

А. А. САДОЯН

ЛИТОЛОГИЯ
ПАЛЕОГЕНА
АРМЯНСКОЙ
ССР

ЭРЭՅԱՆ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱ
ԵՐԿՐԱԲԱՆԱԿԱՆ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԻՆՍՏԻՏՈՒՏ

Հ. Ա. ՍԱԴՈՅԱՆ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ՊԱԼԵՈԳԵՆԻ
ՆՍՏՎԱԾՔԱԲԱՆՈՒԹՅՈՒՆԸ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԳԱ ՀՐԱՏԱՐԱԿՉՈՒԹՅՈՒՆ
ԵՐԵՎԱՆ 1989

АКАДЕМИЯ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

А. А. САДОЯН

ЛИТОЛОГИЯ
ПАЛЕОГЕНА АРМЯНСКОЙ ССР

ИЗДАТЕЛЬСТВО АН АРМЯНСКОЙ ССР
ЕРЕВАН

1989



ББН 26.303

С 143

Печатается по решению ученого совета Института геологических наук АН Армянской ССР

Ответственный редактор доктор геолого-минералогических наук
М.А. Сатян

Книгу рекомендовали к печати рецензенты: доктор геолого-минералогических наук *О.А. Сархисян*, кандидат геолого-минералогических наук *В.П. Асратян*

Монография посвящена вопросам литологии палеогена Армянской ССР. В ней рассмотрены разрезы и типы пород флишевой, терригенно-карбонатной (датский ярус-эоцен), нижнемолассовой (верхний эоцен-нижний олигоцен) формаций. Дана краткая характеристика турбидитных образований. Сделана попытка восстановить палеогеодинамическую обстановку и фациально-палеогеографические условия накопления отложений флишевой и молассовой формаций верхнего мела-нижнего миоцена на территории Армянского нагорья, Малого Кавказа и сопредельных областей. Приводится краткая оценка коллекторских свойств пород и перспектив нефтегазоносности палеогена Армянской ССР.

Книга предназначена для широкого круга геологов, а также преподавателей и студентов высших учебных заведений.

С 1904020000 63-87
703(02)-88

©Издательство АН Армянской ССР, 1988.

В В Е Д Е Н И Е

Начиная с 60-х, особенно с 70-х годов двадцатого века, в концепциях геологических наук происходят скачкообразные изменения на фоне развития теории новой глобальной тектоники (тектоники литосферных плит). Естественно, что они наблюдаются и в литологии, в одной из сравнительно новых геологических дисциплин, тесно связанных с тектониной. В нынешней стадии развития литологии возникли новые задачи выяснения условий осадконакопления, характера фаций и формаций в древних геодинамических обстановках Земли. Созрела необходимость новой литофациальной и палеогеографической интерпретации геодинамических обстановок прошлого.

Одной из литологически, особенно палеогеографически слабо обоснованных геодинамических обстановок можно считать активные континентальные окраины, в том числе островодужные и интрадуговые области.

Основной задачей представленной работы является восполнение этого пробела на примере исследования литологии и выявления особенностей флишеобразования палеогеновых отложений Армении и сопредельных областей, расположенных преимущественно между Тавро-Загросским и Амасия-Севацским офиолитовыми швами (сутурами).

Сделана новая интерпретация палеогеодинамических обстановок и палеогеографии указанного региона в палеогеновое время.

Выяснены условия накопления и некоторые постседиментационные изменения палеогеновых отложений.

В морских бассейнах указанного региона в палеогеновое время формировался своеобразный набор флишевых отложений, который заметно отличается от одновозрастных турбидитных комплексов других областей Альпийско-Гималайского пояса.

Породы палеогена являются одним из наиболее мощных (5000-7000м) и распространенных геологических образований на территории Армянской ССР и сопредельных областей Альпийско-Гималайского складчатого

пояса. Они представлены разнообразными осадочными, вулканогенно-осадочными и вулканоплутоническими комплексами.

Осадочные и вулканогенно-осадочные отложения палеогена (датский ярус - нижний-средний(?) олигоцен) территории Армянской ССР относятся к морским фациям и входят в состав преимущественно флишевой, а также терригенно-карбонатной и нижнемолассовой формаций. Отложения молассовой (красноцветная и угленосная сероцветная) формации (средний-верхний олигоцен - нижний миоцен) относятся к лагунно-континентальным фациям. Естественно, что детальное литологическое изучение этого мощного комплекса разнофациальных отложений и выяснение условий их образования является нелегкой задачей. Даний-эоценовые отложения Армянской ССР многие геологи считают преимущественно мелководными, а автор данного исследования основную их часть, слагающую флишевую формацию, относит к турбидитным, умеренно-глубоководным образованиям.

