложена, главным образом, слабо фильтрующими толщами пород, обеспечивающими транспортировку талых и дождевых вод на большие расстояния без существенных фильтрационных потерь.

Проблема водоснабжения в Армении в острой форме ставилась для Араксинского пояса. В настоящее время она усугубилась в связи с постановкой вопроса о резком сокращении или прекращении спуска в Араратскую котловину вековых запасов вод оз. Севан, которые являются основной энергетической базой промышленности республики и орошают

огромные безводные пространства в бассейне р. Раздан и в Араратской котловине.

В балансе подземных вод Армении заметно большую роль играют также минеральные воды, которые широко проявлены в областях плиоплейстоценовой вулканической деятельности и разрывных нарушений. Такие воды имеются почти во всех районах республики и обладают в большинстве целебными свойствами. Детально разведаны группы минеральных источников Агинского района, района гор. Дилижан, сел. Арзни, сел. Анкаван, ст. Арарат, курорта Джермук, района сел. Сисиан, причем на базе минеральных вод сел. Джермук и сел. Арзни созданы союзного значения курорты и на пути освоения находятся замечательные воды Анкаван (у сел. Анкаван) и Арарат, организован розлив и вывоз за пределы Армении минеральных вод Джермук, Дилижан, Арзни и Анкаван.

Литература, посвященная подземным водам Армении, значительная, однако опубликована она лишь частично. Основной материал по минеральным водам содержится в работах Л. А. Оганесяна, А.П. Демехина, В. Ф. Захарова, А. А. Тер-Мартиросяна, О. А. Бозояна, Р. С. Джанджутовой, Н. И. Долухановой, по пресным водам — в работах С. Е. Манасаряна, В. Ф. Захарова, Г. Г. Оганезова, А. Н. Назаряна, П. Т. Саркисяна, А. А. Тер-Мартиросяна, А. О. Оганяна, К. Н. Орфаниди, А. Е. Амрояна, О. С. Саркисяна, Г. А. Агаханяна, А. Г. Манукяна, С. Б. Арутюняна, Е. Н. Дьяконовой-Савельевой, В. К. Давыдова, В. Л. Зайкова, С. Я. Лятти, А. А. Турцева, С. П. Баляна, Д. П. Исаханяна, В. А. Аветисяна. Ценные данные по подземным водам содержат также работы К. Н. Паффенгольца, В. Г. Грушевого, В. Н. Котляра, А. Л. Додина, А. В. Кржечковского, Г. М. Акопяна, П. Л. Епремяна, Ц. А. Айвазяна, В. М. Амаряна, Е. Е. Милановского и др., которыми дается краткое описание условий формирования и выхода подземных вод и намечаются пути их каптажа и использования. Подобные же наблюдения были произведены автором настоящей работы в пределах площадей выполненных им съемок, а также при решении разнообразных прикладных вопросов в связи с проектированием гидротехнических, промышленных и др. сооружений.

Настоящий раздел представляет сжатый регионально-гидрогеологический очерк Армении и основывается на материалах как указанных выше исследователей, так и на личных наблюдениях автора.

В предыдущем изложении было показано, что региональный комплекс Армении в тектоническом и морфологическом отношениях обнаруживает ясно выраженную горизонтальную и вертикальную зональность. В строении комплекса принимают участие разнообразные интрузивные, эффузивные и туфоосадочные породы, песчаники, глины, известняки, доломиты, мергели, минеральные соли, значительные скопления сульфидов и окислов различных металлов. Сплошность комплекса нарушается многочисленными разрывами, к которым тяготеют центры новейшей вулканической деятельности, от места к месту сильно меняются почвенно-климатические условия, мощности, фации, структуры отложений и т. д. Все это создает исключительно интересные и разнообразные гидрогеологические условия.

В аспекте вертикальной гидродинамической зональности подземные воды Армении группируются в две зоны.

1. Зона свободного водообмена — охватывает сток грунтовых и внутриформационных вод, дренирующихся современной и древней погребенной гидрографической сетью, а также воды всех известных артезианских бассейнов (Ленинаканского, Араратского, Севанского и Сисианского), приуроченных к плиоплейстоценовому тектоническому этажу. Главная масса подземных вод страны входит в эту группу.

2. Зона затрудненного водообмена — охватывает воды внутриформационных трещинно-пористых литологических горизонтов складчатых отложений доплиоценового возраста, выклинивающиеся в ядрах антиклиналей и частично в зонах разрывных нарушений. Выходы таких вод представляют редкое явление и отличаются крайне малым дебитом, не представляющим практического интереса.

В отношении химического состава все изученные к настоящему времени подземные воды Армении принадлежат к четырем основным типам природных вод (по генетической классификации В. А. Сулина).

1. Гидрокарбонатно-натриевый тип, охватывающий главную массу подземных вод страны.

2. Сульфатно-натриевый тип, приуроченный к районам распространения гипсоносно-соленосных отложений досреднеплиоценового возраста, а также к районам некоторых сульфидных рудных месторождений.

3. Хлоркальциевый тип, имеющий ограниченное распространение и приуроченный, по-видимому, исключительно к зонам сбросовых нарушений, смещающих доплиоценовые складчатые структуры.

4. Хлормагниевый тип, приуроченный к районам распространения соленосных отложений олигоцена—миоцена.

Типы заполнения указанных вод обычные — это поровые, трещинные, порово-трещинные, карстово-трещинные, трещинно-жильные, а по гидродинамическому признаку — артезианские, субартезианские и безнапорные.

По характеру связи подземных вод с определенными генетическими типами пород и условиям залегания в Армении можно выделить следующие практически интересные типы и подтипы подземных вод.

1. Воды наносных поровых отложений, частью напорные:

а) воды долинного аллювия и конусов выносов;

б) воды делювиально-деляпсивных, террасовых, ледниковых и пролювиальных отложений.

2. Трещинно-пустотные воды, частью напорные:

а) трещинно-поровые лавовые, подлавовые и внутрилавовые воды;

б) трещинно-карстовые воды, связанные с карбонатными отложениями;

в) трещинные воды доплиоценовых изверженных и метаморфических пород.

3. Пластовые трещинно-поровые напорные (артезианские и субартезианские) воды:

а) трещинно-поровые воды пластов осадочных пород;

б) трещинно-поровые воды внутриформационных покровов эффузивных пород и интрузивных залежей.

4. Трещинно-жильные воды, связанные с разрывными нарушениями и сопряженными с ними мелкими тектоническими трещинами:

а) жильные воды глубокой циркуляции;

б) жильные воды приповерхностной циркуляции.

Со всеми указанными типами резервуаров связаны как пресные, так и минеральные воды — пресные воды главным образом с трещинно-пустотными и пластовыми типами, минеральные воды — с жильным и пластовым типами.

Ниже дается краткая характеристика пресных и минеральных вод по важнейшим там резервуаров.

1. ПРЕСНЫЕ ВОДЫ

1. Воды наносных образований связаны исключительно с плиоценовыми и антропогеновыми наносными отложениями, представленными разнообразными аллювиальными, пролювиальными, делювиальными, элювиальными и ледниковыми несцементированными или слабо уплотненными образованиями, которые в тех или иных количествах развиты повсеместно. Детальное описание их приводилось в соответствующих разделах стратиграфической части данной работы.

Большое распространение и хозяйственное значение указанные воды имеют в среднегорных и высокогорных пастбищных районах республики. Наносные пустотно-пористые образования, особенно щебнево-глыбовый делювий, пролювий, чингили и морены впитывают значительное количество талых и дождевых вод. При наличии в их основании водоупорных пород воды выклиниваются и образуют многочисленные легко каптируемые родники. Дебит последних обычно не превышает 1 л/сек. Таких родников много на Сомхетском, Базумском, Севанском, Гегамском, Варденисском, Хуступ-Чимянском и Капутджухском хребтах, а также в районе массива г. Арагац.

Аллювиальные отложения (речники) как водоносные грунты практический интерес представляют в наиболее низменных частях относительно широких речных долин, имеющих незначительное падение, а также в пределах конусов выносов, причем мощность такого аллювия в средних и нижних течениях рек ниже уреза реки достигает нередко 20—25 м. Эти отложения питаются обычно речными, талыми и дождевыми водами, а также водами, дренирующимися из тех толщ, которые слагают склоны долин и ущелий.

Интерес для водоснабжения представляют долинные аллювиальные отложения во внутренних частях Ленинаканской, Араратской и Сисианской котловин, в бассейне р. Памбак, в средних течениях бассейнов р. р. Агстев, Сисиан, Вохчи, Арпа, Веди, Мармарик, в бассейнах нижних течений р. р. Гарни, Раздан, Касах, Ором, Овит, а также отложения конусов выносов р. р. Чичхан, Мармарик, Гетар, ряда рек, впадающих в оз. Севан (Масринская равнина и др.), аллювий и пролювий временных потоков, текущих из района Джаджурского перевала в Ленинаканскую котловину. Воды этих отложений безнапорные и использование их возможно путем устройства колодцев и бурения скважин с последующей откачкой воды. Некоторые родники этого типа дают от 1 до 5 л/сек воды. Интересно отметить, что воды конуса выноса р. Гетар, на котором расположена часть гор. Ереван, являются местами напорными. На таких участках аллювий бронируется верхнечетвертичными туфами мощностью 2–4м. При изысканиях, проведенных в связи с проектированием набережных сооружений р. Гетар, автору пришлось наблюдать фонтанирование вод из подтуфовых галечников через мелкие скважины, пробуренные в покровных туфах. Напорные воды дают местами также аллювиальные отложения Масринской равнины.

При использовании указанных вод большое внимание должно уделяться соблюдению норм санитарной охраны.

2. Трещинно-пустотные воды. Среди вод этого типа исключительно большое народнохозяйственное и познавательное значение имеют внутрилавовые и подлавовые воды, приуроченные к четвертичным и верхнеплиоценовым лавовым потокам и сконцентрированные в основном в руслах, погребенных под лавами древних речных ущелий. Все эти воды отличаются высокими питьевыми качествами — слабой минерализацией до 300 мг/л сухого остатка и температурой порядка 6—9°С.

Указанные лавы благодаря небольшой вязкости (основные и частью средние эффузивы) покрыли громадную площадь (левобережье р. Воротан, Гегамский хребет, Котайкское, Лорийское, Егвардское и Октемберянское плато, массив горы Арагац, бассейн р. Ахурян, ущелье р. Дебед). Под лавовыми покровами имеется сильно пересеченный рельеф доплиоценового возраста с хорошо развитой речной сетью.

Благодаря интенсивной трещиноватости лавовых покровов, атмосферные воды задерживаются в шлаках и валунно-галечных отложениях, залегающих в основании отдельных лавовых потоков.

Все эти глубоко проникающие воды (от 10 до 200 м и глубже) по склонам древних речных долин и ущелий концентрируются в погребенных руслах и выходят на поверхность в виде мощных групп родников там, где подошва лавовых потоков пересекается с депрессиями поверхности современного рельефа.

Питание подземных водотоков происходит посредством хаотически расположенных трещин и лишь местами через поры и пустоты шлаковых конусов, являющихся центрами излияния лавовых потоков. Движение подземных водотоков большей частью происходит по порам и пустотам между шлаками, глыбами, песком, галькой и валунами, залегающими, как правило, в основании лавовых потоков и заполняющими большей частью древние русла рек. По мнению А. А. Тер-Мартиросяна, эти особенности формирования и циркуляции лавовых вод позволяют отнести их к типу трещинно-поровых вод.

Лавовые покровы имеют обычно пологое падение, что способствует задержке поверхностого стока. Вместе с этим рельеф лавовых покровов осложнен многочисленными скоплениями глыб, бессточными ямами и котловинами. На лавовых покровах, как правило, отсутствует лес и мощный почвенный покров. Все это способствует повышению фильтрации и понижению поверхностного стока.

Лавовые покровы развиты в значительной мере в высокогорных плато и на хребтах, имеющих абсолютную отметку в среднем свыше 2000 м. Ввиду низкой температуры воздуха испарение в этих районах происходит в ограниченных количествах, а часть испаряющейся воды, благодаря резкому колебанию температуры воздуха, заново конденсируется и дает питание подземным водам.

Воды вечных снегов на отдельных вершинах горных хребтов регулируют питание подземных вод в период отсутствия дождей (летом и в начале осени). Наглядное представление о фильтрационных свойствах лавовых толщ дают следующие данные, приведенные в работах А. А. Тер-Мартиросяна.

В бассейне р. Алучалу, расположенном на северном склоне Варденисского хребта и сложенном почти исключительно молодыми андезито-базальтами, выпадает ежегодно 650 мм осадков. Из этого количества 52% инфильтруется в лавы, 31% испаряется и 17% образуют поверхностный сток. Для обширной области Гегамского лавового нагорья инфильтрация составляет 46, 1%, а испарение и поверхностный сток 53, 9%. Для бассейна р. Варденик (Гезал-дара), находящегося в системе тех же хребтов, но сложенного лавами лишь на половину площади, инфильтрация составляет 24%, испарение 36%, а поверхностный сток 36%. Для высокогорного района (более 3000 м) вершин М. и Б. Спитаксар инфильтрация в тех же условиях составляет 50%, а испарение и поверхностный сток вместе тоже 50%.

Благодаря всему этому водоотдача лавовых покровов довольно значительная. Подсчитано, что модуль подземного стока для лавовых покровов колеблется в пределах от 5 до 10 л/ сек и более. Для левобережья

р. Воротан модуль подземного стока составляет 6,1 л/сек при общей площади лавовых покровов 1314 км² и при выходе 8029 л/сек подземной воды в виде 328 родников. Подавляющее большинство этих родников имеет дебит более 5 л/сек.

Из западного склона Гегамского хребта, с площади 817,3 км², сложенной четвертичными базальтами, выходит 7888 л/сек подземной воды в виде 270 родников; модуль подземного стока составляет 9,6 л/сек.

Из андезито-базальтовых лав северного склона Варденисского хребта, площадью 330 км² (в пределах Басаргечарского района), выходит 61 родник, дающие вместе 5528 л/сек подземной воды. Модуль подземного стока составляет 16,7 л/сек. Столь высокий модуль подземного стока обсуловлен несовпадением площадей подземных и поверхностных бассейнов. Оказывается, что площадь подземного бассейна мощных Карасун-ахбюрских и Карч-ахбюрских подземных водотоков на 180 км² больше площади наземного бассейна. По мнению А. А. Тер-Мартиросяна, такая разница получается за счет соседних бассейнов оз. Б. и М. Ала-гелов (южный склон Варденисского хребта в пределах Азербаджанской ССР) и бассейна р. Варденик (Мартунинский район). Аналогичное явление наблюдается и в других районах Арм. ССР (бассейн питания Акунских, Айгерличских и др. родников).

Из андезито-базальтовых лав восточного склона Гегамского хребта (бассейн оз. Севан) с площади 796 км² выходит в виде родников 5220 л/сек подземной воды. Модуль подземного стока их 6,6 л/сек, тогда как на западном склоне Гегамского хребта модуль подземного стока покровов тех же лав составляет 9,6 л/сек.

Значительное расхождение в степени водообильности пород восточного и западного склонов Гегамского хребта при почти одинаковых литолого-петрографических и климатических условиях объясняется не только несовпадением площадей подземных и наземных бассейнов (в северной части хребта), но и тем, что часть подземной воды восточного склона не выходит на дневную поверхность (в районе сел. Александровка, Айриванк, Норадуз), почему таковые не могут учитываться при составлении баланса. Возможно, что в связи со спуском вод оз. Севан из указанного участка, расположенного между гор. Севан и гор. Н. Баязет, на дне озера обнаружатся крупные выходы подземных вод.

По приблизительным подсчетам андезито-базальтовые лавы плиоценового и четвертичного возрастов занимают в Армянской ССР площадь около 10.500 кв. км. Из этой площади выходит в виде родников около 71.000 л/сек подземной воды, в том числе и мощные родники Айгер-лич и р. Севджур, дающие вместе около 20000 л/сек воды. Если сюда прибавить артезианские воды Араратской котловины, часть вод Октемберянского и Егвардского плато, Масринской равнины и подземные воды, выходящие в оз. Севан подземным путем, то общее количество лавовых вод можно будет принять 80000 л/сек, относя их к площади 11500 км². При этом средний модуль подземного стока для всех андезито-базальтовых покровов и потоков составит примерно 7 л/сек.

Описание покровов и потоков лав, с которыми связаны рассматриваемого типа воды, приведено в стратиграфическом разделе данной работы. Основными районами их развития являются бассейны р. р. Дзорагет, Верхний Ахурян, Касах, Раздан, массив г. Арагац вместе с далекими его склонами, Гегамский и Варденисский хребты и Сюникское плато в пределах бассейна р. Воротан. Из наиболее мощных родников, связанных с этими лавами, могут быть указаны: Гарнинские с дебитом 2600 л/сек и Акункские — 2100 л/сек (Котайкский район), Айгерлич-Севджурские— 20000 л/сек (Октемберянский район), Карчахбюрские — 1075 л/сек

и Акункские — 2178 л/сек (Басаргечарский район), Дзорагюхские—1500 л/сек и Личкские—1200л/сек (Мартунинский район), Саруханские—1000 л/сек и Ацаратские — 800 л/сек (Баязетский район), Мухутарянские — 500 л/сек и Ангехакотские — 300 л/сек (Сисианский район), Садахлинские—89,5 л/сек, Кабахлинские—155,5 л/сек, Бардаринские—150 л/сек, Сарадаринские—40 л/сек (Азизбековский район), Огнанесские—500 л/сек, Лернадзорские—150 л/сек, Сархиндзорские—120 л/сек (Амасийский район), Агаракские — 90 л/сек и Новосельцевские — 80 л/сек (Степанаванский район). Из указанных в начале 7500 относительно крупных выходов подземных вод 1300 родников приходятся на рассматриваемый тип и дают 75% всех выходящих на дневную поверхность подземных вод. Из этого ясно, какое народнохозяйственное значение имеют лавовые воды Армении. При отсутствии этих лав значительная часть территории Армении представляла бы собой безотрадную пустыню.

Касаясь динамической характеристики лавовых вод, необходимо отметить, что они в большинстве являются безнапорными или слабонапорными, однако в ряде случаев, как показало бурение, они обладают положительным напором и выливаются на поверхность под собственным давлением. Это относится к некоторым водотокам, располагающимся между двумя закольматированными наклонно залегающими потоками лав, и частью к подлавовым водотокам, залегающим тоже под закольматированными потоками лав и берущим начало в высокогорных районах. Типичный пример этого представляет мощный водоток, находящийся под лавовыми потоками района сел. Акунк Котайкского плато, который снабжает гор. Ереван питьевой водой. Многочисленные буровые скважины, расположенные в фронтальной части лавового потока, дают фонтанирующую воду из песчано-галечных отложений, подстилающих лавы. Значительным же напором обладают межлавовые воды группы родников Айгерлич-Севджур, которые выходят на поверхность вдоль края верхнего яруса лавовых потоков далеких южных склонов массива г. Арагац и дают около 20000 л/сек воды. Покровы висячего бока водотока, очевидно, закольматированы и играют роль водоупора.

Вулканогенные отложения в лавовой фации широко развиты в Армении и в древних формациях — в девоне, юре, неокоме, туроне, сантоне, эоцене и миоцене, однако описанный выше подлавовый-внутрилавовый тип вод в этих формациях практически отсутствует, либо имеет крайне ограниченное развитие. Объясняется это тем, что трещины и поры в указанных лавах и их пирокластических разностях закольматированы настолько сильно, что они являются по существу водоупорными породами. Некоторое исключение составляют лавы верхнего миоцена — нижнего плиоцена. Вулканогенные породы домиоценового возраста, как уже отмечалось, были вовлечены в глубокое геосинклинальное погружение, подверглись в той или иной мере метаморфизму, были каолинизированы, хлоритизированы и эпидотизированы, механическим путем уменьшился объем их трещин, а сами трещины были заполнены в значительной мере продуктами изменения этих пород, особенно в районах развития гидротермального метаморфизма. Наблюдаемая водоносность их связана преимущественно с трещинами тектонического происхождения.

Вторая разновидность трещинно-пустотного типа вод Армении — трещинно-карстовая — связана с карбонатными отложениями — с известняками, доломитами, мергелями и травертинами. Мощные толщи карбонатных пород приурочены к комплексам отложений среднего — верхнего палеозоя (девон, карбон, пермь), нижнего — среднего триаса, лейаса, оксфорда—кимериджа, титона, неокома, турона—коньяка, мергельные отложения —к толще верхнего сенона, травертины—к толще плио-

плейстоцена. Палеозойские и триасовые карбонатные отложения широко развиты в Урцском — Айоцдзорском хребтах, нижней юры — в Базумском хребте, верхней юры—в бассейнах р. р. Агстев, Ахум и Халадж, неокома — в восточном Зангезуре, турона — коньяка — в бассейнах р. Агстев, Веди и оз. Севан, сенона—во многих районах севера и юго-запада республики, плиоплейстоцена — главным образом в Араратской котловине, в бассейнах р. р. Мармарик, Раздан и в Горисском районе.

Способ формирования подземных вод в этих карбонатных толщах тот же, что и в случае лавового типа вод. Атмосферные (инфильтрационные и конденсационные) и частью перемещенные (вторичные) воды по густой сети трещин просачиваются до внутриформационных водоупорных глинистых или туфогенных горизонтов или до водоупорной подошвы карбонатных свит и выклиниваются там, где депрессионные части этих поверхностей пересекаются с рельефом. Иногда водоупором для этих вод являются отложения более молодые, чем сами водоносные отложения. Подобные соотношения наблюдаются в зонах изоклинальной складчатости, где молодые отложения подвернуты под древние. Такую картину представляют, например, южное крыло Ширакской антиклинали к северу от Ленинаканской котловины, где водоупорные слоистые туфогены подвернуты под водоносные глинистые известняки сенона; южное крыло Урцской антиклинали в восточной части Араратской котловины, где водоупорные глинистые отложения эоцена подвернуты под водоносные отложения среднего палеозоя и т. д. Нередки также подобные соотношения в зонах надвиговых нарушений.

Особенностью формирования подземных вод в карбонатных породах является более или менее интенсивный процесс их выщелачивания, приводящий к расширению существующих в них трещин и закарстованию. Карстовые явления развиты в известняках кимериджа бассейна р. Агстев, титона и неокома в Зангезуре и девона-карбона на Урцском хребте. Другой особенностью подземных вод карбонатных свит является приуроченность их в ряде случаев к синклинальным структурам. Мощные родники, связанные с карбонатными свитами, известны: вдоль контакта юрских известняков Базумского хребта с подстилающими их глинистыми сланцами и вулканогенными породами (родники на склонах г. Сип, у сел. Башгюх, Дзорашен, Мусаелян, на склонах ущелий р. р. Черная и Желтая); в бассейнах р. р. Талигет и Спитак-джур, на склонах Иджеванского хребта и на урочище Газма в контакте известняков верхнего оксфорда—кимериджа и подстилающих туфогенов; в восточном Зангезуре — в контактах титонских и неокомских известняков и подстилающих вулканогенных пород; на южном склоне Ширакского хребта—по контакту опрокинутой свиты сенона и эоцена (родники у сел. Сариар, Крашен, на Джаджурском перевале), в синклинальных структурах в контакте верхнего сенона и турона — сантона (родники Иджеванского, Папакарского, Цахкуняцского, Бозбурунского и Айоцдзорского хребтов: на Урцском хребте—по контакту опрокинутой сланцево-карбонатной толщи среднего палеозоя и глинистой толщи эоцена и др. Подземные воды, связанные с травертинами, известны во многих местах и часто приурочиваются к руслам речек и к промоинам, погребенным под трещиноватыми щитами травертинов (бассейн р. Веди, южный склон хр. Урц, долина р. Мармарик).

Типичные карстовые воды автором отмечались лишь в пределах развития верхнеюрских известняков в бассейне р. Спитак-джур (левый приток р. Агстев, в среднем ее течении). Здесь карстовые процессы развиты широко. В верхнем течении реки известен мощный выход вод, приуроченных к кимериджским платоизвестнякам. Родник, известный

под названием Чингил, действует с большими перерывами (иногда 2—3 месяца) и дает в секунду порядка 10—15 литров воды. Бассейн питания сложен всецело закарстованными трещиноватыми известняками.

Значение рассматриваемого типа трещинно-карстовых вод также велико. Целый ряд населенных пунктов и пастбищных районов снабжается этими водами (Ширакский и Базумский хребты, Иджеванский хребет, междуречье р. р. Агстев и Ахум, восточный Зангезур, бассейн р. Веди, хребет Цахкуняц и др.). Многие родники этого типа дают до 5—10 л/сек воды, иногда больше.

Касаясь вопроса водоносности древних метаморфических сланцев, интрузивных пород и пирокластических образований, необходимо отметить, что подземными водами они очень бедны. Незначительные родники, приуроченные к ним, связаны обычно с различными трещинами отдельностей и зонами катаклаза. В метаморфических толщах эопалеозоя водоносными являются внутриформационные залежи трещиноватых мраморов и доломитов (Цахкуняцский и Памбакский хребты). Родники приурочиваются к лежачему боку этих залежей, а водоупором являются метаморфические сланцы.

3. **Пластовые трещинно-поровые артезианские и субартезианские воды.** Воды этого типа приурочены почти всецело к новейшим плиоплейстоценовым озерно-речным отложениям, локализованным в замкнутых котловинах тектонического или плотинного происхождений. Основной интерес представляют четыре котловины — Ленинаканская, Араратская Сисианская и Севанская, дающие значительное количество фонтанирующей пресной и минеральной воды

Ленинаканский артезианский бассейн расположен в пределах одноименной озерной толщи нижнечетвертичного возраста, имеющей мощность до 400 м и залегающей на лавовых покровах верхнего плиоцена и частью на туфобрекчиях верхнего миоцена и туфогенах эоцена. Строение толщи изучено пока недостаточно. По данным единичных обнажений отдельных частей разреза и бурения, в низах толщи преобладают песчано-галечные отложения, которые сменяются кверху мощной свитой зеленоватых пластичных глин, включающих ряд прослоев и линз рыхлых песчаников, песков, галечников и известняков; еще выше залегают песчано-гравелистые отложения, нередко переходящие по простиранию в глинистые отложения. В восточном направлении толща озерных отложений смыкается фациально с обширными лавовыми потоками и покровами вулкана Голгат, расположенного к северу от массива г. Арагац. Над озерной толщей залегают туфы средне-верхнечетвертичного возраста и аллювиально-пролювиально-делювиальные наносы мощностью до 30 м, насыщенные на значительной площади грунтовыми водами.

В Ленинаканской котловине был пробурен ряд скважин глубиною от 35 до 350м. Многие из них вскрыли в толще озерных глин насыщенные водой прослои и линзы песков, рыхлых песчаников и галечников и дали фонтанирующую воду, причем в северной половине котловины воды эти были пресными, а в южной половине—минеральными, содержащими значительное количество углекислоты, сероводорода и метана. Ввиду ограниченности данных корреляция разрезов различных скважин и водоносных пластов в настоящее время не представляется возможной. По предварительным данным все выявленные напорные воды тяготеют к двум стратиграфическим уровням озерной толщи, испытывающим значительные изменения в глубине залегания, в зависимости, по-видимому, от первичного рельефа дна бассейна.

Пресные напорные воды были выявлены впервые на северной окраине гор. Ленинакан, в скважинах, пробуренных в водосборной галерее с глубины 35 м. С интервала глубины 12—16 м ниже дна галереи скважины начали фонтанировать и дали воду от 8 до 10 л/сек с высотой установившегося напора от 3 до 4,5 м над устьем скважины.

Минеральные напорные воды выявлены в южной части котловины на пространстве от сел. Воскеаск на севере (среднее течение р. Ахурян) до сел. Барцрашен на юге. Положительный напор вод отмечен в скважинах в сел. Ахурик, Гарибджанян, Гетк, Еразгаворс, Баяндур, Норабер, Ширакаван, причем в окрестностях сел. Барцрашен напорная минеральная вода вскрыта на глубине 12—15 м в песчаных прослоях, а на других участках на значительно больших глубинах (данные А. Е. Амроляна, О. С. Саркисяна и В. Т. Вегуни).

Наибольший интерес представляют скважины, пробуренные в сел. Норабер, между районными центрами Маралик и Агин. Одна из них вскрыла мощные фонтаны минеральной воды на двух горизонтах, залегающих в толще озерных глин, на глубине 73—114 м и 184—220 м. Водоносными являются пески и грубообломочные галечники, включающие обломки сарматских известняков с характерной остракодовой фауной. Начальный дебит этой скважины составил 15 л/сек., напор воды более 11 м над устьем скважины. Здесь высокий напор воды обусловлен в существенной мере давлением содержащихся в воде газов.

Артезианские воды Ленинаканской котловины заимствуются, естественно, из грунтовых вод, формирующихся в окружающей котловину раме гор Ширакского хребта, западной части хребта Цахкуняц, вулканических массивов Арагаца и Голгата. По-видимому, основную роль в питании бассейна играют лавовые воды вулканического комплекса Голгата, связанного фациально с озерной толщей и лишенного поверхностного стока, а также лавовые воды северо-западных склонов Арагаца и массива г. Арснакар, сложенных андезитовыми лавами и туфобрекчиями миоплиоцена. Толща озерных отложений прислонена на востоке к сильно расчлененной поверхности вулканогенной толщи миоплиоцена, лишенной здесь поверхностного стока.

Углекислый газ и метан поступают в артезианский бассейн, несомненно, из тектонических трещин, секущих субстрат озерой толщи, причем, судя по наличию в галечниках озерной толщи обломков сарматских известняков и по региональным данным, в нижней части разреза Ленинаканской котловины, где локализованы минеральные воды, под покровами плиоценовых лав и толщей туфобрекчий должны находиться гипсоносно-соленосные молассовые отложения миоцена, широко развитые несколько южнее у слияния Аракса и Ахуряна. Вероятно, метан связан генетически с указанной толщей. Что касается углекислого газа, то он в обилии выделяется также в большинстве минеральных источников, выходящих из отложений верхнего эоцена и миоплиоцена краевых частей котловины. Сероводородный газ рассматривается как продукт взаимодействия метана и сульфатов.

Интересно отметить, что по данным турецкого геолога А. Ташмана (1947), в районе крепости Гасанкале, на левом склоне ущелья Верхнего Аракса, в отложениях миоцена проходит широтного простирания сбросовое нарушение, к которому приурочен ряд нефтяных и сероводородных источников. Фациально-тектонический комплекс этого района непрерывно продолжается к востоку в ущелье нижнего течения р. Ахурян, тяготеющего к району рассматриваемых минеральных источников, выделяющих горючие газы и сероводород.

Ленинаканская котловина является одним из маловодных районов Армении. Проблема водоснабжения ее должна решаться в основном путем освоения имеющихся здесь артезианских и частично грунтовых вод. Возможно, артезианский бассейн даст порядка 2000 л/сек воды.

Араратский артезианский бассейн приурочен к одноименной межгорной котловине, выполненной в основном озерно-речными отложениями нижнечетвертичного возраста, представленными многократным чередованием валунно-галечных образований, песков, суглинков и глин. На большей части площади бассейна, в основании озерной толщи, залегает покров долеритовых лав, который, в свою очередь, залегает на размытой поверхности складчатых отложений миоцена и палеогена. Протяженность котловины вдоль длинной оси 150 км, наибольшая ширина в низменной части порядка 50 км, абсолютная высота в пределах от 798 до 900 м. Толща озерно-речных отложений имеет в целом линзообразную форму и достигает наибольшей мощности 400 м в центральной, глубоко прогнутой части котловины. В составе толщи выделяется ряд водоносных валунно-галечных и песчаных горизонтов, разделенных горизонтами водоупорных озерных глин и суглинков и прослаиваемых местами четвертичными лавами и туфами. Покровные лавы, подстилающие четвертичные отложения, являются продуктами излияний Б. Арарата, Арагаца и Араи-лера. Над ними залегают, с валунно-галечными отложениями в основании, андезито базальтовые лавы нижнечетвертичного(?) возраста. По данным 84 буровых скважин, поверхность лавового покрова наиболее глубоко опущена у сел. Маркара на Араксе, где она располагается на высоте около 530 м над уровнем моря и довольно резко поднимается в сторону Октемберянского плато, гор. Ереван, гор. Эчмиадзин, причем на фоне покрова намечается погребенная под озерной толщей древняя речная сеть.

Характерные разрезы озерно-речной толщи приведены по данным бурения в стратиграфической части данной работы. В толще по всей площади ее распространения выделяется весьма характерный горизонт сине-зеленых озерных глин (с пресноводной фауной), играющий исключительно важную роль в формировании артезианских вод. Этот горизонт разделяет подземные воды бассейна на два крупных яруса, нижний из которых, наиболее водообильный и мощный, известен у местных геологов под названием подозерного водоносного горизонта, а верхний — под названием надозерного горизонта.

На площади развития самоизливающихся вод кровля горизонта озерных водоупорных глин, по данным бурения 160 скважин, колеблется в пределах от 713 м (у сел. Маркара) до 825 м (окрестности гор. Эчмиадзин), а подошва соответственно в пределах от 700 м до 820 м, с общим погружением горизонта с севера на юг к р. Аракс (данные А. О. Оганяна, С. Б. Арутюняна и А. Е. Амрояна). Весьма пологое залегание горизонта установлено в районах сел. Чобанкара, Арташат, Апага, Зангибасар, Каракишлаг и ст. Эчмиадзин; крутое падение подошвы и кровли горизонта установлено южнее сел. Харатлу. В настоящее время в Араратском бассейне пробурено около 500 скважин, дающих самоизливающуюся воду порядка 4000 л/сек при дебите отдельных скважин до 35 л/сек и напоре над устьем скважин иногда более 10 м. Наибольшим дебитом и напором обладают скважины в центральной, глубоко прогнутой части котловины, доведенные до нижнего подозерного водоносного горизонта, залегающего над покровами трещиноватых андезито-базальтов и сложенного преимущественно валунно-галечными образованиями. Надозерные водоносные горизонты являются маломощными и выдерживаются на сравнительно меньших площадях и, кроме того, зачастую оказываются ли-

шенными положительного напора (части Эчмиадзинского, Вединского и Октемберянского районов), то есть имеют субартезианский характер.

В настоящее время, по данным предварительной обработки материалов бурения, в Араратском бассейне выделяются три ведущих водоносных горизонта — один над горизонтом глин, два под ними, причем предполагается, что последние два горизонта местами сливаются в один общий горизонт.

Араратский артезианский бассейн питается грунтовыми водами, формирующимися в раме окружающих его гор — массивов г. г. Арарат, Арагац, Араи-лер, Гегамского нагорья, Урцского хребта и др.

По данным А. О. Оганяна, общая площадь водосборного бассейна Араратской котловины равняется около 7200 км², количество среднегодовых осадков в водосборном бассейне около 510 мм, объем общего годового количества осадков около 3500 млн. м³, сток рек и родников 1500 млн. м³, количество отобранных на хозяйственные нужды вод 1,5 млн. м³. Таким образом, по расчетам А. О. Оганяна, в годовом остатке имеется порядка 470 млн. м³ воды (с вычетом вод фонтанирующих скважин), могущей питать артезианский бассейн. Это значит, что в артезианский бассейн ежесекундно может поступать около 12 м³ воды, что в три раза превосходит современный расход бассейна, производимый буровыми скважинами. Питание бассейна осуществляется непосредственно руслами р. р. Аракс, Веди, Гарни, Раздан, Касах, Мастара и Ахурян, а также посредством потоков и покровов трещиноватых лав и погребенной под ними древней речной сетью.

Как бассейн питания обращает на себя внимание лавовый комплекс северной половины массива г. Арарат, лишенный сколько- нибудь большого поверхностного стока. Нет сомнений, что главная масса грунтовых вод этого комплекса поступает в Араратский артезианский бассейн. Мощная группа родников в районе гор. Игдыр, выходящая в фронтальной части лавовых потоков верхнечетвертичного вулкана Кабах-тапа на северо-западном склоне Б. Арарата и являющаяся аналогом группы родников Айгер-лича, составляет, вероятно, незначительную часть подземных вод Арарата. Вторым важным путем питания является подлавовое русло, прослеживающееся в направлении сел. Уши и Парби-Агарак, где под лавами и в самих лавах установлен мощный водоток. По данным бурения, подошва плиоценовых лав в указанном направлении находится на глубине более 500 м, в то время как в ущелье р. Касах она имеет глубину от 0 до 350 м. Лавовые воды северо-восточной части массива г. Арагац и хребта Цахкуняц, по всей вероятности, стекают в указанное погребенное русло и, концентрируясь, направляются в Араратскую котловину по междуречью Касаха и Шахверда. Обособленным представляется путь Айгерличского водотока, который, по-видимому, имеет своим водосбором Карсское плато, также юго-восточные, южные и юго-западные склоны Арагаца. Предположение о связи его с Араксом (К. Н. Паффенгольц) и с Парби-Агаракским водотоком (С. П. Балян) должно подкрепиться данными гидродинамического и гидрохимического характеров.

По мнению покойного С. А. Манасаряна, в питании Араратского бассейна существенную роль должны играть также подлавовые воды северо-западной части Гегамского нагорья. Путь их намечается по полосе сел. Акунк — район курорта Арзни — район гор. Эчмиадзин. По данным магнитометрической съемки Ц. Г. Акопяна и бурения, проведенного А. П. Демехиным, А. А. Тер-Мартиросяном и А. Г. Ктикяном, под покровами долеритовых базальтов названной полосы намечается погребенная речная сеть.

Интересные данные для выяснения баланса вод Араратской и Ленинаканской котловин дало бурение на далеких западных безводных склонах массива г. Арагац, проведенное под руководством О. С. Саркисяна, С. Б. Арутюняна и А. Е. Амрояна. Здесь в лавах был пробурен ряд скважин глубиною до 300—500 м (район сел. Дзитанков, Заринджа, Сабунчи и др.), которые установили отсутствие на этих глубинах подземных вод (отмечались лишь скопления типа верховодки). Из этих данных и данных геологического строения соседних районов, можно заключить, что в этом районе под молодыми лавами имеется широтного простирания подземный водораздел, который направляет инфильтрационные воды соответственно на север в Ленинаканскую и на юг в Араратскую котловины. В последнем случае транзит вод осуществляется, возможно, в направлении сухого русла р. Мастара и далее к Айгер-личу.

По химическому составу воды Араратского артезианского бассейна принадлежат в главной массе к гидрокарбонатнонатриевому типу, однако наряду с этим имеются также воды хлормагниевого и сульфатнонатриевого типов. Ниже приводится выражение химизма этих вод по методу Курлова по нескольким наиболее характерным буровым скважинам с указанием их дебита.

Воды хлормагниевого типа

Скв. № 75а, сел. В. Неджерлу

$$M_{0,799}=\frac{HCO_3(34.78)\ SO_4(38.76)\ Cl(26.46)}{Ca(42.56)\ Mg(33.6)\ Na(23.84)};\ Д=7\ л/снк.$$

Скв. № 68, сел. Неджерлу

$$M_{0,222}=\frac{HCO_3(63.78)\ SO_4(89.6)\ Cl(27.3)}{Ca(40.56)\ Mg(26.8)\ Na(32.6)};\ Д=5\ л/сек.$$

Воды гидрокарбонатно-натриевого типа

Скв. № 68, сел. Зангилар

$$M_{0,475}=\frac{HCO_3(51.86)\ SO_4(20.16)\ Cl(27.98)}{Ca(40.46)\ Mg(30.66)\ Na(28.28)};\ Д=0,4\ л/сек.$$

Скв. № 10а, сел. Н. Хатунарх

$$M_{0,236}=\frac{HCO_3(75.54)\ SO_4(9.5)\ Cl(14.96)}{Ca(35.0)\ Mg(32.0)\ Na(33.0)};\ Д=18\ л/сек.$$

Воды сульфатно-натриевого типа

Скв. № 85а, сел. Агамзалу

$$M_{0,880}=\frac{HCO_3(40.2)\ SO_4(33.0)\ Cl(26.8)}{Ca(37.2)\ Mg(30.6)\ Na(32.2)};\ Д=2,5\ л/сек.$$

Скв. № 213, сел. Каракишлаг

$$M_{0,34}=\frac{HCO_3(65.06)\ SO_4(9.32)\ Cl(25.62)}{Ca(42.44)\ Mg(21.8)\ Na(35.76)};\ Д=16\ л/сек.$$

Необходимо отметить, что по северо-восточному краю Араратской котловины, вдоль разрывных нарушений, выходит большое количество минеральных вод, которые, естественно, влияют на состав артезианских вод этого района. Описание их приводится ниже. В пределах самого артезианского бассейна углекислые минеральные воды были вскрыты в Октемберянском районе, в сел. Покр Шагриар в двух скважинах на глубине около 70 м, в трещиноватых базальтах. С меньших глубин эти скважины дали самоизливающуюся пресную воду.

Роль Араратского артезианского бассейна в народном хозяйстве Армении исключительно большая. Проблема водоснабжения Араратской долины — одной из важных житниц республики — решена вводом в эксплуатацию напорных вод этого бассейна. Дальнейшая задача заключается в рациональном использовании этих вод, в частности, в правильном размещении эксплуатационных буровых скважин, экономном (крановом) режиме использования самоизливающихся вод и в борьбе с заболачиванием и засолонением грунтов.

Севанский артезианский бассейн охватывает чашу Большого Севана и прилегающие к ней с востока наклонные равнины (Масринскую и др.). Напорные воды приурочены к озерным отложениям, которые широко развиты под новейшими наносными и лавовыми образованиями указанных равнин и прослеживаются отсюда под донные осадки Б. Севана. Эти воды детально изучались в пределах Масринской равнины в 1957 г.

В озерной песчано-глинистой толще в пределах глубин до 260 м буровыми скважинами выявлено три водоносных напорных горизонта.

Первый водоносный горизонт, залегающий на глубине 19—49 м, сложен илистыми песками, перекрыт илистыми глинами и подстилается суглинистыми гравелисто-галечными отложениями. Удельный дебит горизонта— 1,5 л/мин., коэффициент фильтрации — 6,7 м³/сутки, радиус депрессионной воронки — 60,8 м.

Второй горизонт, наиболее водообильный, залегает на глубине 62—72 м и сложен галечно-щебенистыми разнозернистыми песками. Верхний водоупор представлен суглинистыми гравелисто-галечными образованиями, нижний — глинистыми песчаниками. Удельный дебит горизонта — 3,6 л/мин., коэффициент фильтрации — 24,3 м³/ сутки, радиус депрессионной воронки — 125,6 м.

Третий горизонт залегает на глубине 104—112 м и сложен разнозернистыми песками, содержащими примесь галек. Верхний водоупор сложен глинистыми песками, нижний — диатомовыми глинами, переходящими ниже в пемзово-пепловые отложения миоплиоцена с фауной зангинской свиты Ереванского бассейна (верхний сармат).

Водоносные горизонты образуют в целом артезианские моноклинали, погружающиеся от далеких северных склонов Варденисского хребта под донные отложения Б. Севана.

Абсолютная отметка положительного напора, по данным В. Т. Вегуни, колеблется в пределах от 1912 до 1985 м при отметке зеркала озера 1904м (к концу 1957 г.). Из этого следует, что разгрузка указанных горизонтов происходит преимущественно в центральной и южной частях дна Б. Севана.

Некоторые скважины, расположенные в бассейне нижнего течения р. Варденик, дали фонтанирующую минеральную воду с большим количеством свободного углекислого газа. Питание Севанского артезианского бассейна происходит, в основном, за счет инфильтрационных вод, поступающих из Варденисского и восточной части Севанского хребтов.

Сисианский артезианский бассейн расположен в долинах верхнего течения р. Воротан и ее притоков в пределах Сисианского района. Ар-

тезианские воды приурочены к чередующейся толще озерных диатомовых глин, рыхлых песчаников, песков и галечников, относимых к акчагыльскому времени. Толща эта, известная под названием сисианской диатомовой толщи, вниз по течению р. Воротан замещается фациально вулканогенно-обломочной горисской толщей, которая запрудила здесь долину реки и создала в верхнем ее течении озерный водоем, простирающийся в северо-запад — юго-восточном направлении примерно на 50 км. Ложем озерной толщи являются юрские, эоценовые и миоценовые эрозионно-расчлененные отложения. Перекрывающими являются андезито-базальтовые покровы плиоплейстоценового возраста, дающие громадное количество пресных вод трещинно-пустотного типа.

В озерной толще, достигающей мощности 300 м, среди преобладающих белых и желтовато-белых диатомовых глин залегает ряд прослоев гравия и песков, местами косослоистых, мелкообломочных галечников, туфовых и пемзовых песков, которые все в той или иной мере являются водоносными. Питание их осуществляется за счет грунтовых вод, формирующихся в лавовых толщах краевых гор бассейна р. Воротан, в частности в лавовых толщах Сюникского плато, разгружающих свои воды в определенной мере в озерной толще. Некоторые воды в озерной толще были выявлены бурением при инженерно-гидрогеологических изысканиях, проведенных в связи с проектированием Воротанского каскада ГЭС. Буровые скважины дали фонтанирующую воду в окрестностях сел. Сисиан, Ангехакот, Базарчай с дебитом воды до 15 л/сек. По сообщению А. Н. Назаряна, в озерной толще по предварительным данным выделяется 5 водоносных пластов, сложенных гравелисто-галечными образованиями и залегающих на глубинах до 100 — 150 м. Фонтанирующая вода всюду минеральная, гидрокарбонатно-натриевого типа, с большим содержанием углекислого газа. Подобные же воды известны за пределами распространения озерной толщи, где они приурочены к тектоническим трещинам и зонам катаклазированных пород эоцена и юры, а также к интрузивным породам позднеэоценового возраста (минеральные источники курорта Джермук, района сел. Татев, Ахлатян, Сисианского перевала и др.). Очевидно, углекислый газ поступает в озерную толщу из зон разрывов, секущих палеогеновые и более древние отложения, являющиеся субстратом озерной толщи.

4. **Трещинно-жильные воды.** Как уже указывалось, к этому типу относятся воды, концентрирующиеся в зонах разрывных нарушений различных сбросов, взбросов, надвигов и др. и оперяющих их мелких трещин. К этому же типу мы относим воды, циркулирующие в зонах раздробленных катаклазированных пород, не обнаруживающих, однако, сколько-нибудь больших смещений в вертикальном направлении.

Источники, связанные с такими зонами разрывных нарушений, многочисленны и обладают в подавляющем большинстве случаев незначительным дебитом и лишь отдельные родники дают воду порядка 10—15 л/сек. Из этих источников подавляющее большинство дает минеральные гидрокарбонатнонатриевые воды с обильным содержанием свободного углекислого газа. Несколько подробнее на них мы остановимся ниже. Относительно мощные источники трещинно-жильных пресных вод приурочены к системе глубинного разлома левого борта Араратской котловины, к крупным разломам Цахкуняцского и Базумского хребтов, к краевым разломам ущелья р. Агстев в пределах Иджеванского района, к Восточно-Капутджухскому, Гиратахскому и Арцваникскому разломам в Зангезуре и к разломам Урцского и Айоцдзорского хребтов.

Для изучения вод трещинно-жильного типа большой материал дают подземные горизонтальные выработки, пройденные на гидротермальных

рудных месторождениях, где широко проявлена трещинная тектоника. В Армении пройдено несколько сотен тысяч погонных метров таких выработок. Там, где они пересекают зоны катаклазированных пород, наблюдаются выходы вод и в тех или иных количествах выделение углекислого газа. Катаклазированные зоны, ввиду дробленности пород, являются коллекторами воды, а с другой стороны, наличие в них маломощных подзон милонитов или рудничной глины делает их одновременно водоупором, так что такие зоны в отношении водоносности представляют нередко определенный практический интерес.

Положение иное в зонах разрывных нарушений крупной амплитуды, когда приводятся в дизъюнктивный контакт разновозрастные горизонты и свиты отложений. Относительно мощные выходы в таких зонах встречаются там, где опущенное крыло структуры сложено водоупорными породами, а приподнятое крыло — водопроницаемыми породами. Типичный пример этому дает сбросовая структура на левом склоне ущелья р. Агстев между сел. Тала и Нижн. Агдан, где свита трещиноватых доломитов верхней юры контактирует с водоупорной вулканогенной толщей верхнего мела, слагающей опущенное крыло структуры. По сбросу выходят мощные родники, питающиеся из трещинно-карстовых вод доломитовой толщи. Подобный же характерный пример дает сбросовая структура южного крыла Урцского антиклинального хребта. Здесь вдоль южного подвернутого и сброшенного крыла структуры трещиноватые водоносные известняки, кварциты и сланцы среднего палеозоя контактируют с водоупорными глинистыми отложениями эоцена. По контакту выходят мощные родники минеральной воды, откладывающей известковые туфы.

Удельный вес трещинно-жильных вод в общем балансе подземных вод республики составляет, по-видимому, всего несколько процентов.

Касаясь вопроса химического состава и качества подземных вод, необходимо отметить, что все они являются очень слабо минерализованными. Сухой остаток в 1 литре подлавовых вод колеблется в пределах от 50 до 350 мг, для вод остальных вулканогенных пород — от 50 до 700 мг, для вод осадочных пород — от 200 до 1000 мг.

Среди лавовых вод большое место занимают ультрапресные воды с минерализацией до 100 мг сухого остатка на 1 л. В большинстве случаев они приурочиваются к контакту двух лавовых потоков. Ультрапресные воды большое распространение имеют на Гегамском хребте (Кырх-булагские, Хачерские, Пашакяндские, Саруханские, Карч-ахбюрские, Гарнинские, Акункские и многие другие), на массиве г. Арагац и по левобережью р. Воротан (Базарчайские, Ангехакотские, Сисианские и другие).

Если подземные воды протекают по контакту лав с подстилающими осадочными породами, то минерализация их повышается и составляет, примерно, 200—300 мг/л (Н. Кохбские, Арзнинские, часть Гарнинских, Шакинские и др. родники). Как правило, минерализация подземных вод в области питания не превышает 100 мг/л и по мере течения их вниз увеличивается до 350 мг/л. Указанная закономерность подтверждается данными многочисленных химических анализов. По данным А. А. Тер-Мартиросяна (1957), на северном склоне Варденисского хребта, в зоне абсолютных отметок от 3200 до 3400 м преобладают родники с минерализацией 50—70мг/л, в зоне высот 2200—2400 м преобладают воды с минерализацией 100—150 мг/л, в зоне высот 2000—2200 м—150—200 мг/л и, наконец, в зоне 1900—2000 м — 200—350 мг/л. Аналогичная закономерность наблюдается и в температурном режиме. На Варденисском хребте (северный склон) четко наблюдается понижение температуры вод родников в зависимости от повышения отметок рельефа. Так, например, в зоне высот 1900—2000м

преобладают родники с температурой воды от 8 до 10°С (17 из 23), в зоне высот 2200 — 2400 м родники с температурой 8°С (26 из 28), в зоне высот 2400—2500 м родники с температурой 4,5 — 6°С (все 7 родников), в зоне высот 2500 — 2600 м родники с температурой 3 — 4,5°С, в зоне высот 2600—2800 м родники с температурой от 2 до 3°С.

Режимные наблюдения за изменением дебита, температуры и минерализации вод Кырх-булагских родников показали, что центральные выходы более постоянны по дебиту, минерализации и температуре, чем боковые. Это доказывает, что в районе этих и многих аналогичных родников имеются подземные водотоки, которые текут по древним речным долинам и ущельям. Центральные выходы этих родников приурочиваются к руслам рек, а боковые — к долинам и склонам древних ущелий. При понижении уровня вод подземного потока влияние, скорее всего, оказывается на боковые выходы, которые иногда даже высыхают (родники Катнов-ахбюр Кырх-булагской группы). Боковые выходы обычно приурочены к немощным наносам, а центральные — к трещинам и межшлаковым пустотам андезито-базальтовых лав и расположены ниже, чем краевые выходы. Поэтому и эти небольшие по дебиту боковые родники меняют температуру и минерализацию своих вод сравнительно быстрее, чем центральные.

По данным А. А. Тер-Мартиросяна, по химическому составу описанные выше подземные пресные воды Армении относятся по классификации Курлова к гидрокарбонатно-кальциевым водам, в которых в зависимости от вещественного состава пород водоносных горизонтов выделяется ряд типов. В водах андезито-базальтов преобладают гидрокарбонатно-кальциевые, хлоридно-натриевые (иногда) и натриево-кальциевые типы вод.

В водах, приуроченных к более древним вулканогенным породам, преобладают гидрокарбонатно-хлоридно-сульфатно-кальциево-натриевые (иногда кальциево-магниево-натриевые, или наоборот) типы вод. В подземных водах рудных месторождений, наряду с этими типами, встречаются и гидрокарбонатно-сульфатно (иногда, даже часто, сульфатные)-натриево-кальциевые воды. В водах осадочных, особенно карбонатных пород, встречаются гидрокарбонатно (иногда хлоридно)-кальциево-магниево-натриевые (иногда кальциево-натриево-магниевые) воды.

Практически все подземные пресные воды лишены свободных газов и эманаций, за исключением нескольких родников.

2. МИНЕРАЛЬНЫЕ ВОДЫ

Минеральные воды на территории Армянской ССР имеют значительное распространение и выходят на поверхность почти во всех ее районах.

В настоящее время зарегистрировано более 1000 минеральных источников, которые составляют порядка 250 обособленных групп (см. карту минеральных источников масштаба 1: 1 000 000). Из них более или менее детально исследованы и разведаны 15 групп, по остальным же группам имеются лишь беглые визуальные описания, согласно которым выделяются воды индифферентные, сернистые, железистые, углекислые, щелочные, известковые и соленые (данные Л. А. Оганесяна).

По гидрогеологическим условиям указанные воды классифицируются таким же образом, что и пресные воды, описанные выше, однако главная масса их принадлежит к трещинно-жильному и артезианскому типам.

Ниже приводится краткое описание главнейших групп минеральных источников по данным О. Т. Карапетяна, Л. А. Оганесяна, А. П. Деме-

хина, А. А. Тер-Мартиросяна, А. Н. Назаряна, материалам текущих гидрогеологических работ Армянского геологического управления и др. литературным источникам*.

А. ИСТОЧНИКИ БАССЕЙНА Р. АРПА

1. **Джермукские источники** расположены в верховьях р. Арпа на абсолютной высоте около 2000 м. Выходы минеральной воды наблюдаются по обоим склонам ущелья р. Арпа (в пределах курортного участка), где насчитывается 36 естественных выходов минеральной воды, детально опитанных в монографии А. П. Демехина.

В настоящее время из указанных минеральных источников используется лишь один, расположенный на Джермукском плато. Курорт, а также крупный резливочный завод, используют воды лишь пяти обильно фонтанирующих буровых скважин. Всего пробурено 15 скважин, из коих две фонтанируют с большим дебитом, достигающим 2000000 л/сутки, с температурой воды 64,5° С. Максимальная температура у естественных выходов не превышает 34°С.

Согласно данным химических анализов, джермукская вода является близким аналогом вод известного курорта Карлови Вари в Чехословакии.**

При бурении скважин на плато резко снизился дебит скважин №№ 1 и 2 в ущелье р. Арпа. Этим было установлено, что основной очаг минеральной воды находится на плато, где скважина № 4 дала в 1951 г. мощный фонтан минеральной воды — 1500000 л/сутки с наивысшей температурой 64, 5°С.

Джермукская вода у выхода источников осаждает травертины, которые после обработки используются в качестве лечебной соли.

По данным О. А. Бозояна, содержание в джермукских фонтанирующих минеральных водах свободной углекислоты колеблется в пределах от 200 до 2000 мг/л, а у родниковых вод ее крайне мало — 10—20 мг/л. Предполагается, что повышенная температура и соприкосновение мощной струи фонтанирующих вод с воздухом способствуют быстрому улетучиванию углекислоты и эманации радона.

В районе основного очага минеральных вод (скв.№ 4), в интрузии позднеэоценовых гранодиоритов проходит крупное разрывное нарушение широтного простирания, к которому приурочены выходы минеральных вод. Кроме того, в окрестностях курорта имеются центры извержений плейстоценовых вулканов в виде шлаковых конусов.

2. **Даличайские источники** выявлены недавно между курортом Джермук и сел. Кечут, в районе слияния р. Дали и р. Арпа.

До 1953 г. здесь существовал лишь один минеральный источник с дебитом 0, 001 л/сек. В 1953—1954 гг., под руководством А. А. Тер-Мартиросяна, здесь было пробурено 8 скважин, из коих в настоящее время фонтанирует лишь одна скважина (№ 17) с дебитом 0,4 л/сек и температурой воды 16,5°С.

Указанные скважины вначале фонтанировали все с небольшой глубины, за счет газонапорных вод горизонта озерных песков, залегающих под озерными глинами на интервале глубин 16—30 м. В результате бурения и произведенной детальной гидрогеологической съемки указанным

---

* Сводка данных по детально разведанным минеральным источникам произведена, в основном, по материалам А. А. Тер-Мартиросяна.

** Характеристика химизма минеральных вод Армянской ССР приведена в сводной таблице, помещенной в конце данного раздела.

автором было установлено, что в 1 км от пробуренных скважин, вниз по течению реки во время излияния четвертичных лав произошла лавовая запруда, вследствие чего образовалось озеро площадью в несколько кв. км. Мощность отложений этого озера (песок, глина) увеличивается по направлению к лавовой запруде, где и в дальнейшем необходимо сконцентрировать буровые работы на минеральные воды (район скв. № 17).

Полученный сравнительно небольшой фонтан минеральной воды из скважины № 17 обладает повышенным содержанием радона. Воды даличайских источников выступают из трещиноватых зон позднеэоценовой интрузии гранодиоритов.

3. **Кечутские источники** расположены в окрестностях сел. Кечут, недалеко от курорта Джермук. Пробуренные здесь скважины фонтанируют за счет водоносного горизонта, залегающего в контакте между двумя лавовыми потоками андезито-базальтового состава, с глубины 37,5 — 46 м (скв. № 12) и 38—42 м (скв. № 13). Дебит скв. № 12 — 0, 25 л/сек, а скв. № 13 — 2, 0 л/сек. Температура воды 13°С. Вода скв. № 12 менее минерализованная (956 мг/л), чем скв. № 13 (2246 мг/л).

Воды указанных выше даличайских и кечутских скважин являются опресненными и охлажденными аналогами джермукских терм, с некоторым уклоном в сторону боржомских вод.

Недалеко от указанных двух скважин, в 0,5 км от них, на правой стороне дороги Ехегнадзор — Джермук, напротив сел. Кечут имеются еще две фонтанирующие скважины с таким же составом воды. Суммарный дебит их составляет 2,5 л/сек, а температура воды равняется 13,5°С.

Единственная существенная разница в химическом составе вод даличайской и кечутской групп заключается в том, что кечутские воды лишены эманации радона.

Ввиду того, что расстояние от даличайских и кечутских минеральных источников до курорта Джермук небольшое (2—4км), а крупный завод розлива минеральной воды в Джермуке получает углекислый газ из Еревана, даличайские минеральные источники могут быть использованы как в целях бальнеологии (для организации радоновых ванн и розлива их вод), так и для обеспечения углекислым газом разливочного завода Джермука.

4. **Чайкендские источники.** Минеральный источник и буровая скважина расположены на правом берегу ущелья р. Арпа, у дороги, идущей от Чайкендского моста к курорту Джермук, в 22 км от последнего. Дебит минерального источника 0,01 л/сек, дебит скв. № 10 также небольшой — 0,1л/сек. Водоносные трещины скважина вскрыла на интервале 36,5—42,6 м в сильно измененных порфиритах эоцена. По химическому составу минеральные воды этих двух источников мало отличаются друг от друга и от вод Азатекской группы источников, описываемых ниже.

5. **Азатекские источники.** До 1954 г. здесь существовал лишь один минеральный источник, выходящий с небольшим дебитом в русле р. Арпа, недалеко от поселка Азатек в Азизбековском районе. Пробуренная скв. № 9 на небольшой глубине (25 м) дала мощный фонтан минеральной воды (3,5 л/сек), до предела насыщенной углекислым газом, с температурой 17,5°С. Минеральные источники Азатекской группы приурочены к разрывным нарушениям близмеридионального простирания, смещающим вулканогенные породы эоцена.

Азатекская минеральная вода относится к холодным углекисло-гидрокарбонатно-хлоридно-натриево-кальциевым водам и отличается от вод остальных групп минеральных источников бассейна р. Арпа большим содержанием железа (18 мг/л) и хлоридов (36, 42 мг/л).

6. **Гетикванкская группа** расположена в верховьях р. Элегис, у одноименного села Ехегнадзорского района, в ущельи реки. Участок выходов минеральных вод сложен эоценовыми туфогенами, слагающими антиклинальную складку северо-западного-восточного простирания, осложненную разрывными нарушениями. К одному из таких нарушений приурочен источник Гетикванк на высоте около 2500 м. В районе имеется ряд вулканических очагов четвертичного времени, давших андезито-базальтовые лавы.

Вода, по мнению В. А. Аветисяна и О. А. Бозояна, является разбавленной разновидностью джермукских вод. Учитывая абсолютную высоту выхода (2500 м), указанные авторы термодинамическими подсчетами доказали, что воды коренных струй Гетикванка должны иметь на глубине температуру не менее 100°С. Этот вывод представляет определенный интерес для постановки в районе Гетикванка специальных геотермических исследований.

Перечисленные выше источники являются типичными представителями всех основных разновидностей многочисленных источников минеральных вод всего бассейна р. Арпа. К северу от кур. Джермук, в бассейне верхнего течения р. Воротан в последнее время описан В. А. Аветисяном также небольшой сернокислый источник.

Б. ИСТОЧНИКИ МЕЖДУРЕЧЬЯ Р. Р. ГАРНИ И АРАКС

1. **Араратские источники.** Группа минеральных источников, расположенная в восточной части Араратской котловины, по дебиту является самой крупной в Советском Союзе и отличается высокими содержаниями азота и радона. Именно наличие в араратской воде указанных компонентов, а также углекислоты позволяет отнести ее к типу минеральных вод (сухой остаток этих вод составляет 1000 мг/л).

Араратские минеральные источники детально изучались А. А. Тер-Мартиросяном в 1950—1954 гг., которым были подсчитаны ресурсы минеральных вод в промышленных категориях в количестве 473 л/сек, каковое достаточно не только для использования их в бальнеологических целях и для розлива в практически неограниченном количестве, но и для орошения плодородных подкомандных земель района ст. Арарат.