В разрезах фанерозоя Армянской ССР отложения палеогена считаются наиболее перспективными в отношении нефтегазоносности. Породы некоторых интервалов разрезов палеогена Араксинской зоны являются сравнительно удовлетворительными порово-трещинными (даний-нижний эоцен) и гранулярными (эоцен и особенно олигоцен) коллекторами нефти и газа. Таким образом, изучение литологии, коллекторских свойств и условий образования пород палеогена имеет большое научное и практическое значение и является основной задачей данного исследования.

Главной целью представленной работы является выявление особенностей флишеобразования на примере даний-эоценовых отложений Мало-го Кавказа и сопредельных областей Армянского, Анатолийского и Иранского нагорий. Здесь, в отличие от других областей Альп-Гималайского складчатого пояса, удачно сочетаются осадочные (терригенно-карбонатные, терригенные) и вулканогенно-осадочные (осадочно-вулканокластические и пирокласто-осадочные) турбидитные образования.

Для краткости изложения в настоящей работе автор не приводит детального литологического описания пород нижнемолассовой и верхнемолассовой формаций олигоцена Севано-Ширакского синклинория. Оно достаточно подробно изложено О.А.Саркисяном (1966) и в Т.5 "Геологии Армянской ССР" (1974).

Настоящая работа является результатом многолетних исследований, проведенных в Институте геологических наук АН Армянской ССР.

Автор считает своим долгом выразить глубокую признательность сотрудникам ИГН АН Армянской ССР во главе с академиком АН АрмССР А.Т.Асланяном, академику АН Армянской ССР А.А.Габриеляну, В.П.Асратяну, А.Т.Вегуни, О.А.Саркисяну и многим коллегам из разных геологических учреждений страны, советы которых способствовали составлению и завершению этой работы.

Автор чтит память профессора С.Г.Саркисяна, советы которого легли в основу представленной работы.

Г л а в а 1

ПРОБЛЕМЫ ОБРАЗОВАНИЯ ОСАДОЧНОГО И ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНОГО ФЛИША

Отложения флишевой формации являются одним из наиболее мощных и характерных образований складчатых областей. Выделяются отложения терригенного, карбонатного и вулканогенно-осадочного флиша (Афанасьев, 1979; Беридзе, 1983; Вассоевич, 1951; Вялов, 1961; Марневич, 1978; Начев, 1980; Садоян, 1983; Хворова, 1961; Нас/Cas, 1979; Нюнен/Kuenen, 1964; Риси-Лючи/Ricci-Lucchi, 1975). Для объяснения генезиса флишевых образований были выдвинуты в основном две гипотезы: осциляционная (Вассоевич, 1951) и турбидитная (Kuenen, Migliorini, 1950). Новые данные морской геологии и экспериментальных исследований (Шепард, 1976; Леонтьев, Сафьянов, 1973; Нюнен, 1969; Седиментология, 1980) показали, что вторая гипотеза учитывает многие особенности флишеобразования и в настоящее время она является почти общепринятой. В Советском Союзе эту гипотезу впервые поддержала и развивала в своих трудах И.В.Хворова (1958, 1961, 1978). Автор тоже применяет принцип турбидитного флишеобразования для верхних мел-палеогеновых отложений Армянского нагорья и сопредельных областей с ритмичным, преимущественно градационным типом чередования многослоев (Садоян, 1965, 1974, 1982а, 1982б, 1983). Теория турбидитного осадконакопления получила широкое распространение (Kuenen, 1964; Bouma, 1962, 1964; Dzulynski, Ksiazkiewicz, Kuenen, 1959; Nachew, 1980; Normark, 1978; Романовский, 1976; Walker, 1967, 1978 и др.) и автору представляется нецелесообразным здесь снова повторять основные ее принципы.

Одним из основных проблем настоящей стадии изучения древних флишевых толщ является выяснение геодинамической обстановки их окончательного накопления. Известно, что в морских (океанических) бассейнах для возникновения гравитационных, преимущественно турбидитных потоков и формирования мощных флишевых образований, в основном не-

обходимы следующие условия: 1) интенсивное поступление кластического (в т.ч. интракластического и вулканокластического) материала из источников сноса; 2) существование заметного батиметрического градиента между первоначальной и конечной областями накопления осадков флишевого характера; 3) сохранение на сравнительно длительный срок активного тектонического режима, обеспечивающего устойчивое функционирование первого и второго условий на соответствующих палеогеографических обстановках. Отложения флишевой формации являются характерными образованиями геосинклиналей. Сейчас по теории "тектоники плит", выделяются более определенные геодинамические обстановки, такие как активные континентальные окраины с островодужными системами или без них, междугловые бассейны, пассивные континентальные окраины и др. (Дикинсон, 1974; Дьюи, Берд, 1974; Нариг, 1974; Панхем, Фалви, 1974; Зоненшайн, Савостин, 1979 и др.). Турбидиты накапливаются в основном в умеренно-глубоководных бассейнах активных, пассивных континентальных окраин и особенно, островодужных систем. Терригенные, терригенно-карбонатные флишевые образования более характерны для пассивных континентальных окраин, а вулканогенно-осадочные (пирокластические, пирокласто-осадочные и вулканотерригенные) - для бассейнов активных континентальных окраин с вулканическими островными дугами. Важен также вопрос, в какой части островодужной системы они формировались - в тыловом бассейне, или в фронтальной, приокеанической части островной дуги? Выяснение этого вопроса помогает также определению наклона древней зоны Бенъофа (Benioff, 1954)*. Нужно отметить только, что вопросам образования вулканогенно-осадочного флиша, по сравнению с терригенным и терригенно-карбонатным, посвящены меньше геологических исследований (Беридзе, 1983; Cas, 1979; Маркевич, 1978; Садоян, 1983; Хворова, 1961, 1978 и др.). Малый Кавказ и северная часть Армянского нагорья являются теми немногочисленными участками Альпийско-Гималайского складчатого пояса, где удачно сочетаются вулканогенно-осадочные и терригенно-карбонатные флишевые комплексы верхнего мела-палеогена.

В южной, Араксинской зоне указанного региона распространены

* В советской геологической литературе ее также называют зоной Бенъофа-Заварицкого (Монин, 1977 и многие другие), а в японской - зоной Бенъофа-Вадати (Нуширо, 1984).

терригенно-карбонатные (даний-нижний эоцен), карбонатно-терригенные (средний-верхний эоцен) и сравнительно меньше - пирокласто-осадочные (средний эоцен) турбидитные образования (Садоян, 1965, 1966, 1983). В северной, Базум-Зангезурской зоне, входящей в Понтийско-Малокавказско-Иранскую островную дугу, развиты пирокластические, осадочно-пирокластические и пирокласто-осадочные турбидитные образования (Садоян, 1983, 1984, 1985а, 1985в; Саркисян, 1966, 1974). Терригенно-карбонатные флишевые комплексы в этой зоне имеют сравнительно небольшое распространение. Характерно, что с удалением от осевой полосы Базум-Зангезурской зоны наблюдается переход от осадочно-пирокластических к пирокласто-осадочным, вулканотерригенным и карбонатно-терригенным флишевым образованиям. В этом же направлении, особенно в южном, возрастает роль палеозой-докембрийских невулканических блоковых поднятий как источников сноса для поставки карбонатно-терригенного материала. Роль последних усиливается в периоды затухания вулканической деятельности. Следует отметить, что на территории Армянской ССР эоценовый, особенно среднеэоценовый вулканизм, имел в основном андезитовый, андезитобазальтовый и андезито-дацитовый характер, с высоким коэффициентом explosивности. С юга на север, особенно в Севано-Ширакском синклинии, увеличивается роль кислого вулканизма.

Вызывает большой интерес вопрос о морских пирокластических потоках (Fiske, 1963; Вознесенская, 1974; Власов и др., 1974; Грешнер, 1974; Садоян, 1984, 1985) и их связи с туфогенными турбидитами (Mutti, 1965, "Формации Санмарского аллохтона", 1978; Садоян, 1985). Здесь важным является выяснение возможности возникновения пластических деформаций спекания в подводных условиях. Можно предполагать, что этот процесс, несмотря на быструю потерю тепла, может происходить для сравнительно больших потоков раскаленного, насыщенного перегретыми газами пирокластического материала под влиянием гидростатического давления, до глубин критического давления вулканических газов (Sadoyan, 1985).