Араратские источники в четвертичное время накопили мощную толщу травертинов, на базе которых работает химическая и цементная промышленность республики. Минеральные воды в виде естественных и искусственных выходов имеются как в самой долине Аракса, так и на склонах Урцского хребта. По направлению к последнему наблюдается закономерное повышение температуры, дебита и минерализации вод, а также содержания газов. Это дает основание считать крупный разлом южного склона Урцского хребта основным водоотводящим каналом.

Араратские источники являются дальними аналогами известных цхалтубских вод. Республиканским Институтом курортологии и физических методов лечения установлено большое эффективное действие минеральной воды «Арарат» при лечении больных с заболеванием суставов, периферической нервной системы и неправильного обмена веществ.

Результаты 156 химических анализов вод араратских источников позволяют отнести их к гидрокарбонатно-кальциево-магниево-натриевым водам.

Результаты спектральных анализов вод Араратской группы показывают, что среди всех минеральных источников Армянской ССР наиболее сложно минерализованными являются араратские воды, включающие более 16 элементов.

Особого внимания заслуживает высокое содержание в воде стронция и брома. В сотых долях процентов содержатся также Cu, Fe, Ag, Pb.

Результаты химических анализов на радиоактивные элементы показали, что в араратских водах в растворенном виде радиоактивных элементов не имеется. При определении эманации радона был выявлен ряд слабо радиоактивных источников (скв. №№ 11, 16, 22, 26, 29, 30, 36, 41, 43, 44, 46, 47). Наибольшее содержание радона обнаруживают источники с малыми дебитами, воды которых обогащаются эманацией радона из наносных образований.

В араратских водах имеется достаточное количество для лечебных целей брома и иода; газы представлены в основном углекислотой. В некоторых источниках, как например, скв. № 20, роднике-озере «Ах», в газовом составе преобладают инертные газы (60,6 — 62,9 объемных процента). В этих источниках содержание азота колеблется в пределах от 3, 0 до 6,0 объемных процентов, углекислоты от 30, 6 до 37, 0%.

Воды араратских источников поступают в зону указанного выше разлома из трещиноватой толщи известняков, кварцитов и глинистых сланцев девона, карбона и перми и, вероятно, также частично из палеогеновых отложений синклинальной долины р. Шагап.

2. **Источники Котур-булаг** находятся в 2 км от сел. Веди, в глубоком овраге, сложенном травертинами и подстилающими их мергелистыми известняками сенона, участвующими в строении осложненной широтными разрывами антиклинальной складки.

Здесь, у естественных выходов минеральных вод была пробурена скважина, которая с глубины 20м начала фонтанировать дебитом 1,5 л/сек и температурой воды 23°С. Источники Котур-булагской группы почти до предела насыщены свободной углекислотой (скв. № 1 свыше 3000 мг/л), которая при необходимости может улавливаться в промышленно-интересных количествах.

3. **Остальные источники Вединского и Арташатского районов.** Кроме отмеченных двух крупных групп источников, в Вединском и Арташатском районах имеется большое количество мелких выходов минеральной воды, примерно того же состава, что и котур-булагская вода. Среди них следует указать на источники между сел. Веди и Гелайсор, на источник, который расположен в 3 км к северо-западу от сел. Веди, а также на группу источников, расположенных в 0,5 — 1,5 км от сел. Кетанлу, недалеко от развалин сел. Шугаиб, у дороги Кетанлу—Гелайсор. Первый из них, под названием «Шор-булаг», имеет дебит 0,26 л/сек, температуру 13°С, второй тоже под названием «Шор-булаг» с дебитом 0, 1 л/сек и температурой 12, 2°С и третий с дебитом 0, 001л/сек. Следует отметить также мощный, но слабо минерализованный (626 мг сухого остатка на литр) источник Кара-су в районе сел. Джерманис, с дебитом 19, 0 л/сек и температурой воды 16, 4°С. Ничтожный по дебиту (0, 01 л/сек), но с большим содержанием сероводорода источник отмечен севернее развалин сел. Манкунк в верховьях р. Веди.

Среди указанных источников самостоятельный интерес представляет источник у сел. Кетанлу, который выделяет углекислый газ и сероводород. Здесь у источника образуется сера. Выход приурочен к контакту эоценовых туфогенов и верхнемеловых известняков. Насекомые, птицы и грызуны при соприкосновении с указанными газами гибнут.

Среди источников Арташатского района специфическое положение занимают источники у сел. Двин, детально изученные В. А. Аветисяном. Источники эти приурочены к Ереванскому глубинному разлому, смещающему здесь миоценовые, палеогеновые, датские и сенонские отложения и отличаются высоким содержанием хлористого натрия, хлористого каль-

ция, бикарбоната кальция, иода и брома. У выходов имеются мощные залежи травертинов с примесью пролювиального материала.

Указанные воды являются благоприятными показателями нефтегазоносности района.

В. ИСТОЧНИКИ БАССЕЙНА СРЕДНЕГО ТЕЧЕНИЯ Р. РАЗДАН

Здесь, в ущелье р. Раздан, сформированном в толще плиоплейстоценовых лавовых потоков и покровов, подстилаемых интенсивно дислоцированной песчано-глинистой гипсоносно-соленосной толщей миоцена, на пространстве от сел. Кетран до сел. Авазан известны десятки минеральных источников, дающих хлоридно-гидрокарбонатно-натриевые воды и выделяющие большое количество углекислого газа (у сел. Кетран, Арзни, Аргел, Авазан).

Наиболее мощной группе источников курорта Арзни посвящена монография А.П. Демехина «Арзни», а бассейну в целом—очерк А.Н. Назаряна. Важные данные по ним имеются также в отчетах А. А. Тер-Мартиросяна и Н. И. Кириченко.

В 1931 г. по заданию гидрогеологического бюро бальнеологического института Кавказских минеральных вод, под руководством А. П. Демехина, было начато бурение разведочных гидрогеологических скважин на территории курорта Арзни.

В результате этих работ был увеличен общий дебит источников от 184 000 до 1 860 000 л/сутки, причем одна из скважин (№ 15) дала фонтан, мощностью 176 000 л/сутки. В последующем Армянским геологическим управлением было пробурено две скважины, одна из которых дала фонтан мощностью 1 000 000 л/сутки, а вторая—1 468 000 л/сутки. Таким образом, суммарный дебит скважин в Арзни увеличился до 4 328 800 л/сутки.

Подобными же данными характеризуются источники в окрестностях сел. Кетран, Аргел и Авазан. По данным А. Н. Назаряна, коренные струи минеральных вод приурочены к разрывным нарушениям близмеридионального направления, смещающие песчано-глинистые гипсоносные отложения сармата и залегающую ниже гипсоносно-соленосную толщу верхнего олигоцена — среднего миоцена. К этим же разломам тяготеют лакколиты и корни излияний липаритов верхнеплиоценового возраста. В среднем течении бассейна р. Раздан залегает обширный покров верхнеплиоценовых долеритовых базальтов, под которым на поверхности миоценовых отложений буровыми скважинами констатированы погребенные русла, выполненные галечными водоносными отложениями. Основная масса минеральных вод связана с этими отложениями, причем минерализация подлавовых галечных вод осуществляется коренными струями соленых вод и углекислого газа, поднимающимися из зон разрывных нарушений, смещающих гипсоносно-соленосные отложения. Вода из этих зон поднимается под напором струй углекислого газа.

Солевой состав арзнинских вод формируется в значительной мере за счет соответствующих солей миоценовых отложений. Исходя из особенностей химизма арзнинских вод, покойный А. П. Демехин еще в 1940 г. пришел к выводу о наличии в недрах района курорта Арзни мощных залежей каменной соли, что блестяще подтвердилось буровыми работами 1948—1957 гг.

По данным А. Н. Назаряна, сухой остаток вод скважин Арзни-Кетранского участка достигает 14000—17000 мг/л, Авазанского участка 5900 мг/л, Аргельского участка — 7912 мг/л.

Интересные данные о спонтанных газах рассматриваемой группы источников приводят Н. И. Кириченко, А. Н. Назарян и О. А. Бозоян.

В районе строительства ГюмушГЭС был пробурен ряд скважин, которые выбрасывали большое количество углекислого газа с устойчивым давлением порядка 5 атм., причем отмечен случай выброса бурового снаряда весом 110 кг на поверхность. Одна из скважин, по данным Н. И. Кириченко, выбрасывает в сутки 750000 л воды и 1500—1700 кг спонтанной углекислоты, а также 1000—1100 кг растворенной углекислоты. Эта скважина в сутки выносит с водой около 430 т солей, что отвечает горной массе порядка 200 м³. Следует отметить, что у выходов минеральных источников Арзни имеются значительные скопления травертинов, а обсадные трубы в скважинах часто закупориваются свежеотложившимся травертином радиально-лучистого строения. В травертинах Арзни А. П. Демехиным были обнаружены многочисленные каменные орудия эпохи неолита, в том числе хорошей сохранности каменный молоток.

Г. ИСТОЧНИКИ БАССЕЙНА Р. МАРМАРИК

В живописном ущелье р. Мармарик (правый приток р. Раздан) на высотах от 1700 до 2400 м имеется ряд минеральных источников, приуроченных к системе северо-западного простирания разрывных нарушений и зон катаклазированных интрузивных и метаморфических пород доверхнемелового возраста, принимающих участие в строении крупной антиклинальной складки общекавказского простирания. В районе широко развиты также вулканогенно-осадочные отложения турона и эоцена, мергелистые известняки сенона, а также лавы миоплиоцена, которые нивелируют древнюю речную сеть с серией галечных террас высотой до 400 м и более. За пределами долины эоценовые отложения прорваны интрузиями щелочного и гранитоидного составов. Интересно наличие в толще метаморфических сланцев эопалеозоя залежей мраморов и доломитов, которые, по всей вероятности, разлагаясь, доставляют определенное количество минерализующего углекислого газа.

Как естественные, так и искусственные источники этой группы расположены в бассейне р. Мармарик на протяжении 15 км от верховьев (сел. Анкаван) до среднего течения ее (район развалин сел. Кабахлу).

Территориально эти выходы солено-щелочных вод, детально изученных А. А. Тер-Мартиросяном, разбиваются на следующие 5 групп:

1) источники сел. Анкаван,
2) источники ниже сел. Анкаван,
3) источники района развалин сел. Кармир-Овит,
4) источники района развалин сел. Улашик,
5) источники района развалин сел. Кабахлу.

Общий дебит всех этих групп источников до бурения скважин не превышал 5 л/сек. После производства Армянским геологическим управлением буровых работ за время 1952—1954 гг. общий дебит источников увеличился в несколько раз и только по категории A_1 составляет 44, 33 л/сек.

На базе полученных новых вод в настоящее время проектируется строительство курорта в районе сел. Анкаван. Построен небольшой завод розлива анкаванской минеральной воды.

На Анкаванском участке было пробурено за 1952—1953 гг. всего 9 скважин (№№ 3, 4, 7, 8, 9, 10, 14, 17 и 18), на участке сел. Кармир-Овит—8 скважин (№ № 1, 2, 5, 6, 13, 15, 16 и 19), на Улашикском участке—2 скважины (№№ 11 и 12), на Кабахлинском участке — 6 скважин (№№ 1, 2, 3, 4, 5 и 6). Наибольшее количество минеральной воды было получено из Анкаванского участка, где эксплуатационный дебит скважин составляет 36, 42 л/сек и из Кабахлинского участка — 6,84 л/сек, наи-

меньшее—на участке сел. Улашик — 0,5 л/сек и сел. Кармир-Овит— 0, 75 л/сек. Нужно отметить, что после бурения этих скважин больше половины естественных выходов минеральной воды района высохло, а остальные резко уменьшили свой расход.

По температурному режиму все воды Анкаванской группы разбиваются на термальные и холодные воды. Термальные воды имеются лишь в районе сел. Анкаван, где максимальная температура фонтанирующей воды составляет 34,6°С (скв. № 14). Здесь имеются скважины с температурой воды 31,8°С (скв. № 17) и 27°С (скв. № 4). В остальных скважинах Кармир-Овитского, Улашикского и Кабахлинского участков температура воды колеблется от 9,5°С (скв. №№ 1 и 15 — Кармир-Овитский участок) до 11°С (скв. № 11—Улашикский участок) и до 19°С (скв. № 1—Кабахлинский участок).

По степени минерализации все воды Анкаванской группы источников разбиваются, в свою очередь, на две группы: источники со слабой минерализацией и источники с умеренной минерализацией. К последней относятся все воды ныне фонтанирующих скважин Анкаванской группы (скв. №№ 4, 14 и 17), а также воды Улашикской скв. № 11 и Кабахлинской скв. № 3, где минерализация колеблется от 3,6 г/л (скв. № 3) до 9,2 г/л (скв. № 11). Воды всех остальных скважин слабо минерализованы; сухой остаток в них колеблется от 1,2 до 2,3 г/л по скв. №№ 1, 15 (Кармир-Овитский участок), до 2,2 г/л по скв. № 5 (Кармир-Овит).

По химическому составу все эти воды являются углекислыми солено-щелочными водами со следующими разновидностями.

1. Гидрокарбонатно-хлоридно-натриево-кальциевые, включающие воды ныне фонтанирующих скважин Анкаванского и Кабахлинского участков, а также часть вод Кармир-Овитского участка (скв. №№ 1 и 15).

2. Гидрокарбонатно - хлоридно - сульфатно - натриево - кальциевые, включающие воды Улашикского участка (скв. № 11).

3. Гидрокарбонатно-сульфатно-натриево-кальциевые, включающие воды источника Кармир-Овитского участка (скв. № 5).

Таким образом, преобладающее большинство анкаванских вод принадлежит к типу гидрокарбонатно-хлоридно-натриево-кальциевых вод. Эти же воды в основном являются термальными и обладают умеренной минерализацией. По данным А. А. Тер-Мартиросяна, воды II и III групп являются холодными и слабо минерализованными, с ничтожным дебитом источников. Высоким дебитом обладают лишь термальные и субтермальные воды с высокой минерализацией.

Во всех анкаванских водах, без исключения, имеется свободная углекислота в довольно значительном количестве; воды преобладающего большинства источников содержат порядка 2,5 г/л углекислого газа.

В водах главных источников этой группы был определен также состав спонтанных газов. Результаты анализов показывают, что состав газов весьма однообразен. От 99 до 100% газа составляет природная углекислота. Максимальное содержание других газов было отмечено в водах скв. № 4, где 99% всего объема газа составляет углекислота, а 1% — азот, который также имеет большое значение для бальнеологии.

Микроэлементы, как и состав спонтанных газов, были определены лишь в водах главных источников (скв. №№ 4, 11, 14 и 17).

Содержание стронция в одном литре воды колеблется в пределах от 1, 9 мг (скв. № 14) до 3, 4 мг (скв. № 4), лития — от 2,1 мг (скв. № 4) до 3, 4 мг (скв. № 17), бора — от 0, 5 мг (скв. № 14) до 0,9 мг (скв. №№ 4 и 14), фтора — от 0, 89 мг (скв. №№ 14 и 17) до 1,09 мг (скв. № 4), меди—от 0,045 мг (скв. № 14) до 0, 06 мг (скв. № 11), марганца— от 0,15 мг (скв. № 11) до 0,2 мг (скв. №№ 4 и 14), иода — от

0,08 мг (скв. № 4) до 0,10 мг (скв. № 11), брома—от 0,06 мг (скв. № 14) до 0,08 мг (скв. № 4). Содержание радия в воде Анкаванской группы минеральных источников составляет 10^{-5} эман, что практического значения не имеет. Содержание радона также незначительное и не превышает 0,9 эмана (скв. № 6).

Анкаванские воды являются близкими аналогами Ессентукских вод (ессентукский нарзан), что непосредственно следует из сравнения химизма вод анкаванской скважины № 17 и ессентукского источника № 17.

Организованные Республиканским институтом курортологии и физических методов лечения опытно-экспериментальные процедуры с помощью вод анкаванских скважин №№ 4 и 17 дали превосходные результаты при лечении желудочных заболеваний.

Необходимо отметить, что к участкам выходов минеральных вод Мармарикской группы приурочены местами крупные промышленные залежи травертинов.

Д. ИСТОЧНИКИ БАССЕЙНА ВЕРХНЕГО ТЕЧЕНИЯ Р. АГСТЕВ

Минеральные источники этой области, детально изученные А. П. Демехиным и А. А. Тер-Мартиросяном, подразделяются на четыре группы.

К первой группе относятся минеральные источники долины р. Блдан, находящиеся в 5 км влево от шоссе Кировакан — Дилижан.

Ко второй группе относятся минеральные источники района сел. Фиолетово; к третьей—минеральные источники Казачьей балки и др., находящиеся между I и II группами источников; к четвертой группе относятся источники Красносельского района в ущелье р. Гетик.

Крупных выходов минеральных вод в III и IV группах почти не наблюдается; здесь имеется несколько мелких выходов минеральной воды и сухих струй углекислого газа, выходящих из-под р. Агстев и р. Гетик.

Главный источник (№ 1) первой группы находится в юго-восточной части сел. Фиолетово, на левом берегу р. Агстев и выходит непосредственно из трещин верхнемеловых известняков. Дебит источника незначительный, температура воды 12°С. После бурения в 1954 г. скв.№1, когда был получен мощный фонтан минеральной воды, этот источник высох.

Второй источник (№ 2) находится в 1,5 км восточнее сел. Фиолетово, на правом берегу р. Агстев, в широкой безымянной ложбине. Дебит источника составляет около 0, 2 л/сек, температура воды 11°С.

Вторая группа минеральных вод находится у шоссе в 12 км от курорта Дилижан в Фроловой балке, расположенной в 3 км от шоссейной дороги Кировакан—Дилижан (в 11 км от гор. Дилижан).

Здесь, по данным А. А. Тер-Мартиросяна, отмечено 9 выходов минеральных вод, дающих до 0,7 л/сек воды каждый, с температурой воды до 16°С. У выходов местами наблюдаются скопления травертинов, образующих щиты мощностью 1, 5—2 м и размерами порядка 20 м×30 м. Некоторые из источников выбрасывают углекислый газ и воды из руслового аллювия. Вода чистая, прозрачная, дает охристый осадок, вкус кисловатый. К одной из трещин меридионального простирания приурочено пять источников.

В тектоническом отношении район указанных выходов представляет близширотного простирания антиклинальную складку, сложенную в ядре сенонскими известняками, а на крыльях эоценовыми порфиритами, прорванными порфировидными гранодиоритами и щелочными сиенитами. Источники приурочены к разрывам, локализованным в присводовой части антиклинали.

Третья группа минеральных источников находится в живописном ущелье р. Блдан, в 7 км к северо-западу от курорта Дилижан. Источники приурочены к трещинам порфиритов; два небольших выхода минеральной воды отмечены на дне реки. Главные выходы тяготеют к зоне регионального разлома, разграничивающего в районе к северу от гор. Дилижан олигоценовую толщу глин и сланцев и вулканогенную толщу эоцена.

Первая группа неглубоких скважин была пробурена в районе Блданских минеральных источников в 1933 г. В результате этих работ, из наклонной скв. № 2 с небольшой глубины (4,05 — 13,36 м) был получен фонтан минеральной воды с дебитом 120000 л/сутки и температурой 11,5°С. Указанная скважина находилась в эксплуатации до 1954 г., после чего произошло опреснение и загрязнение воды.

В 1954г. Армянским геологическим управлением в районе описываемых трех групп минеральных источников было пробурено 13 скважин— в первой группе источников 8, во второй группе 1 и в третьей группе 4 скважины. В первом районе фонтанируют скважины № 1 с дебитом 0,5 л/сек, температурой воды 12°С и № 5 с дебитом 0,28 л/сек, температурой воды 11, 6°С. Во втором районе минеральных источников, несмотря на их ничтожные дебиты, скв. № 3 дала весьма мощный установившийся фонтан минеральной воды с дебитом 10 л/сек и температурой воды 17°С. Пьезометрический напор над устьем скважины составляет + 10,5 м. Эта скважина ныне завалена.

В районе третьей группы минеральных источников фонтанирует скв. № 2 с постоянным дебитом 1 л/сек и температурой воды 12°С. Интересно отметить, что скважины здесь при полном открытии их фонтанируют с пульсацией, причем дебит выброса воды составляет более 10 л/сек.

Минеральные источники первой и второй групп приурочены к разлому, проходящему в сенонских известняках, а скв. №2 в третьей группе источников фонтанирует из блданского разлома, смещающего эоценовые порфириты.

Результаты химических анализов минеральных вод Дилижанской группы показывают, что воды источников первой группы по химическому составу являются аналогами араратских вод (особенно вода скв. № 3), воды части второй группы источников являются дальними аналогами арзнинских вод, а воды третьей группы источников—аналогами боржомских вод.

Таким образом, на небольшом участке встречается ряд ценных разновидностей минеральных вод.

По данным А. А. Тер-Мартиросяна, изменение химического состава вод в направлении с востока на запад происходит в основном за счет увеличения хлоридов и щелочей. Так, например, если у источников фиолетовской группы хлориды совершенно отсутствуют, а щелочи занимают второе место после кальция, то в водах источников третьей группы уже появляются хлориды, а количество щелочей значительно увеличивается.

В Дилижанской группе минеральных источников особое исключение составляют воды источника в Казачьей балке. Вода его является сульфатно-кальциево-натриево-магниевой.

Минеральные источники четвертой группы выходят в тальвеге р. Гетик, в зоне разлома, смещающего окварцованные гидротермально измененные порфириты эоцена окрестностей сел. Тту-джур.

Вода на вкус кислая, выделяет много углекислого газа, холодная, дебит порядка 0, 5 — 1 л/сек. Незначительные выходы таких вод отмечены и в других участках бассейна р. Гетик.

Е. ИСТОЧНИКИ БАССЕЙНА ОЗ. СЕВАН

Главнейшими в этой области являются источники района гор. Нор-Баязет, которые разбиваются на три группы.

Первая группа расположена недалеко от сел. Кишлаг, на правом берегу р. Гаварагет, у монастыря «Сурп Ованнес». Источник выходит из аллювиальных отложений, но коренной выход приурочен к контакту чертвертичных андезито-базальтов с нижележащими озерными глинами. Вода слабо минерализованная (сухой остаток в одном литре воды составляет 1212 мг/л,) бесцветная и без запаха, с приятным вкусом. Температура ее 10°С. С большими перерывами наблюдается выделение углекислого газа. У выхода источника имеется железисто-охристый налет.

Вторая группа включает всего лишь один источник, расположенный непосредственно в гор. Нор-Баязет, на левом берегу р. Гаварагет, на пойменной террасе, на 1, 5 — 2 м выше уровня реки. Источник выходит из-под стенки деривационного канала Нор-Баязетской ГЭС. Указанный источник является главным в Нор-Баязетском районе и используется местным населением. Дебит источника порядка 0,1 л/сек, температура воды 12°С.

По химическому составу воды Нор-Баязетского источника, как и минерального источника «Сурп Ованнес», занимают промежуточное положение между Анкаванскими и Кабахлинскими водами.

Третья группа минеральных источников расположена в ущельи Гридзор и отличается большим дебитом. Один из источников этой группы расположен под гребнем Гегамского хребта, у истоков р. Гридзор, на расстоянии около 20 км от гор. Нор-Баязет, на высоте около 3000 м в зоне альпийских лугов.

В верховьях бассейна Гридзор имеется четыре выхода минеральных вод.

Первый мощный источник расположен на берегу речки, на три метра выше уреза воды. Приурочен он к трещинам четвертичных андезито-базальтов и каптирован бетонным бассейном, со дна которого выходит минеральная вода с интенсивным выделением углекислого газа.

Вода сильно минерализованная, на вкус приятная. Дебит источника около 1 л/сек, температура воды 14°С. По химическому составу вода источника приближается к водам Джермука и Карлови Вари, с той лишь разницей, что вода здесь холодная. Нет сомнения, что при бурении скважин здесь также можно получить термальную воду, поскольку, несмотря на высокое гипсометрическое положение выхода источника (около 2700 м) и очень низкую среднегодовую температуру воздуха, вода его имеет температуру 14°С. Вода источника, по сравнению с остальными источниками Баязетского района, сильно минерализована. Сухой остаток составляет 4276,0 мг л, а количество свободной углекислоты—1804 мг/л, причем содержание окиси железа достигает 30—35 мг л.

Второй источник расположен напротив первого в 200—250 м от него, на левом берегу р. Гридзор. По химическому составу, температуре и содержанию свободного углекислого газа вода его почти не отличается от вод предыдущего источника. Дебит источника 0,72 л/сек. Большое количество воды и выходов источников указывает на наличие здесь значительных запасов минеральной воды.

Третий источник Гридзор под названием Тту-джур расположен в верховьях ущелья, в 4 км от предыдущих источников вверх по течению реки, на левом ее берегу и приурочен к трещинам четвертичных андезито-базальтов. Дебит около 0,1 л/сек, температура воды 4°С, содержание свободной углекислоты около 2500 мг/л. Вода источника слабо минерали-

зована (сухой остаток 1020 мг/л) и приятна на вкус. Она относится к типу вод Джермука, отличаясь от них преобладанием сульфатов над гидрокарбонатами.

Четвертый источник под названием «Хапан ахбюр» («неисправный родник») расположен на правом берегу речки, в 0,5 км восточнее третьего источника и приурочен к трещинам четвертичных лав андезито-базальтового состава. Дебит источника 0, 05 л/сек, вода на вкус неприятная, холодная (7°С), содержит небольшое количество свободной углекислоты, очень слабо минерализованная, по химическому составу резко отличается от вод предыдущих источников. Здесь совершенно отсутствуют гидрокарбонаты. Тип воды сульфатно-натриево-кальциевый. Сухой остаток в одном литре воды составляет 252 мг, содержание свободной углекислоты более 0, 5 г, минерализация осуществляется в основном за счет сульфатов и щелочей.

В районе минеральных источников гор. Нор-Баязет в 1954 г. было пробурено две скважины. Обе они вскрыли горизонт минеральной воды и фонтанируют с дебитом 6, 0 л/ сек (скв. № 1) и 2, 66 л/сек (скв. № 2). Температура воды 17—18°С. Эти скважины фонтанируют за счет горизонта, залегающего как в контакте отдельных лавовых потоков, так и в контакте андезито-базальтов с третичными глинами.

Необходимо отметить, что в Баязетском районе кое-где в основании вулканогенной толщи миоплиоцена обнажаются породы гипсоносно-соленосной формации миоцена, которые, возможно, в формировании солевого состава минеральных вод района играют определенную роль.

Минеральные воды в бассейне оз. Севан констатированы также в долине р. Аргичи (углекислые воды), г. Гечи-кая (железистые углекислые источники), Ат-даш (углекислые железистые источники в Мартунинском районе) и др., которые, однако, изучены совершенно недостаточно. Мощные фонтаны минеральной воды были получены недавно из скважин, пробуренных в долине нижнего течения р. Варденик (Мартунинский район).

Ж. ИСТОЧНИКИ МАССИВА Г. АРАГАЦ

В ущельях р. р. Амберд и Манташ, имеющих одинаковое северо-запад — юго-восточное направление, и в апикальной корневой части верхнеплиоценового вулканического сооружения Арагаца, встречается ряд минеральных источников. Первые два ущелья фиксируют зону тектонических малоамплитудных сбросовых смещений в лавах андезито-базальтового и андезито-дацитового составов. Минеральные источники Манташа и Амберда приурочены к этой зоне.

По данным П. Т. Саркисяна, О. А. Бозояна и С. П. Баляна, суммарный дебит источников составляет 75 л/сек. Наиболее мощными являются Манташские источники.

П. Т. Саркисян и О. А. Бозоян подразделяют минеральные воды Арагаца на две группы. В одной группе вод сухой остаток составляет 440—500 мг/л, в другой — 132 — 135 мг/л; в пресных водах массива этот остаток составляет 40—50 мг/л. Среди анионов преобладает гидрокарбонатный ион (от 512, 4 до 536, 8 мг/л), среди катионов — ион кальция (72—79 мг/л). В газовой фазе 83—87% объема составляет углекислый газ, 13—17%—инертные газы. Большой бальнеологический интерес представляет наличие в минеральных водах Арагаца кремнекислоты, достигающей 75 мг/л и двухвалентного железа. Воды источника № 2 Манташского ущелья и источника №4 Амбердского ущелья являются ближайшими аналогами вод доломитового нарзана Кисловодска. Температура вод колеблется в пределах от 7 до 10°С, температура пресных вод зако-

номерно увеличивается от 2°С в вершинной зоне (на высотах более 3500 м) до 14°С к периферии (на далеких склонах массива). О. А. Бозоян и П. Т. Саркисян относят минеральные воды Арагаца в целом к типу гидрокарбонатно-кальциево-магниево-натриевых вод, содержащих углекислоту в предельном насыщении, кремнекислоту и двухвалентное железо.

Минеральные воды Арагаца образовались путем минерализации пресных и ультрапресных трещинно-пустотных вод верхней части лавового комплекса плиоцена, мощность которого превышает здесь 500 м. Минерализующий углекислый газ поступает, несомненно, по тектоническим трещинам из больших глубин. Под лавовым комплексом залегает, по всей вероятности, метаморфический комплекс эопалеозоя.

К группе минеральных источников Арагаца примыкают также углекислые источники долины р. Апаран и далеких северо-восточных склонов массива, которые приурочены к трещинам, смещающим метаморфические вулканогенные отложения эопалеозоя (источники у сел. Имерлу и др.).

3. ИСТОЧНИКИ ЛЕНИНАКАНСКОЙ (ШИРАКСКОЙ) КОТЛОВИНЫ

При описании пресных вод отмечалось, что минеральные воды в этой области связаны в основном с артезианским бассейном нижнечетвертичной озерной толщи южной части Ленинаканской котловины. Естественные выходы минеральных вод были известны здесь у сел. Ахурик, Баяндур и Джрарат. Буровые скважины Армянского геологического управления в 1956—1957 гг. вскрыли в озерной толще также фонтанирующие минеральные воды на пространстве между районными центрами Агин и Маралик, на глубинах от 73 до 114 м (первый водоносный горизонт) и от 184 до 220 м (второй водоносный горизонт).

По данным В. Т. Вегуни, разрез артезианского бассейна в южной части котловины в районе сел. Ахурик, Гетк, Еразгаворс, Баяндур, Гусангюх, Норабер и Ширакаван представляется в следующем виде (сверху вниз):

1. Современные наносы — Мощности 15—25 м
2. Озерные зеленоватые глины с прослоями песков — » 50—110 м
3. Разнозернистые пески с редкими включениями глыб серых оолитовых известняков с сарматской микрофауной — » 6—12 м
4. Гравелисто-галечные отложения — » более 38 м

Характерной особенностью фонтанирующих минеральных вод является аномально высокое содержание сероводорода, горючих газов и специфичность химического состава. Удельный вес выявленных вод колеблется в пределах от 1.0004 до 1.0056, температура 12—15°С, вода бесцветная, отдает сильным тухлым запахом (скв. №№ 145, 147, 171, 174, 210), обусловленным присутствием сероводорода; вкус воды неприятный, однако присутствие в большом количестве свободной углекислоты (1 — 2,1 г/л) сильно понижает способность солей, вызывающих вкусовые ощущения.

Большинство скважин фонтанирует с резко выраженной пульсацией; дебит скважин колеблется в пределах от 1, 5 до 20 л/сек.

Всего исследовано 18 водопунктов, воды которых по химическому составу относятся к гидрокарбонатно-натриевому (12 проб), сульфатно-натриевому (1 проба) и хлормагниевому (5 проб) типам. Воды сульфатно-натриевого типа встречены у сел. Норабер и имеют минерализацию порядка 20 мг.экв/ л с преобладанием гидрокарбонатов магния и кальция.