В разрезах верхней мел-палеогеновой флишевой формации выделяются отложения верхнего, среднего и нижнего верхов подводных конусов выноса. Помимо отложений классических турбидитов (образования мутьевых потоков сравнительно низкой концентрации), выделяются также отложения обломочных, зерновых потоков (турбидиты высокой концентрации. Hampton, 1979; Stauffer, 1967; Садоян, 1983; Walker, 1978; Carter, 1975).

Одним из неосвещенных проблем вулканогенно-осадочного флиша можно считать вопрос, почему в туфогенных турбидитах макротекстурные знаки, особенно механоглифы и биоглифы, встречаются реже, чем в терригенно-карбонатных. Для механоглифов этот вопрос связан с наличием подстилающего эродированного, в основном алевро-пелитового осадка. Нужно отметить, что на территории Армянской ССР в разрезах вулканогенно-осадочного флиша, в сходных фациальных условиях, например в среднем конусе выноса, легко эродированных пелитоморфных отложений встречается сравнительно меньше, чем в терригенном и терригенно-карбонатном флише. Известно, что следы жизнедеятельности илоедов в разрезах вулканогенно-осадочной флишоидной субформации среднего эоцена также встречаются не часто. Характерно, что среди выявленных следов нередки биоглифы, заполненные материалом, обогащенным хлоритом.

Анализ флишевых многослоев дания-эоцена показал, что существует отрицательная корреляционная связь между гемипелагическими глинами и собственно турбидитными образованиями. Между мощностями слоев турбидитного генезиса существует более или менее тесная положительная корреляционная связь (Садоян, Сарафян, 1984).

Характерно, что в Тавро-Кавказской области вулканогенно-осадочные, туфогенные турбидиты развиты преимущественно в эвгеосинклинальных, а терригенно-карбонатные - в миогеосинклинальных зонах. Можно считать, что мощные вулканогенно-осадочные флишевые образования относятся, в основном, к областям островодужных систем, а терригенные и терригенно-карбонатные чаще формируются в умеренно-глубоководных бассейнах пассивных континентальных окраин и микроконтинентов. Следует отметить, что обдуцированные блоки терригенных и терригенно-карбонатных турбидитных образований, нередко совместно с офиолитами, встречаются в приостровных склонах (между желобом и вулканическим островным поднятием) Понтийско-Малонавказско-Североиранской островной дуги. Вызывает большой интерес метод определения геодинамических обстановок прошлого по петрографо-минералогическим и химическим параметрам песчаных пород, особенно турбидитного генезиса (Crook, 1974; Dickinson and Suczek, 1979; Маркевич и Чудаев, 1979; Maynard et al., 1982; Bhatia, 1983). Этот способ нуждается в дальнейшей детализации, особенно для сравнительно мелких флишевых трогов, где заметно возрастает значение питающих провинций разного петрографического состава, находящихся в аналогичных геодинамических обстановках. На

известно, в отдельных областях складчатых поясов, в том числе и на Малом Кавказе, отмечаются ассоциации блоков флишевых отложений и офиолитовых комплексов. Связь между флишем и серпентинитами в центральной и северной частях Турции отмечен в работе Г. Сестини (Sestini, 1971). Предложены много вариантов для объяснения этого явления, среди которых наиболее вероятным можно считать предположение о тектоническом меланже, формировавшемся в стадии обдукции офиолитовых пластин (Hsu, 1968; ХСЮ, 1976; Дюи, 1979; Нолман, Ирвин, 1979; Sestini, 1971).

Следует добавить, что нуждается в дальнейшей разработке проблема влияния вулканизма (особенно эксплозивного) на флишеобразование. Как известно, в тектоническом меланже Амасия-Севан-Акеринского пояса (Соколов, 1974; Книппер, 1975), помимо серпентинитов и блоков меловых осадочных пород, участвуют также фрагменты осадочных (флишевых, известняковых) толщ палеоцена - нижнего эоцена (районы сс. Амасия, Арданиш, Джанахмед и др.). Характерно отсутствие в составе меланжа этого пояса блоков осадочных образований верхнего эоцена и более молодого возраста. Этот факт, наряду с тем, что формации орогенной стадии исследованного региона начинают формироваться с верхнего эоцена, косвенно указывают, что на дне морского бассейна дания-раннего эоцена еще существовали участки с типично океанической корой, а в строении дна морского бассейна позднего эоцена, кроме осадочного чехла, уже повсеместно участвовала также тонкая континентальная (сиалическая) кора. Наличие палеогеновых, особенно средне-верхнеэоценовых флишевых толщ в Араксинской зоне указывает на то, что флишевые, турбидитные образования могут формироваться и в менее глубоководных (выше зоны карбонатной компенсации) морских бассейнах с тонкой континентальной корой.

При изучении флишевых отложений дания-эоцена использовалась методика, разработанная Н.Б. Вассовичем (1948) и А.А. Боумом (Bouma, 1962, 1964) с некоторыми дополнениями автора.

В данной работе для ритмично чередующихся флишевых многослоев автор применяет термин "циклотема" (cyclothem), введенный Дж. Уеллером (Weller, 1930).

Элементарный цикл - циклотема - по объему повторяющихся многослоев соответствует флишевому ритму Н.Б. Вассовича (1948), пульситу или циклиту С.Л. Афанасьева (1976), последовательности отложений одного мутьевого потока А.А. Боумы.

П.Дафф, А.Халлам, Э.Уолтон (1971, стр.13) справедливо отмечают: "По нашему мнению, все три термина - "ритм", "цикл" и "циклотема" должны рассматриваться как синонимы, за исключением того, что последний из них всегда применяется лишь по отношению к осадочным породам. В полных циклотемах выделяются 3 элемента циклотемы (эц) - I эц, II эц, III эц.

I эц подразделяется на следующие подэлементы циклотемы (пэц): I а пэц - конгломераты; I в пэц - гравелиты, туфы, туффиты и известняки гравийные; I с пэц - песчаники, туфы, туффиты псаммитовые, известняки песчаные; I d пэц - алевролиты, туфы, туффиты и известняки алевролитовые;

II эц - известняки пелитоморфные и мергели; II а пэц - известняки пелитоморфные, мергели известковые; II в пэц - мергели глинистые, туфомергели;

III эц - глины, туфоаргиллиты; III а пэц - глины слабо известковистые; III в пэц - глины неизвестковые и туфоаргиллиты.

Выделяются циклотемы четырех типов в зависимости от участия в их составе Iа, Iв, Iс, Id, пэц.

C_I - циклотемы первого типа:

$C_I = Iа пэц + Iв пэц + Iс пэц + Id пэц + II эц + III эц$; $C_I = Iа пэц + Iв пэц + Iс пэц + Id пэц + II эц$; $C_I = Iа пэц + Iв пэц + Iс пэц + Id пэц + III эц$; $C_I = Iа пэц + Iв пэц + Iс пэц + Id пэц$; $C_I = Iа пэц + Iв пэц + Iс пэц$.

Последние две циклотемы являются неполными.

C_{II} - циклотемы второго типа:

$C_{II} = Iв пэц + Iс пэц + Id пэц + II эц + III эц$; $C_{II} = Iв пэц + Iс пэц + Id пэц + II эц$; $C_{II} = Iв пэц + Iс пэц + III эц$; $C_{II} = Iв пэц + Iс пэц + Id пэц$; $C_{II} = Iв пэц + Iс пэц$;

C_{III} - циклотемы третьего типа:

$C_{III} = Iс пэц + Id пэц + II эц + III эц$; $C_{III} = Iс пэц + Id пэц + II эц$; $C_{III} = Iс пэц + Id пэц + III эц$; $C_{III} = Iс пэц + Id пэц$;

C_{IY} - циклотемы четвертого типа:

$C_{IY} = Id пэц + II эц + III эц$; $C_{IY} = Id пэц + II эц$; $C_{IY} = Id пэц + III эц$.

Часто наблюдается тенденция увеличения мощности циклотем при переходе от IY типа к циклотемам I типа, что происходит, в основном, за счет огрубения зерен и возрастания мощности I эц. Встречаются полные и неполные циклотемы. Полные циклотемы, выделенные по мето-

дине Н.Б.Вассоевича, нередко соответствуют полным флишевым последовательностям (sequences) А.Н.Боумы (1962).

А.Н.Боума и вслед за ним другие исследователи - Р.Г.Уонер (Walker, 1967), П.Г.Стауфер (Stauffer, 1967), П.В.Маревич (1970), Ф.Ринки-Лючи (Ricci-Lucchi, 1975), М.С.Линк (Link, 1975), С.И.Романовский (1976) в разрезе одной турбидитной последовательности отложений снизу вверх выделяют следующие интервалы текстур: а - интервал отсортированной и массивной слоистости; в - интервал нижней параллельной слоистости; с - интервал ряби течения и косой слоистости; d - интервал верхней параллельной слоистости; е - пелитовый интервал (рис.1.1).