Повышенное содержание сульфатов обусловлено загипсованностью глин озерной толщи. По условиям формирования химического состава, воды родника № 2 отображают особенности поверхностных условий. Воды хлормагниевого типа установлены в скважинах №№ 155, 171, 179, 180 и роднике № 1, расположенных в сел. Норабер и Ширакаван. Минерализация вод повышенная и колеблется в пределах от 78,78 (родник № 1) до 186,42 мг. экв/л (скв. № 171) (с преобладанием гидрокарбонатов магния и кальция), что обусловлено наличием известковистых отложений в разрезе водоносного горизонта, а также присутствием в большом количестве свободного углекислого газа.

Часть вод рассматриваемого типа несомненно глубинного происхождения и характеризуется повышенным содержанием хлоридов (21,9 — 30,87 мг. экв/л, незначительным количеством сульфатов (1,58 — 4,76 мг. экв/л, наличием сероводорода (до 10 мг/л), присутствием метана.

Высокое содержание свободного углекислого газа является основным фактором метаморфизации первоначального состава вод.

Воды гидрокарбонатно-натриевого типа охарактеризованы 12 пробами, отобранными из 11 скважин и родника № 3. Эти воды представляют наибольший интерес с точки зрения нефтяной геологии для сравнительной оценки структурных особенностей и нефтеносности недр. К рассматриваемому типу отнесены воды повышенной минерализации, бессульфатные или малосульфатные, появившиеся в зоне свободного водообмена после глубинных процессов концентрирования и десульфирования.

Минерализация рассматриваемых вод изменяется от 80,24 до 289,78 мг. экв/л (скв. № 210). Большинство проб относится к резко выраженной гидрокарбонатной группе и натриевой подгруппе, за исключением вод скв. №№ 177, 145, 99, 55, 100, 210 (второй водоносный горизонт), в катионном составе которых наблюдается преобладание то магния, то кальция. Повышенное содержание углекислоты в этих водах обусловлено наличием свободного углекислого газа в количествах, обеспечивающих переход карбонатов щелочных земель в раствор. Относительно высокое содержание щелочей (до 33,2% экв.) обусловливает их значительное преобладание над гидрокарбонатом натрия, достигающего максимального значения 30,4 мг. экв/л в пробе, отобранной из скв. № 145 сел. Норабер.

В практике нефтепромысловой гидрогеологии к числу благоприятных показателей нефтегазоносности недр относится наличие вод гидрокарбонатного типа высокой или повышенной минерализации, повышенной щелочности, при отсутствии или незначительном содержании сульфатов. Присутствие метана, а также иода и брома, тоже указывает на благоприятные условия недр в отношении возможной нефтегазоносности.

Следует отметить, что в Армянской ССР фонтанирующие воды, богатые свободным сероводородом, достигающим 121,6 мг/л, были обнаружены впервые в Ленинаканской котловине. Известные до сего времени сероводородные источники приурочены к областям развития зон окисления сульфидных гидротермальных месторождений.

Необходимо указать, что состав описываемых вод формируется в результате восстановления (распада) неустойчивых сульфатов щелочных земель под воздействием углеводорода по схеме:

$$CaSO_4 + CH_4 = CaS + CO_2 + 2H_2O,$$
$$CaS + CO_2 + H_2O = H_2S + CaCO_3.$$

По мнению В. Т. Вегуни, в результате этих реакций воды рассматриваемого типа оказываются бедными сульфатами и подчас бессульфатны (вода скв. №№ 145, 147, 174, 182), причем в них проявляются карбонаты,

которые при наличии свободного углекислого газа образуют бикарбонаты. По степени минерализации, химическому составу и по некоторым характерным коэффициентам эти воды обнаруживают большое сходство с некоторыми нефтяными водами Грозненского района, Урала, Эмбы, сарматского яруса Дагестана и др.

Изучение комплекса химических показателей состава вод гидрокарбонатно-натриевого типа, выявленных в районе сел. Ахурик, Гетк, Еразгаворс, Баяндур, Норабер, Гусангюх и Ширакаван, дает основание предполагать, что в южной части Ленинаканской котловины под покровом молодых лав, туфобрекчий и озерных отложений в близширотном направлении проходит положительная тектоническая структура, осложненная широтными разрывами, служащими путями проникновения из глубоких недр углекислого газа. Последний, поступая в гравелисто-галечные отложения основания озерной толщи, резко меняет и метаморфизует первоначальный состав вод и увеличивает в них содержание карбонатов щелочных земель.

Как уже указывалось, по общегеологическим предпосылкам в строении глубоких горизонтов разреза южной части Ленинаканской котловины должны участвовать миоценовые отложения, которые в пределах Западной Армении, за пределами Армянской ССР, являются нефтеносными.

И. ИСТОЧНИКИ БАЗУМСКОГО ХРЕБТА

В эту группу входят многочисленные минеральные источники, приуроченные к обоим склонам системы Базумского хребта на пространстве от верховьев р. р. Ахурян и Дзорагет на западе до р. Дебед на востоке. Хребет сложен юрскими, меловыми, палеогеновыми, миоценовыми и частью плиоценовыми вулканогенно-осадочными отложениями, причем юрские и меловые отложения интрудированы габбро-перидотитовой магмой, а эоценовые отложения—гранитоидами и габбро-порфиритами. В западной части хребта имеется ряд центров излияний базальтовых лав плиоценового возраста, выраженных шлаково-пемзовыми конусами. Минеральные источники приурочиваются к многочисленным сбросовым и взбросовым нарушениям близширотного простирания и откладывают в ряде случаев известковые туфы. Наибольшее количество источников с большим дебитом минеральной углекислой воды приурочивается к периферии массива г. Сип в Гукасянском районе (бассейн верхнего течения р. Ахурян).

К. ГРУППА РОДНИКОВ МЕЖДУРЕЧЬЯ Р. Р. ДЕБЕД И АГСТЕВ

На этом пространстве, к северу от Геджалинского и Иджеванского хребтов, известно около 15 малодебитных минеральных источников, выделяющих углекислый газ и откладывающих известь с водными окислами железа (источники Кохб, Гёг-даг, Воскепар, Сарнахбюр, Армутлы, Зикатар, Техут и др.), которые все приурочены к разрывным нарушениям, смещающим юрские и меловые отложения и размещенные в них интрузивные породы. Среди этих источников особняком стоят источник в окрестностях сел. Воскепар, приуроченный к разрыву, смещающему верхнеюрские известняки, глинистые сланцы и туфобрекчии и отличающийся довольно обильным выделением сероводородного газа, и источник с горькой жесткой водой между сел. Кохб и Калача (Ноемберянский район), приуроченный к сбросу, смещающему сеноманские туфогенно-карбонатные морские отложения. Вода остальных источников, по-видимому, обычная гидрокарбонатно-натриевая.

Л. ГРУППА МИНЕРАЛЬНЫХ ИСТОЧНИКОВ МЕЖДУРЕЧЬЯ Р. Р. АГСТЕВ И ХНДЗОРУТ

На этом пространстве известно несколько небольших групп малодебитных минеральных источников, приуроченных к разрывным нарушениям, локализованным в средне-верхнеюрских вулканогенно-осадочных отложениях и размещенным в них гранитоидным интрузиям. Наибольший интерес представляют источники, расположенные в бассейне верхнего течения р. Хндзорут (Мехраб). Природа здесь живописная, климат мягкий, лесной. Дебит источников после каптажа может быть доведен до нескольких литров в секунду. Вода выделяет много углекислого газа.

М. ИСТОЧНИКИ ЗАНГЕЗУРА

Краткое описание источников дано в работах А. П. Демехина и В. Х. Ароян. Выходы угленосных минеральных вод распределены более или менее равномерно по всему Зангезуру — в системах Капутджухского, Мегринского, Хуступ-Чимянского и Баргушатского хребтов, в пределах Мегринского, Горисского, Кафанского и части Сисианского районов.

В работах указанных авторов отмечаются минеральные источники в следующих пунктах Зангезура с указанием их дебитов и температуры воды (л/сек и градусах Цельсия): на левом берегу р. Кирс (0,07, 12°), в районе сел. Гярд (до 0,04,9°), в ущелье р. Капсар (четыре источника дебитом до 10 л/сек каждый, температура до 11°), в ущелье р. Давачи (0,01, 12°), р. Егасар (2, 11°), у сел. Шабадин (0,04, 8°), в долине р. Сагкар (0,05, 9°), в ущелье р. Пхрут, у сел. Каратга (0,05, 12°), Шарвананц (0,03,12°), Севакар (0,05, 12°), Таштун (0,02, 12°), Личк (ряд источников 0,01, 11°), Курис (0,01, 12°), Агарак (0,02, 12°), у сел. Мюльк (у скоплений арагонитов), в пойме р. Айри (0,05, 11°), у сел. Карашен, в районе сел. Татев (большая группа мощных родников) и др. В 1957 г. у сел. Таштун был получен мощный фонтан углекислой минеральной воды из буровой скважины, пересекшей зону катаклазированных гранитоидных пород.

Указанные источники приурочены обычно к гранитоидам и основным эффузивным толщам и их пирокластическим разностям. Всюду у выходов наблюдаются того или иного масштаба тектонические трещины и зоны катаклазированных пород.

По данным указанных авторов, в составе анионов вод отмеченных источников последовательно преобладают гидрокарбонаты (до 46, 9%), хлор (до 30, 9%) и сульфатный анион (от 7, 5% до 17, 7%). В катионах последовательно преобладают кальций (от 20, 2% до 31, 8%), магний (от 6, 5% до 20, 0%), натрий и калий (от 5, 0% до 10, 0%), железо (от 0, 06% до 4, 6%).

По классификации Курлова, названные воды принадлежат в целом к хлоридно- и сульфатно-гидрокарбонатным, натриево-магниево-гидрокарбонатным, натриево-калиево-магниево-кальциевым типам вод.

Для бальнеологических целей большой интерес представляют Татевские источники. По природным и экономическим условиям заслуживают внимания также источники в окрестностях пос. Каджаран, сел. Личк и сел. Каратга, а также сернистые источники сел. Карашен.

Углекислый газ, являющийся основным минерализатором, имеет глубинное происхождение и, по-видимому, связан с системой тех же разрывов, к которым приурочены центры новейших вулканических излияний района в окрестностях сел. Охтар, Арцваник и на Ераблурском плато. По мнению А. П. Демехина, вероятно, глубинным является также

хлор. Сульфаты же образуются из сульфидных минералов пород и руд района.

Среди минеральных источников Зангезура особняком стоят, по-видимому, сернистые источники в окрестностях сел. Карашен (Горисский район), которые остаются пока не изученными.

Н. ИСТОЧНИКИ БАССЕЙНА ВЕРХНЕГО ТЕЧЕНИЯ Р. ВОРОТАН

Данные о минеральных водах этого района были приведены выше при описании пресных вод. Большое число углекислых и железистых источников отмечено на северном склоне Баргушатского хребта, где они приурочены к трещинам, проходящим в юрских и эоценовых эффузивах и частью в интрузивных породах. Источники эти малодебитны и дают в отдельных случаях до 0, 5 л/сек воды. Главная масса минеральных вод связана, как уже указывалось, с гравелисто-галечными пластами плиоценовой глинисто-диатомовой толщи. Буровые скважины, доведенные в сел. Базарчай, Ангехакот, Сисиан до указанных пластов, дали с различных глубин (до 100—150 м) ряд мощных фонтанов углекислых вод с дебитом до 10—15л/сек каждый. По устному сообщению А. Н. Назаряна, они по своему химическому составу приближаются, с одной стороны, к водам Джермука, а с другой стороны, к описанным выше преобладающим типам минеральных вод Зангезура. Основным минерализатором указанных вод является углекислый газ, который поступает в плиоценовую толщу несомненно из трещин эоценовых и юрских вулканогенных отложений, являющихся субстратом этой толщи.

Из приведенных выше данных следует, что Армянская ССР располагает мощными гидроминеральными ресурсами, которые в сочетании с благоприятными климатическими и экономическими условиями открывают широкие перспективы для организации на их базе целого ряда здравниц общесоюзного и республиканского значений и розлива в большом масштабе различных целебных и столовых вод. При этом важно подчеркнуть, что воды целого ряда мощных источников по химизму и температурному признаку очень близки или идентичны с водами прославленных курортов Карлови Вари (Джермук, Истису и Баязет), Боржоми (Дилижан), Ессентуки (Анкаван), Кисловодск (Арагац), Цхалтубо (Арарат и Фиолетово), Зоден—Антаунс и частично Киссинген, Висбаден, Наугейм, Зельтер и Ройя (Арзни, Гюмуш, Авазан) и др. Дальнейшие детальные исследования выявят, вероятно, и другие целебные воды.

Изучение минеральных вод Армении представляет значительный научный интерес в следующих аспектах.

1. Гидрогеологи сравнивают горное сооружение Армении с баллоном воды, насыщенной высоконапорным углекислым газом.

Проблема происхождения углекислого газа обсуждается со времени Г. Абиха. Вслед за ним большинство исследователей связывает струи минерализующего углекислого газа с очагами потухших четвертичных вулканов. Этот вывод с первого взгляда оказывается приемлемым, когда рассматривается генезис углекислого газа в пределах неовулканического пояса, но является недостаточным для тех областей, где вулканические центры или продукты новейшего вулканизма отсутствуют. Так, например, углекислые источники достаточно широко развиты на Базумском, Памбакском, Мургузском, Иджеванском, Капутджухском, Мегринском, Баргушатском хребтах, в Алавердском, Иджеванском, Шамшадинском, Красносельском, Кироваканском, Арташатском районах, в бассейне р. Мармарик и в восточной части Араратской котловины, одна-

ко; каких-либо проявлений вулканизма в послеплиоценовое время в этих хорошо изученных районах не отмечено.

Избыточный углекислый газ в минеральных водах, как показали многочисленные исследования, является, несомненно, не метеорным, а глубинным. Нам представляется, что земная кора в Армении в региональном масштабе содержит вековые скопления углекислого газа, который образовался, в основном, в третичном периоде ее геосинклинального развития в результате регионального метаморфизма известковистых образований и магматической деятельности. Процесс улетучивания этого газа представляет непрерывно убывающее в интенсивности явление, причем, естественно, коренные струи газа приурочиваются к зонам разрывных нарушений и катаклазированных пород, которые являются для рассеянного газа своего рода дренажными каналами. Локальная связь богатых углекислым газом минеральных источников, очаговых групп землетрясений и новейших вулканов объясняется, очевидно, связью их всех с зонами обновленных или новейших разрывных нарушений коры.

Что касается регионального развития в коре углекислого газа, то оно находит подтверждение в региональной спилитизации порфиритовых толщ — процесс, который согласно известным экспериментам Эскола, Вуарието и Ранкама, происходит под гидростатическим давлением более 220 кг/см² (на глубинах 800—900 м и более) и при температуре до 330°С с участием бикарбоната натрия, образующегося в свою очередь из плагиоклазов при воздействии на них углекислых вод.

2. Важной особенностью подавляющего большинства минеральных вод Армянской ССР является способность их самоизлива. Из пресных вод такой особенностью обладают, как уже отмечалось, обычно пластовые воды. Самоизлив минеральных вод, как показал опыт бурения, обусловливается, как правило, наличием в них свободного углекислого газа. Выброс воды происходит по механизму газлифта, при котором энергия, расходуемая на выброс, заимствуется за счет первичного тепла самих газов и воды. В артезианских бассейнах минеральных вод на гидродинамический напор накладывается напор углекислого газа, что, естественно, увеличивает дебит источников и скважин. Бурение показало, что дебит скважин, фонтанирующих минеральной водой, резко падает в начальный период работы и далее стабилизируется, в то время как дебит скважин, фонтанирующих пресной водой, падает обычно постепенно и плавно. В первом случае, очевидно, сказывается роль углекислого газа.

3. Солевой состав вод формируется обычно за счет тех пород, в которых они циркулируют. Особенностью минеральных вод, как показывают приведенные выше данные, является богатство их минеральными солями и малыми элементами, что должно быть объяснено богатством их углекислым газом, в присутствии которого интенсифицируется химическое выветривание и выщелачивание полевых шпатов, пироксенов, амфиболов и биотита, являющихся основными породообразующими минералами пород, в которых циркулируют воды.

В последние годы своей жизни А. П. Демехин склонен был отказаться от концепции о ювенильном происхождении термальных минеральных вод Армянской ССР и приписать им метаморфическое происхождение. Интересно отметить, что применительно к водам Карлови Вари, первую концепцию выдвинул Зюсс, а вторую—Гете.

Действие слабо карбонатных вод, содержащих углекислый газ, на щелочные полевые шпаты, как известно, приводит к образованию поташа, соды, кремневой кислоты и глинистого вещества; действие их на основные плагиоклазы дает глинистые вещества, кремнекислоту и бикарбонаты кальция, а в реакции с авгитом, роговой обманкой и биотитом они приводят

к образованию кремневой кислоты, растворимых бикарбонатов кальция, магния, железа, хлоритовых и глинистых минералов и лимонита.

Реакции эти в схематическом виде представляются в следующем виде:

$NaAlSi_3O_8 + CO_2 + H_2O$ (альбит) → $Al_2Si_2O_5(OH)_4$, SiO_2H_2O, Na_2CO_3

$KAlSi_3O_8 + CO_2 + H_2O$ (ортоклаз) → $Al_2Si_2O_5(OH)_4$, SiO_2H_2O, K_2CO_3

$CaAl_2Si_2O_8 + CO_2 + H_2O$ (анортит) → $Al_2Si_2O_5(OH)_4$, SiO_2H_2O, $Ca(HCO_3)_2$

$Ca(Mg, Fe)(SiO_3)_2 + CO_2 + H_2O$ (диопсид) → SiO_2H_2O, $Ca(HCO_3)_2$, $Mg(HCO_3)_2$, $Fe(HCO_3)_2$

$Ca(Mg, Fe, Al)(Si, Al)_2O_6$ (авгит)

$(Ca, Mg, Fe)_4(Si, Al)_4O_{11}(OH)$ (роговая обманка)

$K(Mg, Fe'')_3(Si_3Al)O_{10}(OH)_2$

$+ CO_2 + H_2O$ → SiO_2H_2O, $Ca(HCO_3)_2$, $Mg(HCO_3)_2$, $Fe(HCO_3)_2$, $Fe_2O_3 H_2O$, Хлоритовые и глинистые минералы

Формирование солевого состава обширного класса гидрокарбонатно-натриевых углекислых минеральных вод может объясняться указанными реакциями. Что касается сульфатно-натриевых и хлормагниевых вод, то солевой состав определяется циркуляцией их в толщах гипсоносно-соленосных отложений палеогена и неогена. Важным источником карбонатной составляющей сухого остатка минеральных вод являются мощные карбонатные толщи, участвующие в строении большинства стратиграфических подразделений.

4. Среди минеральных вод нередки воды термальные. В группе источников курорта Джермук температура их, как уже указывалось, достигает у устья фонтанирующих скважин 64,5°С. Установка об отсутствии генетической связи между этими термальными водами и подкорковыми очагами плейстоценовых вулканов предполагает нагрев воды глубинным углекислым газом. В работах, посвященных проблеме регионального метаморфизма горных пород, доказывается, что под ориентированным давлением более 217 кг/см², что соответствует глубинам 800—900 м, вода может существовать лишь в флюидной фазе. С этим согласуется также

факт отсутствия ощутимых количеств воды в нижних горизонтах глубоких шахт (наблюдения Эммонса). Эти доводы дают основание считать, что действительно в рассматриваемых нами случаях нагрев воды происходит глубинным углекислым газом.

По теоретическим представлениям, трещиноватость пород распространяется на глубину порядка 15 км, где температура достигает критической температуры воды в 374°. Подъем углекислого и водяного газов, возможно, происходит начиная с этих глубин. Если углекислый газ на глубине $h=15$ км имеет температуру $t_h=374°$ и удельную теплоемкость $C=10^7$ эрг, то при адиабатическом процессе поднятия согласно полученной автором зависимости $t_h = t_0 + \frac{gh}{C}$ он у выхода на поверхность может иметь температуру $t_0=224°$. По пути подъема это тепло в существенной мере должно расходоваться на нагрев воды и пород окружающего пространства. По всей вероятности, термальные воды приурочиваются к наиболее мощным струям горячего углекислого газа, обладающего наибольшим запасом тепла.

5. По возрасту подавляющее большинство подземных вод относится к верхнему плиоцену, плейстоцену и голоцену, поскольку вмещающими для них являются образования плиоплейстоценового тектонического этажа. Возможно, доплиоценовый возраст имеют пластовые воды, связанные с миоценовыми и более древними отложениями. По данным геофизических исследований В. В. Чердынцева, минеральные воды курорта Джермук имеют возраст в пределах от нескольких десятков до нескольких сотен лет.

Как уже указывалось, на территории Армянской ССР к началу акчагыла существовал резко выраженный эрозионный рельеф с глубиной ущелий до 1400 — 1500 м. Древние (доплиоценовые) воды, очевидно, в условиях сложной тектоники осадочной покрышки и сильной ее расчлененности были дренированы и замещены молодыми водами.

Наиболее молодыми водами являются, несомненно, лавовые воды, воды аллювиальных наносов и других трещиноватых и закарстованных пород. Относительно более древними являются пластовые воды верхнеплиоценовых и нижнечетвертичных озерных толщ, хотя и здесь наблюдается смешивание их с более молодыми водами, питающими ныне озерные толщи.

Ряд минеральных источников действует несомненно с плиоценового времени, что доказывается находками в их отложениях остатков флоры, фауны и материальной культуры. Так, например, в травертинах Горисского района обнаружены зубы дочетвертичного кабана, в травертинах Араратской группы источников—листья вечнозеленой флоры, в травертинах источников курорта Арзни — каменные орудия неолита и др.

СВОДНАЯ ТАБЛИЦА

ХИМИЗМА МИНЕРАЛЬНЫХ ВОД АРМЕНИИ

Группа	Место взятия пробы	Глубина в м.	Дата	Содерж. газов в мг/л	Сухой остаток в гр/л	Выражение химизма по формуле Курлова	Температурат °С	Дебит в л/сек.
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Джермукская	Скв. № 9 на плато курорта		1941	CO_2 0, 2	3,7	$\frac{HCO_3\ 53, 2\ SO_4\ 27,2\ Cl\ 19,2}{Na\ 80, 2\ Ca\ 15,0\ Mg\ 4,8}$	64, 5	8, 66
»	Скв. № 1 (10) на плато курорта		1951	CO_2 0, 3	3,7	$\frac{HCO_3\ 57, 6\ SO_4\ 25, 6\ Cl\ 16,6}{Na\ 77, 6\ Ca\ 13,4\ Mg\ 10, 36}$	63, 5	10, 4
Даличайская	Скв. № 7			CO_2 2, 7	2,2	$\frac{HCO_3\ 72, 6\ Cl\ 14\ SO_4\ 13, 4}{Na\ 64,2\ Ca\ 20,6\ Mg\ 15, 2}$	16, 2	0, 5
»	Скв. № 11			CO_2 1, 2	1,2	$\frac{HCO_3\ 73, 4\ Cl\ 15, 6\ SO_4\ 11, 0}{Na\ 59, 4\ Ca\ 35, 2}$	13, 5	0, 25
Кечутская	Скв. № 13			CO_2 2, 3	2,4	$\frac{HCO_3\ 66, 2\ SO_4\ 29, 2}{Ca\ 48, 6\ Na\ 47}$	13, 0	2, 0
»	Скв. № 20			CO_2 2, 7	2,3	$\frac{HCO_3\ 70,4\ SO_4\ 21, 2}{Na\ 46, 6\ Ca\ 34, 2\ Mg\ 19, 2}$	14, 0	2, 5

1	2	3	4	5	6	7	8	9
Чайкендская	Скв. № 10			CO_2 2, 2	4, 3	HCO_3 73, 4 Cl 19, 6 / Ca 44,4 Na 40,6 Mg 15	11, 5	0, 1
Азатекская	Скв. № 9			CO_2 3, 1	2, 8	HCO_3 65, 4 Cl 19 $S O_4$ 15. 6 / Na 47 Ca 35, 2 Mg 17, 8	17, 5	3, 5
Гетикванкская	Верховья р. Элегис			CO_2 0, 3	0, 38	HCO_3 83, 4 $S O_4$ 10, 2 C 6, 4 / Na 64, 6 Ca 19,2 Mg 16, 2	28	
Араратская	Скв. № 1			CO_2 0, 3	0, 9	HCO_3 83, 6 / Ca58, 8 Mg 22,8 Na18,4	25	27
»	Скв. № 6			CO_2 0, 6	1, 1	HCO_3 88 / Ca76 Mg 21	23, 5	1, 0
Араратская	Скв. № 42			CO_2 0, 9	0, 9	HCO_3 86, 6 / Ca68, 0 Mg 17,8 Na 14,2	24, 5	26
»	Родник озеро „Котпири"			CO_2 0, 35	0, 8	HCO_3 92, 24 / Ca72,8 Mg 22, 0	24, 5	27

1	2	3	4	5	6	7	8	9
Араратская	Родник озеро „Илиджик"			CO_2 0,22	0,7	$\frac{HCO_3 45,16 \quad Cl 11,28}{Ca 64,18 \quad Mg \ 34,2}$	23, 0	11, 58
Котурбулагская	Источник № 1 „Котурбулаг"			CO_2 11,2	2,6	$\frac{HCO_3 81,6 \quad SO_4 10,8}{Na 43 Ca \ 39,6 \quad Mg \ 18,4}$	21, 0	0, 25
„	Источник № 1 „Котурбулаг"			CO_2 1,9	2,7	$\frac{HCO_3 81,8 \quad SO_4 10,8}{Na 42,8 \ Ca \ 39,0 \quad Mg \ 18,2}$	21, 0	2, 0
„	Источник между Веди и Гелайсар			CO_2 1,8	1,6	$\frac{HCO_3 95,8}{Ca 91,3 Na 32,4 \quad Mg 16,4}$		
„	Источник в 3 км. к с-з от с. Веди			CO_2 0,9	1,2	$\frac{HCO_3 83,8 \quad SO_4 11,8}{Na 53,8 \ Mg 23,4 \quad Ca 22,8}$		
Арзнинская	Скв. № 1 курорт Арзни	60 м	1954	CO_2 2,3	5,7	$\frac{Cl 67,2 HCO_3 \quad 25,2}{Na 68,2 Ca 17 \ Mg 14,8}$	18, 0	22, 787
„	Скв. № 15		1932	CO_2 2,0	12	$\frac{Cl 67,5 HCO_3 \ 25 \quad SO_4 75}{Na 71,6 \ Mg 14,5 Ca 11}$	21, 0	16, 18

1	2	3	4	5	6	7	8	9
Арзинская	Скв. № 42		1932	CO_2 1, 9	6, 5	$\frac{Cl\ 61,8\ HCO_3\ 30,92}{Na\ 39,44\ Mg\ 33,8\ Ca\ 25,8}$	18, 8	20, 03
»	Скв. № 1		1950	CO_2 1, 9	3, 1	$\frac{HCO_3\ 65,4\ Cl\ 19\ S\ O_4\ 15,6}{Na\ 47\ Ca\ 35,2\ Mg\ 17,8}$	17, 0	16, 57
Анкаванская	Скв. № 14	24	28/V-54	CO_2 2, 1	4, 4	$\frac{HCO_3\ 50,8\ Cl\ 45,2}{Na\ 63,4\ Ca\ 29,2}$	32, 5	14, 0
»	Скв. № 14	70	1/1 55	CO_2 2, 5	5, 9	$\frac{HCO_3\ 52,2\ Cl\ 44,4}{Na\ 65,8\ Ca\ 24\ Mg\ 10,2}$	34, 5	14, 0
»	Скв. № 17	48	21/VII 53	CO_2 2, 5	4, 6	$\frac{HCO_3\ 53,0\ Cl\ 43,4}{Na\ 67,0\ Ca\ 28}$	30, 0	16, 0
»	Скв. № 17	64	15 VIII 53	CO_2 2, 5	6, 6	$\frac{HCO_3\ 49,4\ Cl\ 46,6}{Na69,0\ Ca\ 26,8}$	31, 8	16, 0
»	Скв. № 17	121, 8	1/1-55	CO_2 2, 6	6, 5	$\frac{HCO_3\ 48,6\ Cl\ 47}{Na67,8\ Ca\ 22,6}$	31, 8	16, 0
Кармировитская	Скв. № 5	65	7/IV-1953	CO_2 1, 0	2, 0	$\frac{HCO_3\ 49,6\ SO_4\ 44,6}{Na\ 42,5\ Ca\ 28,0\ Mg\ 24,8}$	11, 9	0, 27
Улашикская	Скв. № 11	47, 0	6/IV-53	CO_2 3, 6	9, 2	$\frac{HCO_3\ 59,2\ Cl\ 22,8\ O_4\ 18}{Na75,4\ Ca\ 14,2}$	11, 0	3, 5

1	2	3	4	5	6	7	8	9
Улашикская	Скв. № 11	230	1/I 1955	CO_2 3, 0	5, 8	$\frac{HCO_3\ 63\ Cl\ 22,6\ SO_4\ 14,2}{Na\ 69,8\ Ca\ 20,0\ Mg\ 10,2}$	11,0	1, 8
Кабахлинская	Скв. № 3	31	30/XII 54	CO_2 1, 4	3, 6	$\frac{HCO_3\ 55,5\ Cl\ 43,0}{Na\ 51,8\ Ca\ 37\ Mg\ 11,2}$	9, 0	4, 0
Бассейна верхнего теч. р. Агстев	Скв. № 1 с. Фиолетово	24	4/IV 1954	CO_2 2, 0	3, 9	$\frac{HCO_3\ 93,2}{Na\ 45,0\ Ca\ 36,4\ Mg\ 18,0}$	12, 0	0, 5
»	Скв. № 5 с. Фиолетово	14, 5	15/I 1955	CO_2 0, 9	2, 55	$\frac{HCO_3\ 91,6}{Ca\ 49,6\ Na\ 28,2\ Mg\ 22,2}$	11, 6	0, 28
»	Скв. № 3 с. Фиолетово	42	22/II 55	CO_2 1, 5	1, 4	$\frac{HCO_3\ 86,6\ Cl\ 10,4}{Ca\ 62,4\ Na\ 29,8}$	17, 5	10, 0
»	Родник № 1 «Казачья балка»		30/XI 54	CO_2 1, 0	0, 7	$\frac{SO_4\ 95,6}{Ca\ 53,6\ Na\ 35,4\ Mg\ 11,0}$	12, 0	0, 02
»	Скв. № 2 с. Блдан	39	15/I 55	CO_2 2, 0	3, 1	$\frac{HCO_3\ 79,2\ Cl\ 14,8}{Na87\ Ca\ 9,0}$	12, 0	1, 0

1	2	3	4	5	6	7	8	9
Нор-Баязетская	Источник № 2 с. Кишлаг	у выхода источника	5/I 55	CO_2 1, 0	1, 2	HCO_3 60,0 Cl 36,0 / Na 41,0 Ca 39,4	10°	0, 1
»	Источник № 3 ущ. Гридзор	»	26 VIII 1954	CO_2 2, 0	4, 2	SO_4 43,4 HCO_3 41,0 / Ca 47,4 Na 37,4	14°	1, 0
»	Источник № 4 ущ. Гридзор	»	26 VIII 54	CO_2 2, 2	1, 0	SO_4 58,8 HCO_3 29,8 / Ca 59,8 Na 29,0	4°0	0, 1
»	Скв. № 1 г. Нор-Баязет	24	30/VI 1954	CO_2 1, 5	2, 5	HCO_3 53,6 Cl 44,6 / Ca 41,6 Na 37,2 Mg 21,2	15 5°	1,0
»	Скв. № 1	50, 0	8/I 1955	CO_2 2, 1	2, 5	HCO_3 53,6 Cl 43,8 / Na 40,2 Ca 37, 8 Mg 22	17° 0	4, 0
»	Скв. № 2	48	5/VIII 1951	CO_2 1, 5	0, 2	HCO_3 80, 8 Cl 19,2 / Na 51,2 Ca 48,8	15° 0	0, 15
»	Скв. № 2	58	10 VIII 54	CO_2 1, 7	1, 8	HCO_3 54,0 Cl 43,4 / Na 40, 6 Ca 3 ,2 Mg 20, 2	16 5°	1, 2

1	2	3	4	5	6	7	8	9
Нор-Баязетская	Скв. № 2	81, 5	17 VIII 1954	CO_2 1, 7	2,6	$\frac{HCO_3\ 54,4\ Cl\ 43,4}{Na\ 41,6\ Ca\ 35,8\ Mg\ 22,6}$	17°,	1, 66
»	Скв. № 2	50	9. VIII 54	CO_2 1, 0	0,6	$\frac{HCO_3\ 52,0\ Cl\ 44,1}{Na\ 40,6\ Ca\ 30,4\ Mg\ 21,0}$	18°,	2, 66
»	Скв. № 2	258	8. 1 1955	CO_2 2, 0	2,7	$\frac{HCO_3\ 51,8\ Cl\ 045,}{Na\ 42,8\ Ca\ 34,4\ Mg\ 22,8}$	18°,	2, 66
Ленинаканская	Скв. № 155 с. Норабер			CO_2 1, 6 H_2S 0, 024	4,4	$\frac{HCO_3\ 62,6\ Cl\ 34}{Ca\ 36,6\ Mg\ 31,8\ Na\ 31,6}$	12°	8, 0
»	Скв. № 210 с. Норабер			CO_2 1, 5 H_2S 0, 013	7,39	$\frac{HCO_3\ 75,0\ Cl\ 25,0}{Ca\ 17,4\ Mg\ 16,2\ Na\ 66,4}$	16°	18, 0

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Несмотря на значительные достижения в деле геологической изученности страны, целый ряд вопросов остается пока открытым или недостаточно изученным.