Индекс Боума	Текстурный профиль циклотемы	Название интервалов
е		Пелитовый
d		верхней параллельной слоистости
с		ряби течения и косой слоистости
в		нижней параллельной слоистости
а		отсортированной и массивной слоистости

Рис. 1.1. Схема текстурной последовательности в полной циклотеме (по А.Боуме).

Р.Нас (Cas, 1979) в нижних интервалах полной циклотемы, особенно в интервале "а" выделяет еще более дробные подразделения (a_1 , a_2 , a_3). В флишевых образованиях верхнего мела - эоцена полные турбидитные текстурные последовательности типа Tabcde встречаются редко. Более распространены циклотемы - турбидитные последовательности типа Tabe; Tbe; Tbcde; Tae; Tde.

Г л а в а 2

КРАТКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Территория Армянской ССР входит в Тавро-Навказскую область Альпийско-Гималайского складчатого пояса. Она охватывает северную часть Армянского нагорья и южную (основную) часть Малого Кавказа. В схеме расположения основных тектонических элементов Тавро-Навказской области Малый Кавказ относится к Понтийско-Малокавказско-Эльбурскому поясу мегантиклинорий (Асланян, 1984). Армянское нагорье является частью Анатолийско-Иранского пояса межгорных впадин и срединных массивов. Оба эти пояса в основном находятся севернее Тавро-Загросской шовной зоны, отделяющей Евразийский и Афро-Аравийский литосферные плиты. Следовательно, территория Армянской ССР относится не к Афро-Аравийской пассивной континентальной окраине Тетиса, а к активной Евразийской. Как известно (Зоненшайн, Савостин, 1979), индикаторами активных континентальных окраин являются континентальные вулканоплутонические серии, включающие наземные вулканические толщи известково-щелочного и щелочного состава, а также интрузии комагматичных или гранодиоритов, гранитов и щелочных образований. Среди вулканитов заметно возрастает роль кислых разностей. Вулканические толщи ассоциируют с молассами. Для систем островных дуг характерными индикаторами являются известково-щелочные вулканические серии, которые тесно ассоциируют с туфогенными, терригенными турбидитными образованиями.

Наличие мощных толщ верхней мел-эоценового флиша между Тавро-Загросской шовной зоной и Понтийско-Малокавказско-Североиранским поясом, где интенсивно проявлялся (особенно в средне-верхнеэоценовое время) известково-щелочной вулканизм, свидетельствует о существовании зон поглощения (субдукции) в этой полосе, разделяющей Афро-Аравийский и Евразийский крупные литосферные плиты. Не исключена возможность существования здесь более мелких плит и, соответственно, нескольких зон поглощения (Адамян и др., 1982; Вардапетян, 1979;

Зоненшайн и др., 1979; Хаин, 1975; Nowroozi, 1972). Таким образом, можно предполагать, что исследованный рифтон относится к палеогеновой островодужной системе. В силу нарастающей коллизии субдукция в этом отрезке островодужной системы, вероятно, прекратилась в конце палеогена (поздний эоцен-олигоцен).

В схеме донеогеновой тектонической зональности Армянской ССР А.Т.Асланян (1970) выделяет 3 оротектонических пояса (с севера на юг): Антикавказский, Севанский и Арансинский. В указанных поясах соответственно выделяются парные интрагеосинклинали и интрагеоантиклинали. Обособленное место в структуре региона отводится Нафанской моноклинали.

А.Т.Асланян (1984) отмечает, что первые два пояса образуют эвгеосинклинальную область Закавказья, а третий пояс - миогеосинклинальную область, которая может рассматриваться в составе Анатолийско-Иранского субконтинента. В новой схеме тектонического районирования Армении и сопредельных частей Антикавказа (Малого Кавказа), в основу которой заложен принцип возраста складчатости, А.А.Габриеляном (1981) выделяются два тектонических элемента высшего ранга: области ниммерийской и альпийской складчатости с соответствующими элементами более низкого порядка - комплексы, зоны, подзоны. Область альпийской складчатости А.А.Габриеляном делится на две части: а) Базум-Зангезурская шовная, интенсивноскладчатая зона раннеальпийского эвгеосинклинального заложения и б) Перигондванский тектонический комплекс среднеальпийского парагеосинклинального (миогеосинклинального) заложения. Следует отметить, что границы Перигондванского тектонического комплекса почти соответствуют границам Арансинского или Среднеарансинского пояса А.Т.Асланяна. В результате детального анализа тектонических структур более мелкого порядка, на территории Армянской ССР А.Т.Вегуни (1970) выделяются 30 антиклинорий и синклинорий.