Наиболее актуальными представляются следующие задачи:

1. Определение радиохимическими методами возраста пород метаморфического субстрата, интрузивных пород и немых лавовых толщ.
2. Систематическое изучение литологии отложений по отдельным стратиграфическим подразделениям и составление карт фаций и мощностей в масштабе 1:200000.
3. Решение проблемы палеоцена—нижнего эоцена, границы перми и триаса, дальнейшее обоснование возраста гипсоносно-соленосной формации Араксинского пояса, сланцевых отложений Севанского пояса, доломитов средней части разреза триаса, поддевонской сланцевой толщи, относимой к верхнему силуру—нижнему девону и карбонатно-сланцевой толщи Базумского хребта.
4. Дальнейшее исследование генетических связей рудных месторождений с интрузивными породами.
5. Составление палеогеографических карт и прогнозных карт по отдельным промышленно интересным элементам в масштабе 1:200000 и крупнее — в том числе прогнозных карт по редким, рассеянным и малым элементам.
6. Составление структурных карт рудных районов в масштабах 1:25000 и 1:10000 с использованием материалов аэросъемок.
7. Составление карт подземных и минеральных вод, четвертичных отложений и грунтов в масштабе 1:200000.
8. Составление геологической карты республики по отдельным планшетам в масштабе 1:50000 на основе имеющихся материалов и дополнительных полевых исследований с предварительной разработкой унифицированной легенды.
9. Составление карты гравитационных аномалий в масштабе 1:200000.

Необходимо отметить, что в Армении за годы советской власти вырос большой коллектив квалифицированных геологов и геофизиков, которые успешно решают поставленные перед ними ответственные задачи по ре-

шению геологических проблем и расширению минерально-сырьевой базы промышленности. При умелой организации труда, рациональном использовании средств и кадров указанные выше задачи могут быть решены за несколько лет.

Автор надеется, что предлагаемая сводка и приложенная к ней геологическая карта, обобщающие и развивающие основные результаты исследований предыдущих исследователей, принесут в решении поставленных задач определенную пользу. Вместе с этим он считает, что эта сводка не является чем-то незыблемым и бесспорным. Все правильное и рациональное в ней будет, естественно, поддержано и развито, а неправильное отвергнуто и заменено новым. Многие из нерешенных вопросов в свое время были предметом оживленных споров, приобретавших порою драматическую остроту. Такие споры будут неизбежно и в будущем. В этой связи в заключение хотелось бы привести слова автора знаменитых «Основ геологии» Ляйеля о том, что «перечень успехов в геологии представляет историю постоянной борьбы между новыми мыслями и старыми доктринами».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Abdalian S.—Le tremblement de terre de Leninacane en 1926 (Armenie), La Nature, Paris, 1927.

Abdalian S.—Le Zangezur sismique. Extrait du Bulletin du Labor, de Georg. physique de la Faculte des Sciences de l'Université de Paris. Paris, 1935.

Абих Г.— Геологическ. наблюден. в нагорной стране между Курой и Араксом. Пер. Л. М. Маркова. Зап. кавк. отд. русск. геогр. общ., кн. VIII, 1873 г.

Абих Г.—Геология Армянского нагорья. Западная часть. Орографическое и геологическое описание. Зап. кавк. отд. географ. общ., кн. XXI, 1899 г.

Абих Г.— Геология Армянского нагорья. Восточная часть. Орографическое и геологическое описание. Зап. Кавк. отд. географ. общ., кн. XXIII, 1902 г.

Абрамян М. С. и Аракелян Р. А.— Этренский ярус в Армянской ССР. Изв. АН АрмССР, том I, № 5, 1948 г.

Авакян Л. А., Бурчак-Абрамович Н. О.— Ископаемый верблюд из четвертичных отложений Армении. ДАН АрмССР, № 4, 1945 г.

Авакян Л. А.— Первобытный бык в Армении. Изв. АН АрмССР, серия ест. наук, № 9, 1946 г.

Авакян Л. А.— История находок ископаемых четвертичных млекопитающих Армении. Изв. АН АрмССР, том I, № 1, 1948 г.

Авакян Л. А.— Слон трогонтерий (Elephas trogontherii Phalc.) из четвертичных отложений Армении. Труды Ерев. Гос. Университ., т. XXX, 1950 г.

Аветисян В. А. и Малхасян Э. Г.— Геолого-гидрохимические особенности участка выхода сернистого минерального источника в верховьях басс. р. Арпа, сб. научн. тр. ЕрПИ, № 13, вып. 3, 1956 г.

Агабабов И.— Нефтяные месторождения Восточной Анатолии (перевод с французского) Азерб. Нефт. хоз., № 12 (24), декабрь 1939 г.

Адамян А. И.— Об анортоклазах Мегринского плутона. Докл. АН СССР, 1949[а] г., Минералогия, том LXIV, № 2.

Адамян А. И.—Об образовании полевошпатовых вкрапленников в порфировидных гранитах Мегринского района Армянской ССР. Изв. АН АрмССР, т. II, №1 1949[б] г.

Адамян А. И.— Некоторые замечания о возрасте интрузии южной Армении. Изв. АН АрмССР, сер. физ.-мат., естеств. и техн. наук, № 8, 1950 г.

Адамян А. И.— Петрография щелочных пород Мегринского района АрмССР, Изд. АН АрмССР, 1955 г.

Адамян А. А. и *Гаспарян И. Г.*— Краткая минералогическая характеристика глинисто-песчаниковой толщи Шорагбюрской антиклинали. Изв. АН АрмССР, том III, № 2, 1950 г.

Адамян А. А. и Саакян Н. А.— К вопросу происхождения четвертичных туфов Приереванского района. Сб. научн. трудов ЕрПИ, № 11, 1955 г.

АН Азербайджанской ССР, ИГН— Труды конференции по вопросам региональной геологии Закавказья, ноябрь 1951 г., Баку.

Азизбеков Ш. А.— К петрографии Малого Кавказа. Труды Азерб. фил. АН СССР, том XXVI, 1936 г.

Азизбеков Ш. А.— Исследование интрузивов и эффузивов Малого Кавказа. Изв. АзФАН, № 3, 1939 г.
Азизбеков Ш. А. и Кашкай М. А.— Лиственниты Закавказья. Аз.ФАН геол. инст. им. И. М. Губкина, Баку, 1939 г.
Азизбеков Ш. А., Абдуллаев Р. Н.— Малые интрузии в Курдистане. Труды АзНИ, Баку, 1940 г.
Азизбеков Ш. А.— Кварцевые порфиры северо-восточной части Малого Кавказа. Изв. Аз. ФАН, № 8, 1943 г.
Азизбеков Ш. А.— Основные черты геологической истории северо-восточной части Малого Кавказа. Докл. АН АзССР, № 1, 1945 г.
Азизбеков Ш. А. и Абдуллаев Р. Н.— Геологическая карта Ордубадского района Нахичеванской АССР, м. 1:50000, Баку, АН Азерб. ССР, 1946 г.
Азизбеков Ш. А.— Геология и петрография северо-восточной части Малого Кавказа. Изд. АН АзССР, 1947 г.
Азизбеков Ш. А. и Абдуллаев Р. Н.— Основные черты геологии и петрографии Ордубадского плутона и вмещающих его пород. Изв. АН СССР, серия геол. № 6. 1947а г.
Азизбеков Ш. А. и Абдуллаев Р. Н.— Эоценовые отложения юго-западной части Конгуро-Алангезского хребта. Изв. АН АзССР, № 11, 1947б г.
Азизбеков Ш. А.— Вулканические пеплы Азербайджана. Труды Ин-та геологии АН АзССР, т. 13, 1947в г.
Азизбеков Ш. А.—Основные черты геологического строения Нахичеванской АССР Изв. АН Азерб. ССР, № . 1949 г. (Приложение).
Азизбеков Ш. А., Шихалибейли Э. Ш. и Пашалы Н. В.—Перидотитовые интрузии офиолитовой формации юго-восточной части Малого Кавказа (Азербайджана). Изв. АН АзССР, № 4. 1950 г.
Азизбеков Ш. А.— О возрасте кварцпорфировой толщи Азерб. части Малого Кавказа. Докл. АН Азерб. ССР, том VI, I, № 7.1951а г.
Азизбеков Ш. А.— О возрасте соленосной толщи Азерб. части Малого Кавказа. Докл. АН Азерб. ССР, том VII, № 6, 1951б г.
Азизбеков Ш. А. и Абдуллаев Р. Н.— Геолого-петрографический очерк юго-восточной части Конгуро-Алангезской интрузии и вмещающих ее пород (АзССР), Тр. ин-та геологии АН Азерб. ССР, том XIV, 1951 г.
Азизбеков Ш. А. и Корнев Г. П.— Тектоника западных отрогов Даралагезского хребта (Азербайджанская ССР). Докл. АН Азерб. ССР, том VII, 1951 г., № 6.
Азизбеков Ш. А. и Пашалы Н. В.—Вторичные кварциты восточного склона Пандагского хребта (Малый Кавказ). Доклады АН Азерб. ССР, том VII, № 5. 1951 г.
Азизбеков Ш. А.— Третичные эффузивы Нахичеванской АССР, Геология Азербайджана. Петрография. Изд. АН Азерб. ССР, Баку 1952а г.
Азизбеков Ш. А.— О возрасте соленосной толщи Нахичеванской мульды. ДАН СССР, т. XXXIV, № 5, 1952б г.
Азизбеков Ш. А.— К геологии девонских отложений Нахичеванской АССР. Труды АзНИ, 1953 г.
Азизбеков Ш. А., Корнев Г. П.— Тектоника Нахичеванской АССР по новым данным. Тр. Совещ. по тектонике Альпийской геосинклинальной области юга СССР, Баку, 1956 г.
Ализаде А. А.— Палеоген Нагорно-Карабахской автономной области и смежных с нею районов Малого Кавказа. Изв. Аз. ФАН, № 4, Баку, 1939 г.
Ализаде А. А. и Хаин В. Е.— О возможной нефтеносности южной части Арм. ССР и Нахичеванской АССР. Азерб. нефт. хоз., № 7, 1948 г.
Ализаде А. А. и Халилов Д. М.— Фауна и стратиграфия третичных отложений Талыша (предварительные результаты), ДАН Азерб. ССР, т. IV, № 2, 1948г.
Акопян Ц. Г.— О магнитных свойствах горных пород Армении. АН Груз. ССР, Тр. Ин-та геофизики, том XIV, 1955 г.
Акрамовский Н. Н.— Ископаемые пресноводные моллюски одного песчаного карьера в окрестностях Ленинакана. Изв. АН АрмССР, серия геол., 1956 г.
Апресов С. М.— О глубине складчатых систем и глубинных разломах. Сб. аннотаций докладов VI научн. техн. конференции професс. преподават. состава ВТУЗов Закавказья, 1955 г.
Аракелян Р. А.— К вопросу о среднем и верхнем карбоне в Армении. Изв. АН АрмССР, т. IV, № 3, 1951а г.
Аракелян Р. А.— История геологического развития юго-западной части Армении в палеозойскую эру. Изв. АН АрмССР, т. IV, № 2, 1951в г.
Аракелян Р. А.— Палеозойские отложения Армении. Тр. конф. по вопр. рег. геол. Закавказья. Изд. АН Азерб. ССР, 1952а г.

Аракелян Р. А.— Стратиграфия палеозойских отложений юго-западной Армении и прилежащих частей Нахичеванской АССР, Изд. АН АрмССР, 1952б г.
Арапов Ю. А. и Монахов Н. Я.—Геологическое строение восточной части Бзовдальского хребта. Ереван, 1939 г.
Арапов Ю. А. и Зорабян В. С.—О нефелиновых и щелочных сиенитах в восточной части Мегринского района. Изв. Арм. ФАН СССР, № 8 (22), 1942г.
Арапов Ю. А.— К петрографии сиенито-диоритов горы Каладаш (Армения). Изв. АН АрмССР, № 5—6, 1944 г.
Арапов Ю. А.— Кафанское рудное поле, особенности его структуры и генезиса. Тезисы доклада 1 научн. сессии Ин-та геол. наук АН АрмССР, Ереван, 1945г.
Арапов Ю. А.— Особенности генезиса и минералогии скарнов некоторых районов АрмССР, Изв. АН Арм. ССР, № 2, 1946 г.
Аревшатян Т. А.— Петрография дайковых пород некоторых медно-молибденовых месторождений Южной Армении, 1954 г., АН АрмССР, ИГН.
Арутюнян Г. М.— Хромит. Минер. ресурсы АрмССР, т. 1, 1946 г.
Арутюнян В. М. и Сафарян С. А.— Памятники армянского зодчества. Государст. изд. литературы по стр-ву и архитектуре. Москва, 1951 г.
Архангельский А. Д. и Шатский Н. С. и др.— Краткий очерк геологической структуры и геологической истории СССР, АН СССР, 1937 г.
Асланян А. Т.— Иджеванское месторождение кварцитов. Изв. АН АрмССР, № 4, 1945 г.
Асланян А. Т.— Новые данные по стратиграфии и тектонике Алавердского рудного района. Изв. АН АрмССР, сер. естест. наук, № 10, 1946а г.
Асланян А. Т.— К стратиграфии и структуре меловых отложений Иджеванского района АрмССР. Изв. АН АрмССР, сер. естест. наук, № 2, 1946б г.
Асланян А. Т.— О возрасте и генезисе метаморфических сланцев северного склона Миапорского (Мургузского) хребта. Изв. АН АрмССР, № 8, 1947а г.
Асланян А. Т.— К вопросу о происхождении оз. Севан. Изв. АН АрмССР, № 8, 1947б г.
Асланян А. Т.— Новые данные по стратиграфии юрских отложений северной Армении. Докл. АН СССР, 1948 г., том LX, № 7.
Асланян А. Т.— К истории происхождения Араратской котловины. ДАН Арм. ССР, т. XI, № 1, 1949а г.
Асланян А. Т.— О возрасте эффузивных кварцевых порфиров Малого Кавказа. Изв. АН СССР, серия геолог., № 5, 1949б г.
Асланян А. Т.— Стратиграфия юрских отложений Северной Армении. Изд. АН АрмССР, 1949в г.
Асланян А. Т.— О возрасте вулканогенной толщи Центральной части Малого Кавказа. Изв. АН СССР, серия геол., № 6, 1949г г.
Асланян А. Т.— Новые данные по неогеновой тектонике Малого Кавказа (Армении), ДАН АрмССР, т. XII, № 2, 1950а г.
Асланян А. Т.— О происхождении массива г. Арагац. ДАН АрмССР, т. XII, № 4, 1950б г.
Асланян А. Т.— Стратиграфия вулканогенных пород Приереванского района (Армянская ССР), ДАН АрмССР, т. XI, № 5, 1950в г.
Асланян А. Т. — О возрасте Алавердской туфопорфировой толщи и Локского гранитного массива. ДАН Арм. ССР, сер. геол., XI, 4, 1950г г.
Асланян А. Т. — О механизме деформации земной коры. ДАН АрмССР, т. XII № 5, 1950д г.
Асланян А. Т. — Энергетический баланс Земли и контракционный механизм. ДАН АрмССР, т. XIV, 1951а г.
Асланян А. Т.— О природе вулканических явлений. ДАН АрмССР, т. XIII, № 5, 1951б г.
Асланян А. Т.— Некоторые вопросы тектонической деформации земли. Изв. АН АрмССР, т. IV, № 3, 1951в г.
Асланян А. Т. — Основные черты послемиоценовой истории тектонического развития Армении. Сб. аннотаций докладов III научн.-техн. конференции проф.-преп. состава ВТУЗов Закавказья, Ереван, 1952а г.
Асланян А. Т.—О механизме геосинклинальной складчатости. Изв. АН Арм. ССР, т. V, № 4, 1952б г.
Асланян А. Т.— Новые данные о верхнемеловом возрасте вулканогенной толщи Центральной части Малого Кавказа. Изв. АН АрмССР, т. VIII, № 6, 1953а г.
Асланян А. Т. и Балян С. П. — Следы древнечетвертичного оледенения в Армении. Бюллет. М. о-ва природы, отд. геологии, т. XXVIII (6), 1953б г.
Асланян А. Т.— Связь вулканической деятельности с деформациями земной коры. ДАН АрмССР, т. XVIII, № 1, 1954а г.
Асланян А. Т.— Основные черты послемиоценовой истории тектонического развития Армении. Сб. научн. тр. ЕрПИ, № 8, 1954б г., Ереван.

Асланян А. Т.— О глубине формирования интрузивных комплексов Армении Сб. научн. тр. ЕрПИ, № 11, вып. 2, 1955[а] г.
Асланян А. Т.— О происхождении структурной складчатости. Сб. научн. трудов ЕрПИ, № 11,вып. 2, 1955[б] г.
Асланян А. Т.— Горообразование — закономерный процесс изменения лика Земли. Сб. научн. тр., № 11, вып. 2, 1955[в] г.
Асланян А. Т.— Исследование по теории тектонической деформации Земли. Изд. АН АрмССР, 1955[г] г., Ереван.
Асланян А. Т.— Глубинный разлом у гор. Ереван. Сб. аннотаций докладов VI научно-техн. конфер. профессор-препод. состава ВТУЗов Закавказья, 1955[д] г.
Асланян А. Т.— О центрах извержений новейших туфов Армянского нагорья, Сб. научн. тр. № 13, ЕрПИ, Ереван, 1956[а] г.
Асланян А. Т., А. Т. Вегуни, С. А. Исаакян, Э. Г. Малхасян — Миоплиоценовые экструзии АрмССР, находится в печати, 1957 г.
Асланян А. Т.— Об открытии нижнего палеолита в Ленинаканской котловине и его геологическом значении. Вопросы геологии и гидрогеологии АрмССР, изд. АН АрмССР, Ереван, 1956[б] г.
Асланян А. Т. и Ширинян К. Г.— Совершенная столбчатая отдельность в покровах вулканических туфов Армении в связи с их происхождением (Макарашен-Гейдарлинское месторождение). Сб. науч. тр. № 13, ЕрПИ, Ереван, 1956 г.
Асланян А. Т.—Основные черты сейсмотектоники Армении (Тезисы доклада), АрмГУ, Ереван, 1957[а] г.
Асланян А. Т.— Связь неотектоники, новейшего вулканизма, сейсмичности и гравитационного поля Армении (Тезисы доклада на Всесоюзн. межведомственном совещании по изучению четвертичного периода), АрмГУ, Ереван, 1957[б] г.
Атабекян А. А.— К стратиграфии альбских отложений бассейна р. Агстев (Акстафа). Изв. АН АрмССР, т. V, № 4, 1952 г.
Атабекян, А. А.— К вопросу о сеномане района сел. Иджеван Армянской ССР. ДАН АрмССР, т. XVII, № 1, 1953[а] г.
Атабекян А. А.— Открытие среднеэоценовых вулканогенных отложений в Казахском районе Азербайджанской ССР. ДАН АрмССР, том XVI, № 3, 1953[б] г.
Атабекян А. А.— Об открытии верхнеюрских отложений в междуречье средних течений р. р. Агстев и Гасан-су (Армения). ДАН СССР, 1954 г., т. XLVI, № 3, геология.
Афанасьев Г. Д.—О происхождении оз. Севан. Изв. АН СССР, с. г. № 3. 1950 г.
Бабаджанян А. К.— О находке гранато-волластонитового скарна в Газминском интрузивном комплексе. Сб. научн. трудов ЕрПИ, № 11, Ереван, 1955 г.
Багдасарян Г. П.— Арзаканское месторождение доломитов. Изв. АН АрмССР, № 5—6, 1944 г.
Багдасарян Г. П.— Нефелиновые сиениты Памбакского хребта. АН АрмССР, I научн. сессия Ин-та геол. наук, тезисы доклада, Ереван, 1945 г.
Багдасарян Г. П.— Доломит. Минеральные ресурсы АрмССР, т. II, Ереван, 1949[а] г.
Багдасарян Г. П.—Мрамор. Минеральные ресурсы АрмССР, т. II., Ереван, 1949[б] г.
Багдасарян Г. П.— О механизме внедрения и этапах формирования Тежсарской щелочной интрузии в Армении. Изв. АН АрмССР, т. III, № 8, 1950[а] г.
Багдасарян Г. П.— К истории тектонического развития Памбакского хребта. Изв. АН АрмССР, т. III, № 2, 1950[б] г.
Багдасарян Г. П.— Щелочные пегматиты Центральной Армении. ДАН АрмССР, т. XIX, № 4, 1954 г.
Багдасарян Г. П.— Петрогенетические особенности порфировидных сиенито-гранитов Гамзачиманской интрузии в АрмССР. Изв. АН АрмССР, сер. физ.-мат., ест. и техн. наук, № 2, т. VIII, 1955 г.
Багдасарян Г. П.— Петрография щелочных эффузивных пород Арм. ССР, Изв. АН СССР, сер. геолог., № 2, 1956[а] г.
Багдасарян Г. П.— О контактовых и постмагматических явлениях, связанных с комплексом щелочных пород центральной Армении. Изв. АрмССР, т. IX, № 8, 1956[б] г.
Багратуни Е. Г., Грушевой В. Г., Русаков М. П.— Агарак. Медно-молибденовое месторождение в ССР Армении. Изд. Закгеолтреста, Тифлис, 1932г.
Баласанян С. И.— Об оптически одноосном амфиболе. Вестник Московского университета, № 12, 1953 г.
Баласанян С. И.— К генезису интрузивных пород Памбакского и Геджалинского хребтов. Изв. Ан АрмССР, № 3, т. VIII, 1955 г.
Баласанян С. И.— К вопросу о возрасте абиссальных и гипабиссальных пород Алавердского рудного района, ДАН АрмССР, т. XXII, № 2, 1956[а] г.

Баласанян С. И.— Новые данные о возрасте интрузивных пород Армянской части Сомхето-Карабахской тектонической зоны. ДАН АрмССР, т. XXIII, № 2 1956б г.

Баласанян С. И.— К генезису основных дайковых пород Армении и прилегающих участков Малого Кавказа. Изв. АН СССР, серия геологич. № 7, 1956в г.

Баласанян С. И.— Шаровые габбро Геджалинского хребта в Армении. АН АрмССР, т. IX, № 4, 1956г г.

Балян С. П.— О происхождении горы Арагац в свете новых морфологических данных. Изв. АН АрмССР, т. I, 1949 г.

Барбот-де-Марни— Очерк Кульпинского месторождения каменной соли. Мат. геол. Кавказа, сер. 2, кн. 2, 1883 г.

Барканов И.В.— Геолого-минералогический очерк Мехманинской группы полиметаллических и медных месторождений в Закавказье. Тр. Закгеолтреста, № 1, 1936а г.

Барканов И. В.— Очерк геологии и рудных месторождений северной части Степанаванского района ССР Армении и соседних частей Алавердского и Башкичетского районов. Проблемы совет. геол. № I, 1936б г.

Барсанов Г. М.— Нижний кембрий в Закавказье. Изв. АН СССР, 1931 г.

Белоусов В. В.— Большой Кавказ, 4 III, Тр. ЦНИГРИ, вып. 126, 1936 г.

Белоусов В. В., Курилова И. В. и Сарский А. А.— Краткий обзор сейсмичности Кавказа в сопоставлении с тектоническим строением. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 5, 1952 г.

Белянкин Д. С. и Петров В. П.— О кристалалите в горных породах Кавказа и Закавказья. Изв. 2/3, 1936 г.

Белянкин Д. С.— Первый нефелиновый сиенит в Закавказье. ДАН, нов. сер. т. XXIX, № 1—2, М-1938 г.

Белянкин Д. С.— К вопросу о туфовых лавах Армении. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1952 г.

Бетехтин А. Г.— К вопросу о платиноносности Гокчинского перидотитового массива около сел. Надеждино на северо-восточном берегу оз. Гокча. Цветные металлы, № 3, 1932 г.

Березин Е. С.— Сиси-Маданское месторождение андалузитов в ССР Армении. Разнедр, № 22, 1936 г.

Бетехтин А. Г.— Шоржинский хромитоносный перидотитовый массив (в Закавказье) и генезис месторождений хромистого железняка вообще. Хромиты СССР, под ред. А. Е. Ферсмана и А. Г. Бетехтина, М-Л, 1937 г.

Bobek H.—Forschungen im Lentral—Kürdischen Hochgebirge rwischen Van und Urmia—See, Peterm. Mitt. Gotha, 84, 152—162, taf. 15—20 (1938)

Bobek H.—Die gegenwärtige und eiszeitliche Vergletscherung im Lentral—Kürdischen Hochebirge (Osttarus, Ostanatolien), L. für Gletscherkunde, Berlin, 27, 50—87 (1940).

Богачев В. В.— О возрасте отложений с Dreissensia dilluvii Abich. в Закавказье. Зап. С. П. Б. Мин. общ. ч. 4—5, 1907 г.

Богачев В. В.— О фауне соленосных отложений русской Армении. Ежегодник по геологии и минералогии России, т. XV, В-8-9, 1913 г.

Богачев В. В. и *Шишкина А. И.*— О пресноводной фауне в соленосных отложениях Кульпа. Тр. петр. общ. ест. вып. I, т. XV, протокол 4, 1914 г.

Богачев В. В.— Поездка Богачева В. В. по Кавказу и Армении в 1915 г. Изв. Кавк. отд. Русск. географ. общ., т. XXIII.

Богачев В. В. и Шишкина А. И.—Фауна и флора соленосных отложений русской Армении. 1-кульп, II-бассейн р. Ольты-чай. Зап. Кавказ. музея, серия А, №2, 1915 г.

Богачев В. В.— Пресноводные неогеновые фауны в Закавказье, Азерб. нефт. хоз. т. IV, № 7—8, 1924 г.

Богачев В. В.— О Кавказском неогене. Азерб. нефт. хоз. № I, стр. 70—73, 1928 г.

Богачев В. В.— Онкоферовые пласты в Закавказье. Изв. АН СССР, № 10, 1938 г.

Богачев В. В.— Мелкие геологические заметки. О возрасте известняков горы Кабах-тапа и гранодиоритовых интрузий на Малом Кавказе, Новости нефт. геол., № 10, Баку, 1934а г.

Богачев В. В.—Озокерит в Зангезуре. О возрасте известняков г. Кабах-тапа и гранодиоритовых интрузий на Малом Кавказе. Нов. нефт. геол. 1934б г.

Богачев В. В.— Миоцен Закавказья. Тр. Аз. Фил. АН СССР, т. X/44, серия геол. Баку, 1934в г.

Богачев В. В.— Новое в стратиграфии Закавказского миоцена. Новости нефт. геол. № 10, Баку, 1935 г.

Богачев В. В.— Палеофитологическая документация третичных отложений Закавказья. Новости нефт. геол. № 12 (34), сер. 1—2, 1936а г.

Богачев В. В.— Новые данные по миоцену Закавказья. Тр. Азерб. научн.-иссл. нефт. ин-та, вып. XXXI, 1936б г.
Богачев В. В.— Список ископаемых млекопитающих, найденных в третичных и послетретичных отложениях Закавказья. Тр. Азерб. фил. АН Сер. геол., том IX/39 г. палеонт. заметки, стр. 90—93, Баку, 1937 г.
Богачев В. В.— Фауна диатомитовых плиоценовых отложений в Закавказье. Тр. Азерб. Фил. АН СССР, геол. сер., т. IX/39, Баку, 1938 г.
Богачев В. В.—Материалы к познанию ископаемых флор Закавказья. Тр. геол. инст. им. И. М. Губкина, Азерб. фил. АН СССР, Баку, т. 16, 1939 г.
Богачев В. В.— К вопросу о геологическом возрасте некоторых третичных свит Армении. Изв. АН СССР, серия геол. № 4, 1940 г.
Богданович К. И.— Орогеологические наблюдения в нагорной части Закаспийской области и в северной Персии. Изв. геол. ком. т. VI, 1887 г.
Богданович К. И.— Несколько слов об орографии и геологии северной Персии. Изв. Русск. географ. об-ва, том XXVI, 1888 г.
Bonnard E. G.—Contribution a la connaissance géologique du Nord-Est de l'Iran.
Bonnet P.—Note preliminaire sur la constitution géologique de la gorge de Djoulfa et de ses environs, Bulletin de la Société géologique de France, 4 Ser. t. XII, 1912а.
Bonnet P.—Sur le Permien et le Trias du Daralagöz Comptes rendus hebd. de l'Ac. d. sc. t. 154, 1912.
Bonnet P.—Sur les relations entre les couches à otoceras de l'Armenie et celles de l'Himolaya. Comptes rendus Hebd. d. s. de l'Acad. d. Sc. f. 169, 1919.
Bonnet P.—Sur la Limite permotriassique dans le géosinclinal armenien—himalaien, C. R. Hebd. de sc. de l'Ac. d. Sc. t. 170, 1920.
Bonnet P.—Sur le Iurassique de la Transcaucasie meridionale, Comptes rendus No. 17. 1922.
Bonnet P.—Sur l'éxistence du Siburien superieur et du Devonien inferieur en Transcaucasie meridionale. Comptes rendus hebd. de. l'Ac. d. Sc. t. 176, 1923.
Bonnet P., Gambarian P.—Notes petrographiques sur le Karabach (Transcaucasie Orientale) Bul. de. la Soc. Géol. de France, s.m.t. XVI, 1926.
Bonnet P.—Sur l'Oligacène, de la Transcaucasie meridionale, Comptes rendu Somm de séances de la Soc. Géol. de France, 1927, No. 16—17.
Бончковский В. Ф.— Строение земной коры. Вестник Московского Университета, № 11, 1948 г.
Бошнагян П. С.— О просадочности белоземов Армении, «Вопросы геологии и гидрогеологии АрмССР». Изд. АН АрмССР, Ереван, 1956 г.
Бонэ В. И.— О классификации землетрясений по их силе на основе инструментальных наблюдений. Изв. АН СССР, серия геофиз. № 1, 1956 г.
Бушинский Г. И.— Палеозойские фосфориты Армении. ДАН СССР, Нов. серия т. XXIV, № 3, 1940 г.
Бюс Е. И.— Очерк сейсмичности ЗСФСР. Мат. к общ. схеме использ. водн. ресурс. Кура-Аракс. бассейна, вып. 9, 1930 г.
Бюс Е. И.— Ахурянское землетрясение 25/1 —1935 г. Прил. к кварт. сейсмичн. бюллет., Ин-та физики и геофизики АН ГССР, т. XIII, вып. 1—4, 1947 г.
Бюс Е. И.— Сейсмические условия Закавказья. Ч. I, II, III, Тбилиси, 1948—1955 гг.
Бюс Е. И.— О сейсмичности Закавказья. Изв. Ан СССР. серия геофиз., № 1, 1956 г.
Валесян В. П.— Исследование стока горных рек Армянской ССР, Изд. АН СССР, Москва 1955 г.
Ванюшин С. С.— Технический агат в Закавказье. Соц. хоз. Закавказья, № 4, 1936 г.
Варданянц Л. А.— О четвертичной тектонике Кавказа. Тр. II межд. конф. по изуч. четв. пер. Европы, вып. 3, 1933 г.
Варданянц Л. А.— Сейсмотектоника Кавказа. Тр. Сейсм. ин-та АН СССР, № 64, 1935 г.
Варданянц Л. А.— Землетрясение Кавказа и его глубинное строение. Изв. Всесоюзного географ. о-ва, № 2, 1946 г.
Варданянц Л. А., Габриелян А. А.— О санидиновом трахите вблизи с. Элпин. ДАН АрмССР, № 2, 1947 г.
Варданянц Л. А.— Тектоническая карта Кавказа, в масштабе 1:1000000. Изв. АН АрмССР, серия ест. наук, № 8, 1947 г.
Варданянц Л. А.— Постплиоценовая история Кавказско-Черноморско-Каспийской области. Изд. АН АрмССР, 1948а г.
Варданянц Л. А.— О происхождении озера Севан. Изд. АН АрмССР, 1948б г.
Варданянц Л. А.— О кварцсодержащих андезитобазальтах Арзни (Армения). ДАН АрмССР, т. XI, № 1, 1949а г.
Варданянц Л. А.— О пемзовых песках Элара (Армения). ДАН Арм. ССР. № 4, 1949б г.
Варданянц Л. А.— Тектоническая карта Кавказа, масштаба 1:1000000, 1954 г.

Варенцов М. И. — Стратиграфия мезозойских и третичных отложений северо-восточной части области Нагорного Карабаха и соседних районов Малого Кавказа, Москва, 1937 г.

Варенцов М. И. и Лалиев А. Г. — Геологическое строение центральной части Нахичеванской АССР. Бюлл. Моск. испыт. природы, нов. серия, т. X, LVII, отд. геол. (1), 1939 г.

Варенцов М. И. — Геологическое строение западной части Куринской депрессии. Изд. АН СССР, 1950 г.

Вартапетян Б. С. — К структуре Спасакара (АрмССР). Сб. научн. трудов ЕрПИ, № 8, Ереван, 1954 г.

Вартапетян Б. С. — О возрасте известняков района сел. Фиолетово в АрмССР. Сб. научн. трудов ЕрПИ, № 11, Ереван, 1955 г.

Вассоевич Н. Б. — Проблемы тектоники Восточной Грузии. Азнефтеиздат, Баку, 1936 г.

Вегуни А. Т. — О возрасте вулканогенных толщ Северной части Зангезурского хребта. Тезисы доклада, 1955 г.

Вегуни А. Т. — Об олигоцене Южной Армении. Сб. научн. трудов ЕрПИ, Ереван, 1956[а] г.

Вегуни А. Т. — Проявления перлита в Армении. Сб. аннотаций докладов VII научно-техн. конференции. Изд. Тбил. политехн. ин-та, 1956[б] г.

Вайденбаум Н. — Большой Арарат и попытки восхождения на его вершину. Зап. Кавк. отд. ИРГО, XIII, вып. 1—V, 1884 г.

Великовская В. М. — К вопросу о геологическом строении Ахалкалакского нагорья. Сб. МОИП, посвящен. памяти А. Н. Мазаровича, 1953 г.

Великовская В. М., Леонтьев Л. Н. и Милановский Е. Е. — К вопросу о стратиграфии четвертичных лав Малого Кавказа. Сб. МОИП, посвящен. памяти А. Н. Мазаровича, 1953 г.

Владимиров В. И. — Форель из диатомитовых отложений плиоцена Армении. ДАН АрмССР, т. II, № 4, 1946 г.

Габриелян А. А. — К стратиграфии третичных отложений Армении. ДАН СССР, т. XXXII, № 6, 1941 г.

Габриелян А. А. — К вопросу о сармате Армении. Изв. Арм. Фил. АН СССР, сер. ест. наук, № 1, 1943 г.

Габриелян А. А. и Тахтаджян А. Л. — К вопросу о возрасте угленосных отложений Мегринского района АрмССР, ДАН АрмССР, № 1—2, 1944 г.

Габриелян А. А. — Новые данные по колебаниям уровня оз. Севан. Изв. АН АрмССР, ест. науки, № 5—6, 1944 г.

Габриелян А. А. — Новые данные родов Cardium и Meretrix из олигоценовых отложений Армении. Изв. АН АрмССР, ест. науки, № 3, 1945[а] г.

Габриелян А. А. — К стратиграфии олигоценовых отложений Армении. ДАН АрмССР, № 2, 1945[б] г.

Габриелян А. А. — Новые данные по стратиграфии девонских отложений бассейна р. Айриджа (Армения). ДАН АрмССР, т. II., № 3, 1945[в] г.

Габриелян А. А. — К истории тектонического развития Армении в третичное время. ДАН СССР, т. VIII, № 2, 1946[а] г.

Габриелян А. А. — К вопросу о происхождении постплиоценовых галечников Южной Армении. ДАН АрмССР, № 2, 1946[б] г.

Габриелян А. А. — К стратиграфии третичных отложений Западного Вайка. ДАН АрмССР, № 5, 1946[в] г.

Габриелян А. А. — Третичные отложения Котайкского района АрмССР. Изд. АН АрмССР, 1947 г.

Габриелян А. А. — О возрасте вулканогенной толщи разреза горы Дали-даг (АзССР). ДАН АрмССР, № 2, 1947 г.

Габриелян А. А., Асратян В. П., Асатрян А. А. — К геоморфологии западного Вайка. Изв. АН АрмССР, № 1, 1947 г.

Габриелян А. А. — К тектонике Араратской котловины. ДАН АрмССР, т. IX, № 3, 1948[а] г.

Габриелян А. А. — О стратиграфическом положении и возрасте долеритовых базальтов Приереванского района. ДАН АрмССР, т. IX, № 1, 1948[б] г.

Габриелян А. А. — О возрасте слоев с Variamussium fallax Korobkov Армении. ДАН СССР, т. XVI, № 4, 1949 г.

Габриелян А. А. — Значение неотектоники в формировании современного облика структуры и рельефа Армении. ДАН СССР, т. LXXII, № 4, 1950[а] г.

Габриелян А. А. — О новейших тектонических движениях в Армении. Тр. Ер. Гос. Ун-та, т. XXX, 1950[б] г.

Габриелян А. А. — О возрасте и стратиграфии важнейших третичных толщ Армении. Научн. тр. Ер. Госуниверситета, серия геолог., т. XXXVII, 1952[а] г.

Габриелян А. А.— О границе плиоцена и постплиоцена в Армении. Тр. Ер. Гос. ун-та, серия геолог., том XXXVII, 1952б г.
Габриелян А. А. и Балян С. П.— Краткий геоморфологический очерк АрмССР. Тр. Ерев. Гос. Ун-та, серия геолог. т. XXXVII, 1952 г.
Габриелян А. А.— Палеоген и неоген Армении. Тр. Зак. конф. по вопросу рег. геол. Зак. изд. АН АзССР, 1952в г.
Габриелян А. А., Асратян В. П. и Назарян А. Е.— К стратиграфии и тектонике Сарыкаинской толщи бассейна оз. Севан. Сб. научн. трудов ЕрПИ, № 8, Ереван, 1954 г.
Габриелян А. А.— Схема деления палеогена Армении. ДАН АН СССР, 1955 г. т. 105, № 4.
Габриелян А. А.— О геотектоническом районировании Армении. «Вопросы геологии и гидрогеологии АрмССР». Изд. АН АрмССР, Ереван, 1956а г.
Габриелян А. А.— Этапы и типы структурного развития Армении и соответствующие формации горных пород. Изв. АН АрмССР, т. IX, № 2, 1956б г.
Габриелян А. А.— Севано-Зангезурский глубинный разлом и его геологическое значение. ДАН ССР, т. 106, № 3, 1956в г.
Габриелян А. А.— Тектонические комплексы Армении. Тр. совещ. по тектонике Альпийской геосинклинальной области юга СССР. Изд. АН. АзССР, Баку, 1956г г.
Габриелян Г. К.— Следы древнего оледенения в северо-западной Армении, «Природа», № 1, 1951 г.
Габуния Л. К.— К истории гиппарионов (по материалам из неогена СССР), (автореферат), на правах рукописи. Изд. АН ГрузССР, Тбилиси, 1954 г.
Гаврилов М. Д.— Очерк четвертичной геологии и геоморфологии западной части Азерб. ССР, Баку, 1938 г.
Гамбарян П. П.— Геолого-петрографический очерк района средней Занги. Бассейн р. Занги, ч. 2, геолого-гидрогеологические очерки. Труды Сов. по изуч. прир. ресур., (СОПС), сер. Закавказ., вып. 10, 1934а г.
Гамбарян П. П.— Нурнусское месторождение диатомита. Сборн. НИС-VII. ССР Армении, № 1, Эривань, 1934б г.
Гамкрелидзе П. Д. — Геологическое строение Аджаро-Триалетской складчатой системы (Тезисы диссертации), Тбилиси, 1948 г.
Гамкрелидзе П. Д.— Геологическое строение Аджаро-Триалетской складчатой системы. Изд. АН ГрузССР, 1949 г.
Гамкрелидзе П. Д.— Новые данные о геологическом строении Ахалкалакского нагорья и южного склона Триалетского хребта. Тр. Груз. Полит. Ин-та, № 32, 1954 г.
Гасанов Т. А. и Абдулкасумзаде М. Р.— История изучения стратиграфии юрских отложений северо-восточной части Малого Кавказа (Азерб. ССР) Изв. АН Азерб. ССР, № 6, 1954 г.
Гасанов Т. А.— Фауна и стратиграфия нижне-и среднеюрских отложений северо-восточной части Малого Кавказа в междуречье Ахынджачая и Кюракчая (автореферат) (на правах рукописи). Изд. АН Азерб. ССР, Баку, 1954а г.
Гасанов Т. А.— Нижнеюрская фауна в верховьях р. Асрикчай. ДАН Азерб. ССР, т. X, № 1, Баку, 1954б г.
Гаспарян И. Г.— О находке некоторых самородных минералов в аллювии и искусственных шлихах бассейна оз. Севан. Изв. АН АрмССР, т. IX, № 6, Ереван, 1956 г.
— Геология СССР, т. X (Закавказье), ч. 1, ч. 2, Москва, 1941 г.
— Геология Азербайджана — геоморфология, стратиграфия, Баку, 1952 г.
— Геология Азербайджана—петрография. Изд. АН Азерб. ССР, Баку, 1952 г.
Гинзберг А. С.— К петрографии Армянского нагорья. Изв. СПб, полит. инст. вып. 21, 1910 г.
Гинзберг А. С.— К петрографии Закавказья (по материалам Генр. Иос. Каспаровича, с прилож. списка минералов, составленного А. Е. Ферсманом). Труды радиевой экспед. АН, № 4, 1915 г.
Гинзберг А. С.— Геолого-петрографическое описание северо-восточного побережья оз. Гокча. «Бассейн оз. Севан (Гокча)», АН СССР, т. 1, 1929а г.
Гинзберг А. С.— Геолого-петрографическое описание восточной части Севанского бассейна. «Бассейн озера Севан (Гокча)», АН СССР, т. III, вып. 2, 1929б г.
Гинзберг А. С.— Геолого-петрографическое описание правобережья р. Занги к западу от сел. Гомадзор до долины р. Мармарик, «Бассейн оз. Севан (Гокча)», АН СССР, т. III, вып. 2, 1929в г.
Гинзберг А. С.— Геолого-петрографическое описание южного побережья оз. Севан «Бассейн оз. Севан (Гокча)», АН СССР, т. II, вып. 1, 1930 г.
Гинзберг А. С.— Геолого-петрографическое описание восточной части Севанского бассейна. «Бассейн оз. Севан (Гокча)», т. Ш, вып, 2, СОПС АН СССР, 1933 г.

Гинзберг А. С.— Петрография республики Армении. АН СССР. Петрография СССР, сер. 1, региональная петрография, вып. 2, Ленинград, 1935 г.
Голубятников Д. В.— Нефтяные месторождения в северной Персии. «Нефт. и сланц. хоз-во», № 9—12, 1921 г.
Горецкий Ю. К.— Кремневые отложения озер вулканического ландшафта в Армении. Диатомиты и трепелы. Тр. ВИМСа, т. 1, вып. 177, 1945 г.
Горшков Г. П.— Зангезурская сейсмическая экспедиция. Труды СОПС АН СССР, научн. популяр. очерк. Эксп. Всес. АН, 1932 г.
Горшков Г. П.— Геологические условия Зангезурского землетрясения 27 апреля 1931 г. Труды Сейсмол. ин-та, № 31, 1933 г.
Горшков Г. П.— О новой карте сейсмического районирования территории Советского Союза. Труды геофиз. ин-та АН СССР, № 1 (128), 1948 г.
Григорян Г. О.— Последовательность выделения минералов в некоторых парагенетических ассоциациях полиметаллических руд Армении. Сборн. аннотаций докладов VI Научно-техн. конф. профессор-препод. состава ВТУЗов Закавказья, 1955а г.
Григорян Г. О.— Пример взаимоисключения галенита и антимонита в пределах одного этапа минерализации. Изв. АН АрмССР, № 3, VIII, 1955б г.
Грушевой В. Г.— Месторождение свинцовых руд в бассейне р. Восточной Арпачай ССР Армении. Изв. геол. ком., т. XLIV, № 1, 1925а г.
Грушевой В. Г.— Медные месторождения верховьев р. р. Охчичай и Мегричай и Зангезура. Вестник Геол. ком., № 5. 1925а г.,
Грушевой В. Г.— Алавердское медное месторождение в Закавказье (его породы, руды и генезис). Труды ГГРУ, вып. 1, 1930 г.
Грушевой В. Г.— Геолого-экономический очерк медных месторождений Закавказья. Сб. «Главнейшие медные, свинцовые и цинковые месторождения СССР». Изд. ГГРУ, 1931 г.
Грушевой В. Г.— Дсехское месторождение медных руд ССР Армении. Труды IV Всес. конф. по цветным металлам, вып. II, 1932 г.
Грушевой В. Г., Соколов В. А. и Кржечковский А. В.— Геологический очерк и медные месторождения Южного Зангезура (Мегринский и Кафанский районы ССР Армении), Ленинград, 1932 г.
Грушевой В. Г., Соколов В. А. и Кржечковский А. В.—Геолого-петрографический очерк Южного Зангезура (Мегринский и часть Кафанского районов Армении). Труды Главн. геол. развед. упр. 1933 г.
Грушевой В. Г. и Русаков М.— Алавердское медное месторождение в Закавказье (новые данные по геологической структуре, генезису и промышленным перспективам). Разв. недр, №№ 17, 18, 1934 г.
Грушевой В. Г. и Озеров К. Н.— Новые месторождения андалузита и дюмортерита в Армении. Разв. недр, № 3, 1935 г.
Грушевой В. Г.— Медные месторождения Алавердского района ССР Армении (Закавказье). Труды ЦНИГРИ, вып. 36, 1935а г.
Грушевой В. Г.— Геологический очерк северо-западной части Алавердского района Армении и части Борчалинского района Грузии, Ленинград, 1935б г.
Грушевой В. Г.— Краткий очерк металлогении Закавказья. Проблемы Сов. геол. № 10, 1935в г.
Грушевой В. Г. и Додин А. Л.— Геологическое строение района Зангезурского медного месторождения (части Кафанского и Горисского районов ССР Армении). Ленинград, 1936 г.
Грушевой В. Г.— Интрузивные породы Зангезура и связь с ними оруденения. Ленинград, 1937а г.
Грушевой В. Г.— Интрузия кварцевого диорита у сел. Кульп и Шнох Алавердского района Армянской ССР, Ленинград, 1937б г.
Грушевой В. Г.— Интрузивные породы юго-восточной части АрмССР и восточной части Нах. АССР (Мегринский, Кафанский и Ордубадский районы). Сб. «Интрузивы Закавказья». Тр. Груз. ГУ, вып. II, 1941а г.
Грушевой В. Г.— Интрузивные породы ССР Армении (северная часть Армении и южная часть Грузии). Тр. Груз. ГУ, 1941б г., вып. 2. Сб. «Интрузивы Закавказья».
Гукасов А. О.— Основные черты строения Армянского нагорья. Зап. Кавк. отд. русск. геогр. общ., кн. XXII, вып. 1, 1901б г.
Давидов В. К.— Задачи и программа исследований в бассейне озера Севан (Гокча). Бюллет. Бюро гидромет. исслед. на озере Севан (Гокча), № 1—3, Эривань, 1927 г.
Даль С. К.— К исследованию вымерших и современных млекопитающих из пещеры Сарайбулагского хребта. АН СССР, Армянский филиал, Зоологический сборник, II, 1940 г.
Даль С. К.— Результаты изучения млекопитающих из раскопок Урартского города Тейшебаини. Изд. АН АрмССР, Ереван, № 1, 1952 г.

Демехин А. П.— Арзни. Гидрогеологический очерк. Тр. АрмССР, Геол. упр., вып. 1, 134 стр, Ереван, 1940 г.
Демехин А. П.— Минеральные воды Армянской ССР. АН АрмССР, I научн сессия Инст. геол. наук (тезисы доклада), Ереван, 1945 г.
Демехин А. П.— Джермук. Гидрогеологический очерк. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1947 г.
Демехин А. П.— О находке обсидиановых орудий палеолитического типа в Армении. «Вопросы геологии и гидрогеологии АрмССР», Изд. АН АрмССР, Ереван, 1956[а] г.
Демехин А. П.— Минеральные воды ущелья р. Блдан (Дилижан). «Вопросы геологии и гидрогеологии АрмССР» Изд. АН АрмССР, Ереван, 1956[б] г.
Джанелидзе А. И.— К вопросу об орогенических фазах. Сов. геол. № 5—6, 1940 г.
Джанелидзе А. И.— Проблема Грузинской глыбы. Сообщ. АНГССР, т. III, 1—2, 1942 г.
Джанелидзе А. И.— О возрасте красных известняков Дзирульского массива. Сообщения АН ГрузССР, т. VII, № 4, 1946 г.
Джанелидзе А. И.— К вопросу о геотектоническом расчленении Грузии. Вопросы петрографии и минералогии, т. 1, Изд. АН СССР, 1953 г.
Dietrich W. O.—Die geologische—stratigraphischen Ergebnisse der Routenaufnahme durch Ostpersien in Sven Hedin's Eine Routenaufnahme durch Ostpersien. Stockholm, Bd. 2, 1927.
Додин А. Л.— Геологическое строение Алавердско-Садахлинского района ЗСФСР. Тр. Всес. научно-исследов. инст. минер. сырья, вып. 88, 1935 г.
Додин А. Л.— Геологическое строение и рудоносность Зангезурского медно-молибденового района ССР Армении. Ленинград, 1936 г.
Додин А. Л.— Кигинское молибденовое месторождение. Разв. недр, № 11, 1937 г.
Douvillé H.—Les premieres Nummulites dans l'Eocene du Béarn. Compt. rend. des Sécances de l'Acad. des Sciences, t. 173, Paris, 1924.
Думитрашко Н. В.— О древнем оледенении Малого Кавказа. Тр. ин-та географии АН СССР, 1949 г.
Думитрашко Н. В.—Древнее оледенение и современные физико-географические процессы на Арагаце (Алагез). АН СССР, тр. Ин-та географии, вып. 47, 1950[а] г.
Думитрашко Н. В.— О пенепленах Малого Кавказа. Изв. АН СССР, сер. геолог., № 2. 1950[б] г.
Думитрашко Н. В. и Балян С. П.— К вопросу о возрасте и генезисе Вохчаберд-ской толщи. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1952 г.
Дьяконова-Савельева Е. Н.— Геологические исследования в окрестностях Дилижана (Армения) летом 1927 г. «Бассейн озера Севан» (Гокча), т. 1,стр. 233—252, 1929 г.
Дьяконова-Савельева Е. Н.— Ахалкалакское вулканическое плато. Эксп. Всес. АН, 1931г., Тр. Сов. по изуч. произв. сил, Ленинград, 1932 г.
Дьяконова-Савельева Е. Н. и Афанасьев Г. Д.— Геологические исследования в окрестностях Н. Баязета в 1930 г. «Бас. оз. Севан (Гокча)», т. III, вып. 2, 1933 г., Ленинград.
Егоян В. Л.— Некоторые новые данные о стратиграфии и структуре меловых отложений Ереванской антиклинали (Приереванский р-н АрмССР). Изв. АН АрмССР, т. V, № 1, 1952[а] г.
Егоян В. Л.— О возрастном положении Хосровской свиты порфиритов бассейна р. Веди (Армянской ССР, Вединский район). Изв. АН Армянской ССР, т. V, № 3, 1952[б] г.
Егоян В. Л.— К вопросу о верхнем туроне в бассейне р. Веди АрмССР, ДАН АрмССР, т. 15, № 5, 1952[г] г.
Егоян В. Л.— Верхнемеловой вулканизм и ультраосновные интрузии восточной части Малого Кавказа. Изв. АН Азерб. ССР, № 6, 1953 г.
Егоян В. Л. и Хаин В. Е.— Роль и место ультраосновных интрузий в развитии земной коры. Доклады АН СССР, том XCL, № 4, 1953 г.
Егоян В. Л.— Верхнемеловые отложения юго-западной части Армянской ССР, Ереван, АН АрмССР, 1955 г.
Егоян В. Л.— Верхнемеловые отложения юго-западной части АрмССР, Изд. АН АрмССР, Ереван, 1956[а] г.
Егоян В. Л.— Глубинные разломы на территории Армении и сопредельных стран и геотектоническая зональность альпийского этапа их развития. «Вопросы геологии и гидрогеологии Армянской ССР». Изд. АН АрмССР, Ереван, 1956[б] г.
Егоян В. Л.— Геологическое развитие Армении в верхнемеловое время. Тр. совещан. по тектонике альп. геосинк. области юга ССР, Баку, 1956[в] г.

Egeran N., Lahn E.—Notes sur la carte seismique de la Turquïe au 1/2400000 M.T.A. Ancara—1944.

Желтов П. И.— Новые данные о ледниковых отложениях в Закавказье. К 45-летию научн. деят. Н. Ф. Погребова. ЦНИГРИ, 1937 г.

Жижченко Б. П.— Палеогеновые отложения Армении. АН СССР, отд. геол. геогр. наук, рефераты научно-иссл. работ за 1940 г., 1941 г.

Заварацкий А. Н.— Некоторые черты четвертичного вулканизма Армении. Изв. АН АрмССР, № 5—6, 1944 г.

Заварицкий А. Н.— Некоторые черты новейшего вулканизма Армении. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1. 1945 г.

Заварицкий А. Н.— О четвертичных вулканических туфах и туфолавах Армении. ДАН АрмССР, 1946 г.

Заварицкий А. Н.—Игнимбриты Армении. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1947 г.

Залесский Б. В. и Петров В. П.— Материалы к изучению Анийского м-ния пемзы. Труды петрограф. инст. АН, вып. 1, 1931а г.

Залесский Б. В. и Петров В. П.— Артикское месторождение туфовых лав. Труды Петрогр. инст. АН, вып. 1, 1931б г.

Замяткин П. М. и Чирков И. Н.— Пирдоуданское медно-молибденовое месторождение в ССР Армении. Цветные металлы, № 1, 1937 г.

Заридзе Г. М.— Магматический цикл верхнего миоцена и плиоцена в Грузии. Сообщ. АН ГрузССР, т. V, № 6, 1944 г.

Заридзе Г. М. и Татришвили П. Ф.— Введение в магматическую геологию Грузии. Научно-технич. изд. «Техника да Шрома», Тбилиси, 1947 г.

Заридзе Г. М. и Татришвили П. Ф.— О возрасте Цалкинского лавового комплекса (Грузинской ССР, южный склон Аджаро-Триалетского хребта). ДАН СССР, новая сер., т. IX, № 1, 1948 г.

Захаров В. Ф.— Гидрогеология Эриванской низменности. Материалы к общ. сх. исп. водн. ресурс. Кура-Аракс. бассейна, вып. 8, Тифлис, 1931 г.

Захарова Л. В.— Стратиграфия верхнемеловых отложений северной зоны Малого Кавказа по фауне фораминифер. АН СССР, лаборатория геологии угля. Ленинград, 1952 г.

Зурабов Я. Е.—Джаджурское месторождение ископаемых углей (лигнитов). Сборник научно-иссл. трудов НИС. Уполн. НКТП при СНК ССР Армении, № 1, Эривань, 1934 г.

Исаханян Д. П.— Геология Западного Карабахского вулканического нагорья. Ереван-Ленинакан, 1940 г.

Иванов Д.— Геологический очерк Карадага. Сборник — Карадагские рудные месторождения, 1902 г.

Иванчин-Писарев А. А.— Месторождения Артикской туфовой лавы. Труды Инст. прикл. минер. по строит. и техн. камню, 1930 г.

Казаков М. П.— К гидрогеологии Крхбулагской группы родников. АН СССР, тр. Сов. по изуч. пр. рес. (СОПС), серия Закавказск., вып. 10, 1934а г.

Казаков М. П.— Гидрогеологические условия в низовьях Занги и Апарана. АН СССР, тр. Сов. по изуч. природн. ресурс. (СОПС), сер. Закавказ., вып. 10, 1934б г.

Каракаш Н. И.— Новые данные остатков мамонта на Малом Кавказе. Дневн. X съезда естествоиспыт. и врачей, № 7, 1898 г.

Карапетян Н. К.— По поводу строения земной коры Малого Кавказа по сейсмическим данным. Учен. зап. Русск. пед. ин-та им. А. А. Жданова, т. , № 5, Ереван, 1955 г.

Карапетян Н. К.— «Годограф сейсмических волн Малого Кавказа». 1956 г., Изв. АН СССР, серия геофизич., № 1.

Карапетян О. Т.— Геологический очерк ССР Армении. Мат. по районир. АССР, вып. 1, Эривань, 1928 г.

Карапетян О. Т.— Гора Арагац. Эривань, 1930а г.

Карапетян О. Т.— Новейшие вулканические продукты ССР Армении и их промышленное значение. Труды III Всес. съезда геол., Ташкент, 1930б г.

Карапетян О. Т.— Денудационные процессы Памбакской долины. Труды Арм. фил. АН СССР, вып. 1, 1936 г.

Карапетян О. Т.— Главные минеральные источники Армянской ССР в связи с развитием курортного строительства. Мат. по геол. и гидрогеол. АрмССР, изд. Геол. инст. Арм. фил. АН СССР, вып. 3, М-Л, 1938 г.

Карпинский А. П.— Очерки геологического прошлого Европейской России с дополнительными примечаниями. Серия «Классики естествознания», изд. «Природы», 1919 г.

Касумова Г. М.— Флора олигоценовых отложений северо-восточных предгорий Малого Кавказа (Азербайджан) и ее стратиграфическое значение. Изд. АН АзССР, Баку, 1955 г.

Кахадзе И.—Грузия в юрское время. Труды Геологического ин-та АН ГССР, геолог. серия, т. III (VIII), 1947г.
Кашкай М. А., Хаин В. Е., Шихалибейли Э. Ш.— К стратиграфии палеогена верховьев р. Акеры и Тертера и смежной части бассейна оз. Севан. Изв. АН Азерб. ССР, № 3, 1950 г.
Кашкай М. А.— К вопросу о формировании колчеданных месторождений северо-восточного склона Малого Кавказа. Изв. АН Азерб. ССР, № 10, 1951 г.
Кашкай М. А.— Новые данные по геологии центральной части Малого Кавказа. ДАН Азерб. ССР, № 7, 1952 г.
Кашкай М. А., Хаин В. Е., Шихалибейли Э. Ш.— К вопросу о возрасте Кельбаджарской вулканогенной толщи. ДАН Азерб. ССР, т. 8, № 6, 1952 г.
Кашкай М. А., Тамразян Г. П.— Об антикавказских дислокациях на Кавказе. Тр. совещ. по тектонике Альп. геосинк. области юга СССР, Баку, 1956 г.
Качарава И. В.— Геологические условия развития нуммулитов. Сбор. трудов Инст. геол. и минер. АН ГрузССР, 1951 г.
Кваша Л. Г.— О строении вулканического центра Араилер (Армения). Труды лабор. вулканологии АН СССР, вып. 7, Москва, 1953 г.
Кей М.— Геосинклинали Северной Армении. Перевод с английского. Изд. И-Л Москва, 1955 г.
Кириллова И. В.— Сейсмичность Ахалкалакского нагорья. Изв. АН СССР, серия геофиз., № 5, 1952 г.
Киреева М. Р.— Эпифитные диатомитовые озера Гилли. Труды Севан. оз. станции, т. II, вып. 3, Эривань, 1929 г.
Китайгородский И. И. и Родин С. В.— Пемзы и обсидианы Армении, как сырье для стеклоделия. Труды Инст. строит. мат. мин. происх. и стекла (б. Инст. силикатов), вып. 26, № 1, 1929 г.
Clapp F. G.—Geology of eastern Iran. Bull. of the Geol. Soc. of America, V. 51, No.1, 1940.
Клопотовский Б. А.— Древнее оледенение хребта Муров-Даг на Малом Кавказе. Изв. Азерб. фил. АН СССР, № 4, 1942 г.
Колесников В. П.— Верхний миоцен. Стратиграфия СССР, т. 12, Неоген. Изд. АН СССР, 1940 г.
Коншин А.— Отчет об исследовании медных месторождений Зангезурского уезда Елизаветпольской губернии. Мат. для геол. Кавк., сер. 2, кн. 4, 1890.
Конюшевский Л. К.— Отчет о геологическом исследовании месторождений медных руд в Зангезурском уезде Елизаветпольской губернии. Мат. для геол. Кавк., сер. III, кн. 10, 1911 г.
Конюшевский Л. К.— Гора Кяпаз и озеро Гек-гель. Изв. Кавк. отд. Геогр. общ., т. XXIII, № 2, Тифлис, 1915а г.
Конюшевский Л. К.— Потухший вулкан Далик-тапа. Изв. Кавк. геол. общ., т. XXIII, № 1, 1915б г.
Конюшевский Л. К.— Сведения о Шамлугском м-нии, 1932 г.
Корпотян З.— Арагац (гора Алагез). Для туристов. Перевод Ал. Бархударяна, ОПТЭ, ГИЗ, Эривань, 1936 г.
Коробков И. А.—Результаты изучения фауны моллюсков палеогеновых и нижнемиоценовых отложений Закавказья. Лен. Гос. Университет, 1938 г.
Коридалин Е. А.— Сейсмические наблюдения при мощных взрывах в Закавказье. Вестник АН СССР, № 3, 1948 г.
Котляр В. Н.— Геологический очерк Восточной части Даралагезского уезда ССР Армении, бассейн верхнего течения реки восточный Арпа-чай. Мат. по общ. и прикл. геол., вып. 136, 1930а г.
Котляр В. Н.— Горячие минеральные источники у сел. Исти-су и Кущи-Беляк Даралагезского уезда ССР Армении. Изв. геол. разв., упр. т. XLIX, №3, 1930б г.
Котляр В. Н.— Гюмушханское полиметаллическое месторождение Даралагезского уезда ССР Армении. Тр. ГГРУ, вып. 81, 1931 г.
Котляр В. Н.— Джархечское месторождение цветных конгломератов (облицовочных камней). Изв. всесоюзн. геол. разв. объединения, т. LI, вып. 60, 1932а г.
Котляр В. Н.— Мисханское месторождение. Труды 4-ой конференции по цветн. металлам, т. IV, 1932б г.
Котляр В. Н. и Соколов П. Н.— Геологический очерк района Памбакского и Мисханского хребтов (ССР Армении). Ленинград, 1932 г.
Котляр В. Н.— Материалы к изучению рудных месторождений северной части ССР Армении. Тр. всесоюзн. геол. разв. объед., вып. 335, 1934 г.
Котляр В. Н.— Зангезур. Зангезурское медно-полиметаллическое месторождение, его структура, оруденение и генезис. Ленинград, 1936 г.
Котляр В. Н. и Додин А. Л.— Зангезурское медное месторождение, его структура, оруденение и генезис. Цветные металлы, № 7, 1937 г.