Объектом наших исследований явились вулканогенно-осадочные и осадочные формации палеогена Армении, распространенные преимущественно в Арансинской и Базум-Зангезурской зонах.

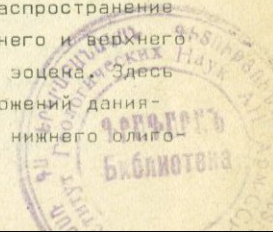
Арансинская структурно-формационная зона соответствует Перигондванскому блоку или Среднеарансинскому оротектоническому поясу (южная и юго-западная части Армянской ССР и территория Нахичеванской АССР). В разрезах зоны присутствуют осадочные (терригенные, карбонатные и эвапоритовые), преимущественно морские отложения девона,

5182

нижнего карбона, перми, триаса, юры (маломощные отложения юры обнаружены только в Вайоцдзоре), верхнего мела, палеогена и неогена общей мощностью около 12 км. Мощность вулканогенно-осадочных и вулканокластических образований верхнего мела, среднего-верхнего эоцена, олигоцена и неогена составляет 3-4 км. Таким образом, в разрезах фанерозоя Арансинской зоны резко преобладают осадочные породы. Характерно, что мощность палеогеновых отложений в устойчиво прогнутых, троговых частях морского бассейна составляет около 4,5 км, а в южных, шельфовых зонах гондванских блоковых поднятий - до 0,5 км. Первые представлены преимущественно турбидитными умеренно-глубоководными терригенно-карбонатными, пирокласто-осадочными и терригенными отложениями, а вторые - только мелководными терригенно-карбонатными и карбонатно-терригенными образованиями. В Арансинской зоне пользуются большим распространением и имеют большие мощности породы терригенно-карбонатной флишевой субформации дания-нижнего эоцена, карбонатно-терригенной флишевой субформации среднего-верхнего эоцена и нижнемолассовой формации верхнего эоцена - нижнего олигоцена. Здесь находится Вединская офиолитовая зона (Сатиан, 1979) или Арансинский офиолитовый пояс (Асланян, 1984). Базум-Зангезурская структурно-формационная зона (Севанский пояс без Нафанской моноклинали представляет собой типичную шовную зону). Здесь находится Главный Малокавказский офиолитовый пояс (Асланян, 1984). М.А.Сатианом (1984) выделяются Севанская и Зангезурская офиолитовые зоны. Как отмечает А.А.Габриелян (1981), для этой зоны характерна интенсивная складчатость слагающих ее меловых и палеогеновых отложений, широкое развитие магматических (эффузивных и плутонических) образований и эндогенной металлогении.

Следует добавить, что в Базум-Зангезурской зоне, где развиты известково-щелочные вулканические образования среднего-верхнего эоцена, где находятся выходы обдущированных пластин офиолитового комплекса, можно предполагать существование отрезка зоны субдукции Понтийско-Малокавказско-Североиранской островной дуги (Зоненшайн и др., 1979; Зоненшайн и др., 1984).

Для Базум-Зангезурской зоны характерно большое распространение мощного комплекса вулканогенно-осадочных пород среднего и верхнего эоцена, в том числе флишеидных образований среднего эоцена. Здесь резко уменьшены мощности терригенно-карбонатных отложений дания-нижнего эоцена, нижнемолассовой (шлировой) формации нижнего олиго-



цена и почти полностью отсутствуют отложения карбонатно-терригенной флишевой субформации среднего-верхнего эоцена. Известно, что палеогеновые отложения являются одним из наиболее распространенных и мощных (до 6 км) комплексов геологических образований Мало-го Кавказа и сопредельных районов Тауро-Кавказской области (Асланян, 1958, 1984; Вегуни, 1979; Габриелян, 1964; Паффенгольц, 1979; Сарнисян, 1966 и др.). Они формировались в разных палеотектонических и палеогеографических условиях, при интенсивном проявлении вулканического и плутонического магматизма. Этим и обусловлена пестрота фаций и разнообразие формаций палеогена исследованного региона (табл.2.1).