Котляр В. Н.— Структура Зангезурского рудного поля. Изв. АН СССР, отд. физ-мат., 1938[а] г.
Котляр В. Н.— Интрузия нефелиновых сиенитов на Кавказе. Зап. Всерос. минер. общ., 2-ая сер. ч. LXVII, № 2, 1938[б] г.
Котляр В. Н.— Открытие лейцитовых пород в Закавказье. Сов. геол., т. IX, № 4—5, М. 1939[а] г.
Котляр В. Н.— Памбак, Геология, интрузивы и металлогения средней части Памбакского хребта и смежных районов, Ленинград, 1939[б] г.
Котляр В. Н.— О возрастном расчленении интрузивов Малого Кавказа. Зап. Всерос. минер. общ., ч. LXIX, № 2—3, 1940[а] г.
Котляр В. Н.— Интрузивы Даралагеза и Сисиана (Закавказье). Сов. геол. № 7, 1940[б] г. (Краткое сообщ.).
Котляр В. Н.— Новые данные в изучении глубинного вулканизма Малого Кавказа. ДАН СССР, т. XXVIII, № 9, 1940[в] г.
Котляр В. Н.— Интрузивные породы Центральной части АрмССР. Интрузивы Закавказья. Тр. Груз. ГУ, вып. II, 1941г.
Котляр В. Н.— Алишарское (Қысырское) месторождение алунитов в Советской Армении. ДАН АрмССР, № 3, 1945[а] г.
Котляр В. Н.— Памбакский комплекс щелочных пород. Изв. АН СССР, № 2, 1945[б] г.
Котляр В. Н.— Структура и генезис Мисханского молибденово-медного месторождения в Армении. Изв. АН Арм. ССР, № 2, 1946 г.
Кочарян А. Е.— Марганец. «Минеральные ресурсы Армении», т. 1, Изд. АН АрмССР, Ереван, 1946 г.
Кочарян А. Е.— О структуре Комсомольского рудника Кафанского месторождения. Изв. АН АрмССР, № 2, Ереван, 1947[а] г.
Кочарян А. Е.—Марганцевые месторождения северной Армении (на армянском языке). Изв. АН АрмССР, № 8, Ереван, 1947[б] г.
Кочергин В. А.— Климатический очерк Эриванской равнины. Мат. к общ. схеме использ. водн. ресурс. Кура-Аракс. бассейна, вып, 1, Тифлис, 1930 г.
Крейтер В. М.— Предварительная оценка Пирдоуданского медно-молибденового месторождения. Труды Моск. геол.-разв. инст. им. Орджоникидзе, т. XI, 1938 г.
Кржечковский А. В.— Газминское полиметаллическое месторождение Даралагезского уезда ССР Армении. Труды ГГРУ, вып. 81, 1931[а] г.
Кржечковский А. В.— Гюмушлугское цинково-свинцовое месторождение Шарурского уезда Нахичеванской ССР. Изв. ГГРУ, вып. 56, 1931[б] г.
Криштофович А. Н. и Принада В. Д.— О верхнетриасовой флоре Армении. Труды Всес. геол. разв. объединения, вып. 336, 1933 г.
Криштофович А. Н.— Плиоценовая флора диатомитовых отложений Базар-чай. Бот. журн. № 5—6, 1939 г.
Крымгольц Г. Я.— Некоторые головоногие из юрских отложений Закавказья. Тр. Лен. общ. естествоисп., т. LXVIII, вып. 2, 1940 г.
Крымгольц Г. Я.— К вопросу о возрасте некоторых вулканогенных толщ Малого Кавказа. Вест. Ленинградского универс. № 4, 1954 г.
Кузнецов И. Г.— Об открытии в Закавказье кембрийских отложений. Изв. Всес. геол. разв. общ., т. L, вып. 100, 1931 г.
Кузнецов С. С.— Нуммулиты темных известняков северо-восточного побережья оз. Севан «Бассейн оз. Севан (Гокча)». Научн. рез. эксп., т. 1, 1927 г.
Кузнецов С. С.— Происхождение оз. Гокча. Природа, № 78, 1928 г.
Кузнецов С. С.— О некоторых геоморфологических чертах побережья озера Севан. Изв. АН СССР, т. VII, № 4, 1930 г.
Кузнецов С. С.— О гидрогеологии бассейна оз. Севан. АН СССР, «Бассейн оз. Севан (Гокча)», т. III, вып. 1, 1930 г.
Кузнецов С. С.— Материалы по гидрогеологии бассейна оз. Севан в Армении (ССРА). АН СССР «Бас. оз. Севан (Гокча)», т. III, вып. 2, 1933 г.
Кузнецов С. С.— Гидрогеология северо-западного побережья оз. Гокча. АН СССР, «Бас. оз. Севан (Гокча)», т. III, вып. 2, 1933 г.
Кузнецов С. С.— Геология северо-западного побережья оз. Гокча. АН СССР, «Бас. оз. Севан (Гокча)», т. III, вып. 2, 1933 г.
Кузнецов С. С.— Описание некоторых нуммулитов из Закавказья и Северного Кавказа. Труды Лен. общ. естествоисп., т. XIII, вып. 2, 1934 г.
Кузнецов С. С.— О некоторых нуммулитах Нахичеванского края. Тр. Лен. общ. естеств., т. 64, вып. 1, 1935 г.
Кузнецов *С. С.*— Попытка геоморфологического расчленения Закавказья. Изв. Гос. географ. общ., т. 70, вып. 3, 1938 г.
Кузнецов С. С.— Вопросы геоморфологии Закавказья. Геология СССР, т. X, ч. 1, 1941 г.

Кузнецов С. С.— Схема тектоники Кавказа. Тр. совещ. по тектонике альп. геосинк. области юга СССР, Баку, 1956 г.
Куплетский Б. М.— Геолого-петрографический очерк восточной части Ахмаганского вулканического плато. Район оз. Севан (Гокча) т. 1, Тр. Закавк. комиссии АН, СССР, Изд. АН СССР и Упр. водн. хоз-ва ССР Армении, 1929 г.
Кун Э. Н.— Геогностическое описание некоторых стран Армянской области, в особенности лежащих в окрестности оз. Гокча. Акты, собран. Кавказск. археологич. комиссией, т. VII, 1878 г.
Кун Э. Н. и Бароцци-де-Эльс— Геогностическое описание некоторых стран Арм. области, в особенности лежащих в окрестностях оз. Гокча или Гокчая. Горн. журн., ч. IV, кн. 12, 1829 г.
Lahn E.—Relations entre Tectonique et Seismicite en Turquie, Bull. Soc. Géol. Fr. Paris, Ser. B, 17, 493—502 (1947).
Lahn E.—Seismological investigation in Turkey, Bull. Seism. Soc. Am. No. 39, 1949.
Lahn E.—La formation gypsifère en Anatolie (Asie, Mineure). Bull Soc. Géol. Fr., Ser. V, No. 20, 1950.
Lahn E.—Note sur la géologie de l'Anatolie centrale, Eclogae Géol. Helv., Bale, 44 307—314 (1951)
Lahn E.—Géologie et activité seismique en Turquie (nouvelle carte seismilogique). Rep. XVIII Géol. Intern. Congress Part XIII, London, 1952.
Лебедев А. П.— Плагиоклазы четвертичных лав Алагеза. АН СССР, тр. Инст. геол. наук, вып V, петрогр. сер. № 4, 1938 год.
Лебедев П. И.— Ленинаканское землетрясение 22 октября 1926 г. Изв. АН, вып. VI, сер. 9—11, 1927 г., Природа, № 3, 1927 г.
Лебедев П. И.— Алунитизация лав Алагеза (Армения). ДАН СССР, 1928[а] г.
Лебедев П. И.—Туфовые лавы как строительные материалы. Сб. 3, КЕПС АН СССР, строит. мат., 1928[б] г.
Лебедев П. И.— Петрографический очерк Шорджинского месторождения хромистого железняка. Изв. Лен. Политехн. инст., XXXI, 1928[в] г.
Лебедев П. И.— Туфовые лавы Алагеза. Камен. строит. мат. Сборн. 3, Изд. КЕПС, № 67, 1928[г] г.
Лебедев П. И.— Массив Алагез по данным исследований 1928 г. Осведом. бюл. № 3—4 (64—65), 25 февраля 1929 г.
Лебедев П. И.— Месторождения пемзы Алагеза (Арагаца). Труды Петрограф. инст. АН, вып. 1, 1931[а] г.
Лебедев П. И.— Геологический очерк бассейна р. Аракса. Мат. к общ. схеме использов. водн. ресур. Кура-Аракс. бассейна, вып. 3, Тифлис, 1931[б] г.
Лебедев П. И.— Зона строительных туфовых лав Алагеза (Арагаца). Труды петрограф. инст. АН, вып. 1, 1931 г.
Лебедев П. И.— Вулкан Алагез и его лавы. «Алагез»— потухший вулкан Армянского нагорья, т. 1., тр. Сов. по изуч. пр. сил, серия Закавказ., вып. 3,1931[г] г.
Лебедев П. И. и Егоров В. А.— Литомарге Алагеза (к вопросу о постмагматическом перерождении лав базальтового типа). Труды Петрогр. инст., вып. VI. 1934 г.
Лебедев П. И.— Вулкан Алагез. Международн. геол. конгр. XVII сессия СССР. Экскурсия по Кавказу. Армянская ССР, 1937 г.
Лебедев П. И.— К вопросу о природе туфовых лав вулкана Алагез. Изв. АН СССР, геол., № 6, 1947 г.
Лебедева Т. М.— Амбролаурское землетрясение 26. IX. 1940 г. Прил. к кварт. сейсм. бюлл. Ин-та физики и геофизики АН ГССР, т. XI, вып. 3, 1941 г.
Лебедева Т. М.— Эпицентры Закавказских землетрясений за время 1933—1938 гг. Кварт. сейсм. бюлл., т. XIII, Тбилиси, 1947 г.
Левинсон-Лессинг Ф. Ю.— Армянское вулканическое нагорье. Природа № 5, 1928 г.
Левинсон-Лессинг Ф. Ю., Куплетский В. М., Кузнецов С. С. и др.— Бассейн оз. Севан (Гокча). Научные результаты экспедиции, 1927 г.
Левинсон-Лессинг Ф. Ю.— Андезито-базальтовая формация центральной части Армении. АН СССР. «Бас. оз. Севан (Гокча)», т. 1, 1929 г.
Левинсон-Лессинг Ф. Ю.— Армянское вулканическое нагорье. Избр. труды, т. 1, Москва-Ленинград, 1949 г.
Левицкая А. Я. и Лебедева Т. М.—Годограф сейсмических волн Кавказа. Бюл. т. XXI, № 1—4, Тбилиси, 1953 г.
Леонтьев Л. Н.— О темпе молодых поднятий в центральной части Малого Кавказа. Изв. АН Азерб. ССР, № 10, 1945 г.
Леонтьев Л. Н.— Основные черты тектоники Восточной части Малого Кавказа. Тр. Инст. геол. наук АН Азерб. ССР, т. XIII, 1946[а] г.
Леонтьев Л. Н.— О ледниковых элементах долин Шамхор-чая и Тертера. ДАН Азерб. ССР, т. XI, № 1, 1946[б] г.
Леонтьев Л. Н.— О возрасте молодых вулканогенных толщ Карабахского плато. ДАН Азерб. ССР, т. III, № 3, 1947 г.

Леонтьев Л. Н.— Тектоническое строение и история геотектонического развития М. Кавказа. Бюл. МОИП, отд. геол., т. XXIV, ч. 4, 1949а г.
Леонтьев Л. Н.— О так называемом «Главном надвиге» Малого Кавказа. ДАН СССР, т. LXIX, № 3, 1949б г.
Леонтьев Л. Н. и Хаин В. Е.— О кайнозойском вулканизме Малого Кавказа. ДАН СССР, т. LXVII, № 4, 1949а г.
Леонтьев Л. Н. и Хаин В. Е.— Верхнемеловые гипербазиты и офиолитовая формация на Малом Кавказе. ДАН СССР, т. LXV, № 1, 1949б г.
Леонтьев Л. Н.— К стратиграфии юрских отложений Северо-восточной части Малого Кавказа. Изв. АН СССР, сер. геол. № 2, 1950а г.
Леонтьев Л. Н.— К палеогеографии южного Закавказья во время образования гипсо-соленосной формации. ДАН СССР, т. XXIII, № 4, 1950б г.
Леонтьев Л. Н. и Хаин В. Е.— Новые данные по нижнему палеозою Северо-восточной части Малого Кавказа. ДАН СССР, т. LXXI, № 4, 1950 г.
Леонтьев Л. Н. и Хаин В. Е.— Геотектонические условия Кавказа в верхней юре. ДАН АзССР, т. II, вып. 2, 1946 г.
Леонтьев Л. Н. и Хаин В. Е.— К истории складкообразования и интрузивной деятельности на Малом Кавказе. Изв. АН СССР, сер. геол. № 6, 1951 г.
Либрович Л. С.— К геологии северной Персии. Геолог. вестн., т. IV, 1918—1921 гг.
Лисицын К. Н.— О нижнекаменноугольных образованиях в устье р. Восточный Арпа-чай Эриванской губернии. Ежегодн. по геолог. и мин. России, т. XV, вып. 2—3, 1913 г.
Лисицын К. Н.— Новые данные о фреховском разрезе карбона в устье р. Восточный Арпа-чай. Изв. Донск. политех. инст., т. VIII, 1923 г.
Литевский Г. И.— О рудных и минеральных месторождениях Закавказского края. Горн. журн. ч. IV, № 10, 1873 г.
Литевский Г. И.— Перечень рудных месторождений Закавказского края. Зап. Кавказск. отд. русск. техн. общ., т. VI—VII, 1873/74 гг.
Линч Х. Ф.— Армения, т. I и II (перевод Е. Джунковской). Тифлис, 1910 г.
Личков Б. Л.— К характеристике геоморфологии и стратиграфии Алагеза, ч. 1, «Алагез» потухший вулкан Армянского нагорья», т. 1., Тр. Сов. по изучен. произв. сил, серия Закавказ., вып. 3, 1931 г.
Личков Б. Л.— О современной геологической эпохе. Извест. АН СССР, сер. геол. № 3, 1941 г.
Лукашевич С. И.— Некоторые данные по геологии и гидрогеологии районов проектируемых водохранилищ в бассейне р. Аракса. Мат. к общ. схеме использ. водн. ресурсов Кура-Аракс. бассейна, вып. 5, Тифлис, 1932 г.
Люстих Е. Н.— О роли вулканов и терм в энергетике земной коры. Изв. АН СССР, серия геофиз. № 1, 1956 г.
Ляйстер А. Ф.— К вопросу о происхождении озера Гокча. Памятн. Эрив. губ. на 1914 г., Эривань. 1914 г. Изв. Кавк. отд. геогр. общ. т. XXI, № 4, 1911—1912 гг.
Лятти С. Я.— Поливные качества воды оз. Севан и Занги. Мат. по иссл. оз. Севан и его бассейна, ч. IV, вып. 3, Тбилиси, 1933 г.
Магакьян И. Г.— Металлогения северной части Малого Кавказа. Доклад. АН АрмССР, № 3, 1944а г.
Магакьян И. Г.— Алавердский тип оруденения и руды Алавердской группы месторождений. ДАН АрмССР, № 5, 1944б г.
Магакьян И. Г.— О генезисе и перспективах использования железо-рудных и марганцевых месторождений Северной Армении. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1954а г., 1 научн. сессия Инст. геолог. наук (Тезисы докл.).
Магакьян И. Г.— Редкие и благородные металлы АрмССР, ДАН АрмССР, № 1, 1945б г.
Магакьян И. Г. и Ароян-Яшвили В. Х.— Новые данные по геологии и рудоносности Баргушатского хребта. Изв. АН АрмССР, № 10, 1946 г.
Магакьян И. Г.— Железорудные месторождения северной Армении. Изв. АН АрмССР, № 1, 1947а г.
Магакьян И. Г.— Алавердский тип оруденения и его руды. Изд. АН АрмССР, 1947б г.
Магакьян И. Г., Мкртчян С. С., Мовсесян С. А.—Медно-молибденовая провинция АрмССР, Изд. АН АрмССР, 1950 г.
Магакьян И. Г.— Магматизм и металлогения Армении. Тр. конфер. по вопр. регион. геол. Закавказья. Изд АН АзССР, 1952 г.
Магакьян И. Г.— Металлогения Армении, Изд. АН АрмССР, Ереван, 1954 г.
Малиновский Н. В.— Сейсмичность Нагорно-Карабах. АО. Тр. Аз. ФАНа, т. 1—58, 1939а г.

Малиновский Н. В.— Сейсмичность Нахичеванской АССР. Тр. Аз. ФАНа, т. 1—58 1939б г.
Малиновский Н. В.— Материалы по сейсмическому изучению Азербайджанской ССР. Баку, 1940 г.
Малхасян Э. Г.— О Джермукской и Кущинской группах интрузий в Армении. Вест. МГУ, № 3, 1952а г.
Малхасян Э. Г.— К вопросу о возрасте Даралагезских интрузивов в Армении. Бюллет. МОИП, отд. геол., т. 27 (3), 1952б г.
Малхасян Э. Г.— Лампрофировые породы Даралагеза. Вестник Московского университета, № 8, 1953 г.
Малхасян Э. Г.— Газминский комплекс интрузий в Армении. Сборн. научн. трудов ЕрПИ, № 8, Ереван, 1954а г.
Малхасян Э. Г.— Об одном случае растворения пирита. Зап. Всесоюзн. мин. об-ва сер. 2, ч. 83, вып. 2, 1954б г.
Малхасян Э. Г.— Основные петрогенетические особенности Даралагезских интрузий Армянской ССР, Сборн. научн. трудов ЕрПИ, № 11, Ереван, 1955б г.
Малхасян Э. Г.— О некоторых субвулканических образованиях Даралагеза (Армянская ССР). Бюл. М. о-ва исп. природы, отд. геологии, т. XXX (4), 1955б г
Малхасян Э. Г.— Жильные породы Даралагеза. Сборн. научн. трудов ЕрПИ, № 11, 1955в г.
Малхасян Э. Г., Вегуни А. Т.—Миоплиоценовые экструзии Южной Армении. Сборн. аннотаций докладов VI научно-техн. конференции ВТУЗов Закавказья, Ереван, 1955 г.
Малхасян Э. Г.— Об экструзивных образованиях Даралагеза. АН АрмССР, т. 9., № 6, 1956а г.
Малхасян Э. Г.— Новые данные о Гюмушханском интрузивном комплексе Армении. Сборн. аннот. докладов VII научн. конферен. ВТУЗов Закавказья, Тбилиси, 1956б г.
Малхасян Э. Г. и Лейе Ю. А.— Рудовмещающие породы Кафанского рудного поля в южной Армении. Изд. Кавк. Научн. техн. об-ва цветн. металлургии, Ереван, 1956 г.
Мамаев Л. П.— Материалы по петрографии Армянского плоскогорья. Сборн. минер. и геол. кабинетов Московск. универ., 1916 г.
Марголиус А. М.— Соляные промыслы Закавказья, их прошлое, современное состояние и возможное будущее. Изд. Кавк. горн. упр., Тифлис, 1906 г.
Марголиус А. М.— Соленосные образования Карсской области и Эриванской губернии. Мат. для геол. Кавк., сер., № 3, кн. 8, 1909 г.
Маркевич В. П.— Геологическое строение восточной Грузии. Изд. АН СССР, Москва, 1954 г.
Маруашвили Л. И.— О древнем оледенении Малого Кавказа. Природа, № 7—8. 1938 г.
Маруашвили Л. И.— Целесообразность пересмотра существующих представлений о палеогеографических условиях ледникового времени на Кавказе, Изд. АН ГрузССР, Институт геогр. им. Бахушти, Тбилиси, 1956 г.
Меликов А.— Нефтяные месторождения Турции. Азерб. нефт. хоз., № 8/9, 1922 г.
Мелик-Саркисян С. А.— О наносах р. Аракса. Труды Вольн. Эконом. общ., № 1, 1897 г.
Mercier J.— Observations géologiques dans la région de Malazgirt — Bulanik NW du Lac de Van. Anatolie oriental Bull. géol Soc. Turkey, Ankara, 2, 127—133 (1949).
Месропян А. И.— О генезисе четвертичных туфов Армении. Изв. АН АрмССР, № 4, 1951 г.
Мефферт Б. Ф.— Отчет о геологических исследованиях, произведенных в Турецкой Армении летом 1917 г. Изв. геол. ком., 37, № 1, 1918 г.
Мефферт Б. Ф.— Критическая заметка по поводу статьи С. С. Кузнецова «Нуммулиты темных известняков северо-восточного побережья оз. Гокча». Изв. ГГРУ, т. XLIX, № 5, 1930 г.
Мефферт Б. Ф.— Эоценовая фауна из Даралагеза в Армении. Тр. Главного геол. разв. управления ВСНХ СССР, вып. 99, 1931 г.
Мефферт Б. Ф.— Тектоника западного Закавказья. Геология СССР, т. X (Закавказье). Госгеолиздат, 1941 г.
Милановский Е. Е.— О соотношении крупных форм рельефа и новейшей тектонической структуры Малого Кавказа. Учен. записки МГУ, вып. 161, геолог., т. V, 1952а г.
Милановский Е. Е.— История формирования впадины озера Севан (автореферат доклада), БМОИП, отд. геол., т. XXXVII, вып. 3, 1952б г.
Милановский Е. Е.— Новые данные о строении неогеновых и четвертичных отложений бассейна оз. Севан. Изв. АН СССР, с. г., № 4, 1952в г.
Милановский Е. Е.— Некоторые основные вопросы истории тектонического развития Малого Кавказа. Тр. совещан. по тектонике Альп. геосинк. области юга СССР, Баку, 1956а г.

Милановский Е. Е.— О неогеновом и антропогеновом вулканизме Малого Кавказа. Изв. АН СССР, серия геолог. № 10, 1956б г.
Миклухо-Маклай А. Д.— К стратиграфии пермских отложений Джульфы (Армения). Научн. бюллет. Ленинград. Гос. унив. № 18, 1947 г.
Миклухо-Маклай А. Д.— Некоторые вопросы зоогеографического районирования морской перми СССР и корреляция верхнепалеозойских отложений Средней Азии, Кавказа, Закавказья, Уссурийского края. Учен. зап. Ленинградского Университета № 189, сер. геол. наук, вып. 6.
Мкртчян К. А.— Некоторые замечания о генезисе туфов Артикского типа (АрмССР). Изв. АН СССР, сер. геол. № 5, 1954 г.
Мкртчян К. А.— К характеристике послевюрмских тектонических движений бассейна р. Памбак. Вопросы геологии и гидрогеологии АрмССР, Изд. АН АрмССР, Ереван, 1956 г.
Мкртчян С. С.— Каджаранское медно-молибденовое месторождение. Изв. АН АрмССР, 1943 г.
Мкртчян С. С.— Новые данные по стратиграфии южного Зангезура. Изв. АН АрмССР, № 4, 1944 г.
Мкртчян С. С.— Новые данные о геологическом строении южной части АрмССР, Изд. АН АрмССР, 1948 г.
Мовсесян С. А.— Парагачайское месторождение андалузита. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1939 г.
Мовсесян С. А.— Интрузии центральной части Конгуро-Алангезского хребта и связанные с ними полезные ископаемые Арм. Фил. АН СССР, Геолог. инст., Ереван, 1940 г. (кандидатск. диссертация).
Мовсесян С. А.— Пирдоуданское медно-молибденовое месторождение. Изд. Арм. Фил. АН СССР, 1941а г.
Мовсесян С. А.— Лазурит в андалузито-серицито-кварцевых породах Конгуро-Алангезского хребта. ДАН СССР, т. XXXI, № 1, 1941б г.
Мовсесян С. А.— Интрузии центральной части Конгуро-Алангезского хребта и связанные с ними полезные ископаемые (главнейшие выводы). Изв. Арм. Фил., АН СССР, № 2, 1941в г.
Мовсесян С. А. и Степанян О. С.— Медные месторождения Армении. Минеральные ресурсы АрмССР. Издат. АН АрмССР, 1944 г.
Мовсесян С. А.— Интрузии Центральной части Зангезурского (Конгуро-Алангезского) хребта и связанные с ними полезные ископаемые. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1953 г.
Морозов Н.— Алавердское месторождение медных руд в Закавказье, его породы и генезис. Изд. СПб, Полит, инст., т. XVII, 1912 г.
Муратов М. В.— Основные структурные элементы альпийской геосинклинальной области юга СССР и некоторых сопредельных стран. Изв. АН СССР, серия геол., № 1, 1946 г.
Муратов М. В.— Тектоника и история развития альпийской геосинклинальной области юга Европейской части СССР и сопредельных стран. Тектоника СССР, т. II, ИГН АН СССР, 1949 г.
Мчедлишвили П. А.— Еще раз о возрасте годерзской флоры. Бюл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., т. 29, вып. 1, 1954 г.
Наливкин Л. В.— Отчет о геологических исследованиях, произведенных летом 1917 г. в Турецкой Армении. Изв. Геол. ком., 37, № 1, 1917 г.
Neumayr M.—Neler Trias—und Kohlenkalkuersteinrugen aus dem nordwestlichen Kleinasiens (Balia Maden), Wien, 1887.
Немова З. Н.— Определение минералов в «вулканическом черноземе» с лавовых полей Армении. ДАН, сер. А, № 20—21, 1928 г.
Нефедова Е. А.— Агмаганское вулканическое нагорье. Труды инст. географии АН СССР, № 4, 1950 г.
Никифорова А. И.— Верхнепалеозойские мшанки Джульфинского района. Труды ГГРУ, вып. 364, 1933 г.
Овчинников А. М.— Основные черты геологического строения Демавендского района (Северная Персия). Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, нов. сер., т. XXXVIII, отд. геол., т. VIII, вып. 3—4, 1930 г.
Оганезов Г. Г.— Энергетические основы в приложении к тектонике Араратской котловины. АН АрмССР, Ереван, 1945 г., 1 научн. сессия Инст. геол. наук (тезисы докладов).
Оганесов Л. А.— Минеральные источники Армении. Наркомздрав ССР Армении, Эривань, 1936 г.
Огнев С. И.— Наша пемза. Эконом. вестн. ССР Армении, № 2/10, 1925 г.
Oswald F.— Treatise on the geology of Armenia. Beeston, Nots. 1906.
Oswald F.— Geology of Armenia, London, 1908.
Oswald F.— Armenien, Handbuch d. regionalen Geologie, Heidelberg, 5, 40, farc. 10,4 Kortes 1912а.

Oswald F.—Handbuch der Regionalen Geologie 10 Heft, Bd. V, Abt. 3, Heidelberg 1912в.
Освальд Ф.— К истории тектонического развития Армянского нагорья. Зап. Кавк. отд. русск. геогр. общ., кн. XXIX, вып. 2, 1916 г.
Очаповский Б. Л.— Гравиметрическая экспедиция в Закавказье. Труды Сов. по изуч. произв. сил, эксплуат. АН СССР, 1931 г.
Очаповский Б. Л.— Гравиметрическая экспедиция в Закавказье. Эксп. АН СССР, 1931 г. Тр. Сов. по изуч. произв. сил, научно-популярн. очерки, 1932 г.
Палибин И. В.— Ископаемая флора Годерзского перевала. Тр. Ин-та ботаники АН СССР, сер. 1, т. 4, 1937а г.
Палибин И. В.— Меловая флора Даралагеза Acta Inst. Bot. Acad. Sc. URSS. Ser. 1, Fasc. 4, 1937б.
Палибин И. В.— Материалы к третичной флоре Армении. В. В. Комарову к 70-летию со дня рождения и 45-летию научн. деятельности, 1939а г.
Палибин И. В.— Верхнемеловая флора юго-востока Закавказья. Изв. ГГРУ, т. XLIX, № 7, 1939б г.
Палибин И. В.— О возрасте годерзской флоры. Сов. геол. № 12, 1940а г.
Палибин И. В.— К вопросу о возрасте ископаемой флоры Годерзского перевала. Сов. геол. № 12, 1940б г.
Палибин И. В.— Отчет о раскопках ископаемой флоры в Закавказье. Тр. Геол. и минер. музея АН СССР, т. III, вып. 3,
Pamir H. N.— Les seismes en Asie Mineure entre 1939 et 1944. La Cicatrice nord-anatolienne. Rep. XVIII th Intern. Geol. Cong. Londre, 1952.
Parejas E.— La tectonique transversale de la Turquie. Rev. Fas. Sci. Univ. Istanbul. 1940.
Паффенгольц К. Н.— О землетрясении 27 апреля 1931 г. в Ордубадском и Герюсинском районах Закавказья (ССР Армении и АзССР). Изв. ГГРУ, 1, вып. 60, 1931а г.
Паффенгольц К. Н.— Стратиграфия четвертичных лав Восточной Армении. Зап. Росс. мин. общ., ч. LX, № 2, 1931б г.
Паффенгольц К. Н.— Бассейн р. Восточной Арпа-чай. Геологический очерк. Труды Всес. геол. разв. общ., вып., 328, 1933 г.
Паффенгольц К. Н.— Геологические исследования в районе гидроэлектрической станции на р. Дзорагет (ССР Армении). Тр. Всес. геол. разв. объед., вып. 272, 1934а г.
Паффенгольц К. Н.— Бассейн р. Тертер. Тр. Всесоюзн. геол. разв. общ., 1934б г.
Паффенгольц К. Н.—Бассейн оз. Гокча (Севан). Геологический очерк. Тр. Всесоюзн. геол. разв. объед., вып. 219, 1934в г.
Паффенгольц К. Н.— О результатах геологических исследований в бассейне оз. Гокча (Севан). Проблемы Сов. геол., № 5, 1934г г.
Паффенгольц К. Н.— Армутлы-Кульп. Геологический очерк междуречья среднего и нижнего течения р. р. Дебед-чай и Акстафа-чай. Тр. Всесоюзн. геол. разв объед., вып. 353, 1934д г.
Паффенгольц К. Н.—Бассейн р. Восточный Арпачай. Геологический очерк. Тр. Всес. геол. разв. объед., вып. 219, 1934е г.
Паффенгольц К. Н.— Взаимосвязь тектоники, изверженных пород и рудных месторождений южной части Закавказья (совместно с В. Г. Грушевым). Тр. XVII Международн. геолог. конгр., 1937а г.
Паффенгольц К. Н.— Некоторые особенности геологического строения и тектоники Армении, причины землетрясения района г. Ереван. Пробл. Сов. геол., 1937б г. № 9.
Паффенгольц К. Н.— Путеводитель к армянской части Кавказской экскурсии XVII международн. геологич. конгресса, 1937в г.
Паффенгольц К. Н.— От Тбилиси до Казаха (в книге «Экскурсии по Кавказу—Армянская ССР». Под редак. А. П. Герасимова). Межд. геол. конгр., XVII сессия, М-Л. 1937г г.
Паффенгольц К. Н.— От Казаха до Дилижана (в книге «Экскурсия по Кавказу — Армянская ССР» под ред. Герасимова). Межд. геол. конгр., XVII, сессия М-Л. 1937д г.
Паффенгольц К. Н.— Бассейн верхнего и части среднего течений р. Памбак-чай (Армения). Геологич. очерк, Ленинград, 1937е г.
Паффенгольц К. Н.— Геологический очерк Арзакендского района (Армения). Ереван, 1938а г.
Паффенгольц К. Н.— К стратиграфии и тектонике олигоцена и соленосной толщи Армении и южной части Грузии. Запис. Всес. мин. общ., т. XVII № 2, 1938б г.
Паффенгольц К. Н.— Геологический очерк бассейна р. Веди-чай (Армения). Ереван, 1938в г.
Паффенгольц К. Н.— К вопросу о генезисе туфолав Армении Зап. Всер. мин. общ., ч. XVII, № 3, 1938г г.

Паффенгольц К. Н.— Алагез и его происхождение. Природа, № 6, 1939 г.
Паффенгольц К. Н.— Ответ на критику В. В. Богачева. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1940[а] г.
Паффенгольц К. Н.— К проблеме горы Алагез (Армения). Мат. ВСЕГЕИ, 1940[б] г.
Паффенгольц К. Н.— О возрасте Герюсинской толщи. Сов. геол. № 9, 1940[в] г.
Паффенгольц К. Н.— Геологический очерк Нахичеванской АССР. Изд. Азерб. фил. АН СССР, вып. XXVIII, 1940[г] г.
Паффенгольц К. Н.— Юрский и меловой вулканизм Восточного Закавказья. Геология СССР, т. X (Закавказье), Москва, 1941[а] г.
Паффенгольц К. Н.— Интрузивные породы бас. оз. Севан и р. Веди-чай Дарагеза и Нахкрая. Интрузивы Закавказья. Тр. ГрузГУ, вып. 11, 1941[б] г.
Паффенгольц К. Н.— Четвертичные эффузии Азербайджана и Восточной Армении. Геол. СССР, т. X, Закавказье, ч. 1, 1941[в] г.
Паффенгольц К. Н.— Третичные неоинтрузии восточного Закавказья. Геология СССР, т. X, ч. 1, 1941[г] г., Госгеолиздат, М-Л.
Паффенгольц К. Н.— Сейсмотектоника Армении и прилежащих частей Малого Кавказа. Изв. Арм. фил. АН, № 9—10 (23—24). 1942 г.
Паффенгольц К. Н.— Положение Малого Кавказа в зоне средиземноморского орогена. АН АрмССР, 1 научн. сессия Инст. геол. наук (тезисы докладов), Ереван, 1945 г.
Паффенгольц К. Н.— Сейсмотектоника Армении и прилежащих частей Малого Кавказа. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1946 г.
Паффенгольц К. Н.— Геологический очерк Армении и прилежащих частей Малого Кавказа (на арм. яз.). Изд. АН Арм. ССР, 1947 г.
Паффенгольц К. Н.— Геология Армении. Госгеолиздат М-Л, 1948 г.
Паффенгольц К. Н.— О происхождении озера Севан (Армения), Ван (Анатолия) и Урмия (Иран). Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1950 г.
Паффенгольц К. Н.— К стратиграфии вулканогенных толщ Джавахетского (Ахалкалакского) нагорья (Закавказье). Сб. трудов Инст. геол. и мин. АН ГрузССР, 1951 г.
Паффенгольц К. Н.— К стратиграфии третичных отложений восточной Анатолии и СЗ Ирана. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1952 г.
Паффенгольц К. Н.— Геологическая карта Кавказа масштаба 1:500000. ВСЕГЕИ, 1956 г.
Пашковецкий— О качествах руды Ахтальского имения (бывшего князя И. А. Меликова). Тр. Бак. Имп. русск. техн. общ., вып.1 (январь), 1899 г.
Пиджян Г. О.— О Кохбской гранодиоритовой интрузии. Изв. АН АрмССР, т.III, № 2, 1950[а] г.
Пиджян Г. О.— О псевдоморфозах халькопирита по пириту. Зап. Всесоюзн. и мин. об-ва, № 4, 1950[б] г.
Пиджян Г. О.— О гранатах бассейна р. Гехи. Изв. АН АрмССР, том V, 1952 г.
Петров В. П.— Лейцитовые породы Закавказья. Изв. АН СССР, серия геол., № 2, 1947 г.
Пиотровский Б. Б.— Археологические изучения древнейшего Закавказья. Вестн. древней истории, № 3, 1947 г.
Порецкий В. С.— Диатомовые водоросли армянских месторождений диатомита у сел. Нурнус и Арзни. Ереван, 1939 г.
Пчелинцев В. Ф.— Брюхоногие мезозоя Закавказья. Изв. геол. ком., т. XLVI, № 10, 1927[а] г.
Пчелинцев В. Ф.— Фауна доггера окрестностей Алаверди в Закавказье (Армения). Изв. геол. ком., т. XLVI, № 9, 1927[б] г.
Пчелинцев В. Ф.— Фауны юры и нижнего мела Крыма и Кавказа. Тр. геол. ком, Л., 1927[в] г., нов. сер., вып. 172.
Радопуло Л. М. и Габриелян А. А.— О возрасте интрузии у сел. Ташлу Вединского района АрмССР. Изв. АН АрмССР, № 1, 1948 г.
Радопуло Л. М.— Новые данные по сармату Армении. ДАН АрмССР, т. X. № 2, 1949 г.
Redlich K. A.— Beitr. zur Paläont. u. Geol. Österreichs—Ungarns u. d. Orients, 9, Wien, 1895.
Рейнгард А. Л.— К вопросу о ледниковом периоде на Кавказе. 1913 г.
Рейнгард А. Л.— Маршрутные исследования по четвертичной геологии в Закавказье летом 1936 г. Ереван, 1937 г.
Рейнгард А. Л.— Морфология массива г. Алагез в свете новых геологических данных. Изв. Госгеогр. общ. №. 3, 1939[а] г.
Рейнгард А. Л.— Следы древних ледников на Алагезе. Природа, № 3, 1939[б] г.
Рейнгард А. Л.— Геоморфологическое расчленение Закавказья. Геология СССР, т. X, Закавказье, ч. 1, 1941 г.

Ренгартен В. П.— Тектоничекая характеристика складчатых областей Кавказа. Труды III Всес. съезда геол., 1928 г. вып. II, 1930 г.
Ренгартен В. П.— Новые данные по стратиграфии меловых отложений Восточного Закавказья. ДАН СССР, т. XXIX, № 5—6, 1940[а] г.
Ренгартен В. П.— Гидрогеологические условия ирригации Армении. Изв. геол. ком., т. XVIII, № 6, 1940[б] г.
Ренгартен В. П.— Общий обзор тектоники Закавказья. Геология СССР, т. X, ч. 1, Москва, 1941[а] г.
Ренгартен В. П.— Тектоника Армянской зоны. Геология СССР, Закавказье, т. X, Геологическое описание М-Л. 1941[б] г.
Ренгартен В. П.— Верхнемеловые отложения Восточного Закавказья. Геология СССР, т. X, ч. 1, 1941[в] г.
Ренгартен В. П.— Нижнемеловые отложения Восточного Закавказья. Геология СССР, т. X, ч. 1, 1941[г] г.
Ренгартен В. П.— Вулканические проявления в восточном Закавказье в течение мелового периода. Сборн., посвященный ак. О. С. Белянкину. Изд. ДАН СССР, 1946 г.
Ренгартен В. П.— Рудистовые фации меловых отложений Закавказья. Тр. ИГН АН СССР, вып. 130, геол. сер. (№5), 1950 г.
Ренгартен В. П.— Задачи изучения стратиграфии меловых отложений Малого Кавказа. Тр. конф. по вопр. рег. геол. Зак. Изд. АН АзССР, 1952 г.
Ренгартен В. П.— К стратиграфии меловых отложений северной зоны Малого Кавказа. Тр. Инст. геол. наук. вып. 149, геол. серия (62), 1952 г.
Ренгартен В. П.— Палеография мелового периода в Малом Кавказе. Тр. совещ. по тектонике Альпийской геосинклин. области юга СССР, Баку, 1956 г.
Ржосницкая М. А.— Девонские отложения Закавказья. ДАН СССР, т. XIX, № 8, 1948 г.
Rieben H.— Contribution a la géologie de l'Azerbeidjan Persan. Bull. Soc. neuchateloise sci. nat. t. 59,1934 (1935).
Rivière A.— Contribution a l'etude géologique de l'Elbourz (Perse). Rev. de géographie physique et de géologie dynamique, Paris 1934[а].
Rivière A.— Preliminary note on the mountains of the Sepaien region (Elbourz, Perse). Soc. Géol. France, Seances, f. 16 (1934).
Rivière A.— Contribution à l'etude géologique de l'Anti-Elbourz Soc. Géol. France, Bull., Ser. 5, t. 6, 1936.
Рубинштейн М. М.— Сейсмичность Грузии в связи с ее геотектоническим строением. Сообщения АН ГрузССР, т. X, № 3, геология, 1949 г.
Рубинштейн М. М.— Некоторые вопросы сейсмотектоники Грузии. Тр. Совещ. по тектонике Альпийской геосинкл. области юга СССР. Баку, 1956 г.
Рябинин А. Н.— Заметка об ископаемых птицах из верхнетретичных отложений Закавказья. Зап. Росс. минер. общ., ч. LX, вып. 2, 1931 г.
Рябинин А. Н.— Фораминиферы третичных отложений СССР. Нуммулиты Закавказья (Армения), вып. 1, Ереван, 1938 г.
Розова Е. А.— Глубинное строение земной коры Кавказа. Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, № 94, 1939 г.
Сардарян С. А.— Палеолит в Армении. Изд. АН АрмССР, Ин-тут истории, Ереван, 1954 г.
Саркисян С. П.—О возможной газоносности и нефтеносности Армении. Нефт. хоз. № 5, 1948 г.
Саркисян С. Г. и Гаспарян И. Г.— К вопросу о минералогическом составе коренных пород северо-западной части оз. Севан. Изв. АН АрмССР, т. III, № 2, 1950 г.
Саркисян С. Г. и Шаповалова Г. А.— Петрография майкопских и сарматских отложений Восточн. Грузии и палеогеография времени их образования. Изд. АН СССР, 1952 г.
Sieberg A.— Handbuch der Geophysik Bd. 18, Lf. 3. Berlin, 1929.
Ситковский И. Н.— К вопросу о золотоносности Закавказья. Пробл. сов. геол. № 2, 1936 г.
Славин В. И.— Стратиграфия и тектоника центральной части Карабахского хребта (Малый Кавказ). Сов. геол., № 6, 1945 г.
Славин В. И.— О некоторых древних вулканах Малого Кавказа. Изв. АН СССР, сер. геол., № 16, 1947 г.
Смирнов Г. М.— Район минеральных источников сел. Дилижан и Никитино. Целебный Кавказ, № 5—6, 1915 г.
Смирнов Г. М. и Заридзе Г. М.— Неоинтрузия в Дзирульском кристаллическом массиве. Докл. АН СССР, т. 11 (XI), № 78, 1936 г.
Смирнов Г. М. и Топурия П. А.— К петрографии части Армянского вулканического нагорья. Тр. Груз. научн. иссл. инст. минер. сырья, вып. 2, 1938 г.

Смирнов Н. Н.— Материалы по петрографии Центральной Армении. Мат. по геол и гидрогеол. АрмССР, Арм. фил. АН СССР, вып. 2, 1938 г.
Соболев Н. Д.— Закавказские месторождения хризотил-асбеста. Минер. сырье, № 7/8, 1930 г.
Соловьев П.— Вулканический туф Армении как строительный материал Закавказья. Эконом. вестн. Армении, № 3, (15), 1926 г.
Соловкин А. Н.— К петрографии Малого Кавказа. Плагиогранит из Нагорного Карабаха. Изв. Азерб. Краснозн. нефт. инст. № 5 (II), 1933 г.
Соловкин А. Н.— К характеристике юрских и меловых отложений Южного Карабаха. Изв. Азерб. нефт. инст., № 6 (12), 1934 г.
Соловкин А. Н.— Геолого-петрографический очерк Нагорного Карабаха. Тр. Азерб. фил. АН 1937 г.
Соловкин А. Н.— Геологический очерк южной части бассейна р. Базарчай. Тр. Аз. фил. АН СССР, т. XVI, Баку, 1939 г.
Соловкин А. Н.— Интрузии и интрузивные циклы Азербайджанской ССР. Изд. Аз. ФАН Баку, 1939 г.
Соловкин А. Н.— О возрасте интрузий северо-восточной части Малого Кавказа. ДАН СССР, т. XVIII, № 5, 1944 г.
Соловкин А. Н. и Гаврилов М. Д.— Геологический очерк южной части бассейнов р. р. Баргушат-чай и Охчи-чай (Чаундур). АзССР. Труды Аз. геолуправления, т. I, Баку 1940 г.
Соловкин А. , .— О четвертичных образованиях Карабахского плато. Сов. геология, № 9, 1940 г.
Соловкин А. Н.— Опыт стратиграфии интрузивных и эффузивных образований. Изд. Азерб. геол., упр. Баку, 1941 г.
Соловкин А. Н.— Новые данные о рудоносности интрузий Малого Кавказа. ДАН СССР, № 8. 1945 г.,
Соловкин А. Н.— Интрузии междуречья рек Тертер и Кюрак-чай в АзССР. ДАН СССР, т. LX, № 3, 1948 г.
Сопко П. Ф.— О возрасте интрузивных пород Сев. Армении. Вопросы теорет. и прикл. геол. Сб. 3, изд. МГРИ, 1947 г.
Соседко А. Ф.— По северо-восточной Персии. «Природа», № 3, 1931 г.
Соседко А. Ф.— Орографический и геологический очерк северо-восточной Персии. Изд. Гос. географ. общ., т. XIV, в. 4—5, 1932 г.
Стебницкий И. И.— О Понтийском хребте. Изв. Кавказск. отд. русск. геогр. о-ва, VII, 1881 г.
Степанян В. А.— Исторический обзор о землетрясениях Армении и в прилегающих районах. Закавказская конференция по антисейсмическому строительству. Изд. АН. АрмССР, Ереван, 1942 г.
Степанян В. А.— Краткая хронология наиболее значительных землетрясений в исторической Армении и в прилегающих районах. Закавказская конференция по антисейсмическому строительству. Изд. АН АрмССР, 1942 г.
Степанянц О. С.— Минеральные ресурсы цветных металлов Алавердского района в ССР Армении. Цветные металлы, № 9, 1936 г.
Степанянц О. С.— Ахтальское полиметаллическое месторождение. Мат. по геологии и гидрогеол. АрмССР, АН СССР, Ереван, 1938 г.
Степанянц О. С.— Стратиграфия Алавердского рудоносного района, АН АрмССР, 1 научн. сессия Инст. геол. наук, Ереван, 1954 г.
Stchepinsky V.— Note sur la stratigraphie générale de la Turquie. Bull. Soc. Géol. France, Paris, Ser. 5, 16, 1946.
Stojanov A. A.— Of the character of the boundary of Palaezoicamd mezozoic near. Mem. Soc. Imp. Russe, Miner, Vol,. XLVII st. Petersburg, 1910.
Стоянов А. А.— О новом роде Brachiopoda Армении. Изв. АН, 1910 г.
Стоянов А. А.— О некоторых пермских Brachiopoda Армении. Труды геол. ком., нов. сер., вып. III, 1916 г.
Стоянов А. А.— Краткий годовой отчет об исследовании полезных ископаемых Нахичеванского и Шаруро-Даралагезского уездов Эриванской губернии. Изв. геол. ком., т. XXXVI, № 1, 1917 г.
Стоянов А. А.—Отчет о геологических исследованиях, произведенных летом 1917 г. в Турецкой Армении. Изв. геол. ком. 37, № 1, 1918 г.
Татевосян Т. Ш.— Каменный град в андезитах горы Ара. Изв. АН Арм. ССР, № 8, 1947 г.
Татевосян Т. Ш.— Интрузивная залежь габбро-диоритов Ширакского хребта. Изв. АН АрмССР, № 2, т. III, 1950а г.
Татевосян Т. Ш.— К петрографии основных и ультраосновных пород Амасийского района АрмССР. Изв. АН АрмССР, т. III, № 2, 1950б г.
Татевосян Т. Ш.— Эклогитоподобные метаморфические сланцы Амасийского района АрмССР. Изв. АН АрмССР, т. IV, № 2, 1951 г.

Татевосян Т. Ш.— Некоторые метаморфические породы СВ побережья оз. Севан. Научн. труды Ереванского Госунивер., т. XXXVII, (сер. геол.), 1952 г.
Татевосян Т. Ш.— К петрографии изверженных пород Красносельского района АрмССР. Изв. АН АрмССР, №2, 1952 г.
Татевосян Т. Ш.— К петрографии третичных эффузивных образований северных склонов Баргушатского хребта в АрмССР. Изв. АН АрмССР, № 6, 1955 г.
Тахтаджян А. Л.— Новый вид р. Gleichenia из верхнемеловых отложений Дарапагеза. Докл. АН АрмССР, 1—2, 1944 г.
Тахтаджян А. Л.— История развития растительности Армении. Тр. Бот. инст. АН АрмССР, т. IV, 1946 г.
Тахтаджян А. Л. и Габриелян А. А.— Опыт стратиграфической корреляции вулканогенных толщ и пресноводных образований плиоцена и нижнего постплиоцена Малого Кавказа. ДАН АрмССР, № 1, 1948 г.
Tietze E.— Bemerkungen über die Tektonik des Alborgenbirges in Persien. Jahrbuch der K. K. Geol. Reichsanstalt Bd. XXVII, 1887.
Тихомиров В. В.— Малый Кавказ в верхнемеловое время (основные типы отложений и условия их образования). Тр. Инст. геол. наук, вып. 123, Изд. АН СССР, сер. геол. № 44. 1950 г.
Тихомиров В. В. и Жузе Б. П.— Новые материалы к установлению возраста соленосной толщи Нахичеванской АССР. ДАН СССР, т. LXXV, № 4, 1950 г.
Тихомиров В. В.— Сходные черты верхнемеловой истории русской платформы и Малого Кавказа (памяти академ. Архангельского А. Д.), АН СССР, 1951 г.
Трескинский С. А.— Строение Эльбурса. БМОИП, отд. геол., 1946 г., № 3.
Tromp S. W.— Main structural units of the Anatolian orogenic belt. Journ. Géol., 4, 1947.
Туманян О.— Сырьевые ресурсы меди Армении и перспективы их использования. Научн. труды Ерев. Гос. Унив., т. XV, стр. 37 (на арм. яз.), 1940 г.
Турутанова-Кетова А. И.— Некоторые данные к новейшей ископаемой флоре Армении. Труды Геол. инст. АН СССР, т. III, 2 табл., 1933 г.
Турцев А. А.— Геологический очерк восточных цепей Памбакского хребта. Басс. оз. Севан. Изд. АН СССР, 1929 г.
Турцев А. А.— Гидрогеологический очерк бассейна реки Занги, ч. 1, АН СССР. р. Сов. по изуч. произв. сил, серия Закавказск., вып. 1, 1931 г.
Фигуровский И. Г.— Краткий климатический очерк Кура-Араксинского бассейна. Мат. к общ. сх. исп. водн. рес. Кура-Араксин. басс., вып. 1, Тифлис, 1930 г.
Фиолетова А. Ф.— Исследование причин разнообразной окраски артикских туфов. Всес. инст. строит. мат. минер. происх., вып. 35, 1931 г.
Флоренский А. А.— Природные газы Армении и Нахичеванского края. Природн. газы, сбор,. 4—5, 1932 г.
Frech F. und Arthaber G.— Ueber das Paleozoicum in Hochormenien und Persien mit einen Auhand uber die Kreide von Paleont. und Géol. Oster Und. des Orients 1900, Band XII, Hef. t. VI.
Furon R.— La géologie du plateau Iranien (Perse, Afghanistan, Béloutchistan). Rev. gen. sci. t. 48, Jan. 31 (1937).
Furon R.— Géologie du plateau Iranien. Mém. Mus. Sc. Nat. T. VII, fasc. 53, 1941.
Фюрон Р.— Введение в геологию и гидрогеологию Турции (Перевод с франц. В. Г. Левинсона), М. Изд. иностр. литературы, 1955 г.
Хаин В. Е.— К истории Закавказья на границе олигоцена и миоцена. Азерб. нефт. хоз., № 5—6, 1937 г.
Хаин В. Е.— К палеогеографии Кавказа в верхнем мезозое и нижнем палеогене. ДАН СССР, т. XXI, № 9. 1938 г.
Хаин В. Е.— Главнейшие черты тектонического строения Кавказа. Сов. геол., № 39, 1949а г.
Хаин В. Е.— О некоторых особенностях верхнемелового вулканизма Закавказья. ДАН Азерб. ССР, т. V, № 11, геология, 1949б г.
Хаин В. Е. и Леонтьев Л. Н.— О кайнозойском вулканизме Малого Кавказа. ДАН СССР, т. 67, № 4, 1949 г.
Хаин В. Е. и Леонтьев Л. Н.— Основные черты геотектонического развития Кавказа. Бюл. МОИП, отд. геол., вып. 3—4, 1950 г.
Хаин В. Е.— Развитие и современное состояние основных представлений по геологии Кавказа. ДАН Азерб. ССР, т. VII, № 9, 1951 г.
Хаин В. Е.— Тектоническое строение Азербайджана. Тр. конф. по вопр. региональной геологии Закавказья (ноябрь, 1951 г.). Изд. АН Азерб. ССР. Баку, 1952 г.
Хаин В. Е. и Шарданов А. Н.— Геологическая история и строение Куринской впадины. Изд. АН Азерб. ССР, Баку, 1952 г.
Халилов А. Г.— Нижнемеловые отложения Азербайджанской части Малого Кавказа. Изд. Азерб. ССР, Баку, 1955 г.

Хачатурян Э. А.— О возрасте Кохбской интрузии. Изв. АН АрмССР, т. III, № 8, 1950 г.
Цагарели А. Л.— Верхний мел Грузии (автореферат), на правах рукописи. Груз. Политехн. инст., Тбилиси, 1951 г.
Цулукидзе, Халатов, Архипов— Геологическое описание части Нахичеванского уезда Эриванской губернии. Мат. для геол. Кавк., кн. 1, сер. 1, 1869 г.
Цулукидзе, Архипов и Халатов.— Геологическое описание северной части Нахичеванского уезда Эриванской губ. и части Зангезурского уезда Елизаветпольской губ, Тифлис, 1870 г.
Цхакая А. Д.— Очерк развития сейсмологии в Грузии. Тбилиси, 1950 г.
Цхакая А. Д.— К вопросу сейсмичности Ахалкалакского нагорья. Изв. АН СССР, сер. геофиз. № 1, 1956 г.
Чирков-Инок Н.— Материалы по исследованию известняков Алмалыкского и Джаджурского районов АрмССР, Ереван, 1934 г.
Шихалибейли Э. Ш.— Юрские отложения Азербайджана. Тр. конф. по вопр. регион. геол. Закавк, Изд. АН АзССР, 1952 г.
Шихалибейли Э. Ш.— Тектоника Севано-Акеринского синклинория в пределах Азербайджана. Тр. сов. по тектонике Альпийской геосинклинальной области юга СССР, Баку, 1956 г.
Ширинян К. Г.— Стратиграфическое расчленение четвертичной туфолавовой толщи области г. Арагац. «Вопросы геологии и гидрогеологии АрмССР», Изд. АН АрмССР, Ереван, 1956 г.
Schenck H. G.— Stratigraphy of northern Iran (Abstract) Am. Assos. Petrol, Geol., Bull. Vol. 22, 1938.
Schroeder J. W.— Essai sur la structure de l'Iran, Eclogal Geol. Helvetiae, Vol. 37, No. 1, 1944.
Stahl A. F.— Persien Handbuch der regionalen Geologie. V—6, Heidelderg, 1912.
Stahl A. F.— Kaukasus. Handbuch der regionalen Geologie, Hf. 25, (V Bd., 5 Abt.) 80 S., 10 Taf. Heidelberg, 1923.
Stahl A. F.— Die orographischen und hydrographischen Verhältnisse des Elbours—Gebirges in Persien, Peterm. Georgr. Mitt., 1927. 73 Jahrg., SS 211—215.
Щукин И. и Щукина А.— Очерки Армянского нагорья. Землеведение, т. XXIX, вып. 1—2, 1927 г.
Эйнор О. Л. и Миклухо-Маклай А. Д.— К фауне фораминифер Закавказья. ДАН СССР, новая серия, т. LIII, № 7, 1947 г.
Эристави М. С.— Грузинская глыба и смежные области в нижнепермское время. Автореферат докторской диссертации. Ин-т геол. и минер. АН Грузин. ССР, 1948 г.
Эристави М. С. и Егоян В. Л.— Новые данные по стратиграфии нижнемеловых отложений Армении. ДАН АрмССР, т. XX, № 3, 1955 г.
Эрн А.— Геологическое исследование Катар-Кавартского месторождения медных руд Зангезурского уезда Елизаветпольской губернии. Мат. для геол. Кавк., сер. III, кн. 9, 1910 г.
Юзбашев М. С. и Демехин А. П.—Джаджурское месторождение лигнита. Сборн. научн. трудов ЕрПИ, № 8, Ереван, 1954 г.
Яковлев Н. Н.— Геологическое исследование Даралагеза в Закавказье. Изв. ГГРУ, т. L, вып. 32, 1931 г.
Яковлев Н. Н.— Две верхнепермские морские лилии из Закавказья. Изв. АН СССР, № 7, 1933 г.
Яковлев Н. Н.— Девонская система, палеозой Армении и Азербайджана. Геология СССР. Закавказье, т. X, ч. 1, 1941 г.
Яковлев Н. Н.— Пермь Закавказья. Тр. XVII сессии ВГК, т. III.

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Предисловие	V
Введение	1
Глава первая	
Стратиграфия докембрия и палеозоя	7
1. Эопалеозой	7
2. Готландий	11
3. Девон	13
А. Средний девон	13
Б. Верхний девон	15
4. Карбон	20
5. Пермь	22
А. Нижняя пермь	22
Б. Верхняя пермь	24
Глава вторая	
Стратиграфия мезозоя	26
1. Триас	26
А. Нижний триас	26
Б. Средний триас	27
В. Верхний триас	28
2. Юра	29
А. Нижняя юра	29
Б. Средняя юра	33
В. Верхняя юра	42
3. Мел	53
А. Нижний мел	53
Б. Верхний мел	61
Глава третья	
Стратиграфия кайнозоя	87
1. Палеоген	87
А. Палеоцен (?) и эоцен	87
Б. Олигоцен	104
2. Неоген	112
А. Миоцен и понт	112
Б. Плиоцен	128
3. Антропоген	143
А. Озерные и озерно-речные отложения	143
Б. Ледниковые отложения	151
В. Лавы	157
Г. Туфы-туфолавы (игнимбриты)	172
Д. Травертины	181
Е. Речные и другие наносные отложения	185
Глава четвертая	
Стратиграфия интрузивных пород	198
1. Эопалеозойские интрузии	199

2. Средне-верхнепалеозойские интрузии 200
3. Нижнемезозойские (предюрские) интрузии 202
4. Средне-верхнемезозойские гранитоидные интрузии 205
5. Верхнемеловые и эоценовые гипербазитовые интрузии 212
6. Эоценовые гипабиссальные габбро-порфиритовые и габбро-диоритовые интрузии 224
7. Эоценовые гранитоидные интрузии 230
8. Эоценовые комплексы щелочных интрузий 244
9. Миоплиоценовые интрузии 249

Глава пятая

Тектоника 258
1. Строение земной коры 258
2. Формационные группы и тектонические этажи 262
3. Разломы и флексуры глубокого заложения 269
4. Тектоническая зональность 278
А. Антикавказский оротектонический пояс 282
Б. Севанский оротектонический пояс 291
В. Араксинский оротектонический пояс 301
5. Основные черты истории тектонического развития 312
6. Сейсмотектоника 316

Глава шестая

Металлогения 332
1. Рудные формации 334
2. Металлогенические эпохи 342
3. Факторы, контролирующие оруденение 346
4. Глубина формирования постмагматических месторождений 355

Глава седьмая

Гидрогеология 360
1. Пресные воды 363
2. Минеральные воды 376
Заключение 403
Литература 405

ОПЕЧАТКИ

Стр	Строка	Напечатано	Следует читать
5	22 снизу	относительной	абсолютной
5	21 снизу	4905	4095
69	18 сверху	Pcel.	Pčel.
70	26 сверху	Pcel.	Pčel.
134	4 сверху	Б. Ареаната	Б. Арарата
397	8 графа	Температурат ^{0}C	Температура T^{0}C

Редактор **А. Кочарян**
Художник **Г. Рухкян**
Худ. редактор **О. Асатрян**
Техн. редактор **Э. Чанчапанян**
Контрольный корректор **И. Карумян**

ВФ 06997 Заказ 323 Тираж 3000

Сдано в производство 29/V 1957 г. Подписано к печати 3/IX 1958 г.
Бумага 70×108¹/₁₆ Печ. 25,5 л.=29,83 ус. л. Уч.-изд. л.28,5+11 вкл. и.
2 бум. лист карта
Цена 17 р. 90 к.

Полиграфкомбинат Главного управления издательств и полиграфической промышленности Министерства культуры Арм. ССР, Ереван, ул. Теряна, 91.