Выделяются ряды формаций, характерные для отдельных подзон - Араксинской и Базум-Зангезурской структурно-формационных зон. Несмотря на заметные различия, общим для обеих зон является присутствие формаций орогенной (молассовая, нижнемолассовая) и позднегеосинклинальной (флиш-флишеидная) стадий. В Араксинской зоне имеют большое распространение и мощности - осадочные формации, а в Базум-Зангезурской - вулканогенно-осадочные. В Араксинской зоне развиты карбонатно-терригенные и терригенно-карбонатные отложения флишевой формации, морские сероцветные отложения нижних моласс и лагунно-континентальные пестроцветные отложения верхних моласс. В Базум-Зангезурской зоне развиты вулканогенно-осадочные образования флишеидной субформации. Отложения нижних моласс здесь имеют резко подчиненное распространение. В Севано-Ширакской подзоне молассовая (молассоидная) формация представлена сероцветными угленосными отложениями. В Анкаван-Зангезурской подзоне присутствуют сероцветные, пестроцветные, преимущественно вулканогенно-терригенные образования вулканогенно-молассовой формации.

В Араксинской зоне для подзоны Урц-Вайоцдзорского антиклинория характерно также присутствие терригенно-карбонатной и карбонатно-терригенной формаций позднегеосинклинальной стадии, маломощные отложения которых формировались в шельфовой зоне, окаймлявшей палеозойские блоковые поднятия. Выделение рядов формаций в Урц-Вайоцдзорской, точнее Урц-Южный Вайоцзор-Джюльфинской подзоне (соответствует Урц-Айодзор-Джюльфинской подзоне А.А.Габриеляна) обосновывается следующими аргументами:

мелководным, часто шельфовым характером слагающих палеогеновые формации фаций, которые в основном представлены осадочными (терригенными, карбонатными) отложениями;

ФОРМАЦИИ ПАЛЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ АРМЯНСКОЙ ССР

Т а б л и ц а 2.1

	А р а к с и н с к а я з о н а			Б а з у м - З а н г е з у р с к а я з о н а	
	Приараксинская подзона	Подзона Урц-Вайоц-дзорского антиклинория	Еревано-Ордубадская подзона	Севано-Ширанская подзона	Аннаван-Зангезурская подзона
Нижний миоцен-верхний олигоцен	молассовая	молассовая	молассовая	молассовая	вулканогенно-молассовая
Нижний олигоцен-верхний эоцен	нижнемолассовая	нижнемолассовая с субформацией рифовых органогенных построек		нижнемолассовая	
верхний-средний эоцен	карбонатно-терригенная	карбонатно-терригенная	флишевая с субформациями: карбонатно-терригенная; вулканогенно-осадочная;	Флишеидная с субформациями: вулканогенно-осадочная	Флишеидная с субформациями; вулканогенно-осадочная
средний эоцен					
нижний эоцен-даний	субформация флишевая, терригенно-карбонатная	терригенно-карбонатная	терригенно-карбонатная	карбонатно-терригенная	терригенно-терригенно-карбонатная с угленосной субформац.

- небольшими (80-300 м) мощностями этих формаций;
- почти полным отсутствием синхронных стратифицированных вулканических образований;
- обычно несогласным залеганием палеогеновых отложений на более древних, чаще палеозойских образованиях, относимых к блокам Гондванского (Аравийского) континента и его мелководным окраинам.

Автору представляется целесообразным в дальнейшем при накоплении достаточных геологических, особенно палинспастических данных, выяснить вопрос выделения пояса мелководных шельфовых отложений между Сомхето-Карабахской и Базум-Зангезурской зонами в первой половине палеогена.

Г л а в а 3

ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОСНОВНЫХ РАЗРЕЗОВ И ТИПОВ ПОРОД ПАЛЕОГЕНА АРМЯНСКОЙ ССР

3.1. ФЛИШЕВАЯ ФОРМАЦИЯ (ПАЛЕОЦЕН - ВЕРХНИЙ ЭОЦЕН).

3.1.1. Терригенно-карбонатная флишевая субформация (палеоцен - нижний эоцен).

3.1.1.1. Разрезы.

Флишевые образования палеоцена и нижнего эоцена наблюдаются во многих разрезах Альпийско-Гималайского складчатого пояса (Альпы, Карпаты, Балканы, Большой Кавказ, Малый Кавказ, некоторые горные сооружения Турции, Ирана и др.). Они описаны в работах Азизбекова Ш.А., 1961; Асланяна А.Т., 1958; Асратяна В.П., 1964; Афанасьева С.Л., 1979; Вялова О.С., 1961; Габриеляна А.А., 1964; Гамкрелидзе И.П. и Лобжанидзе Г.П.; Гасанова Т.Аб. (Офиолиты Малого Кавказа), 1985; Мамедова Т.А., 1959; Садомяна А.А., 1965, 1983; Саркисяна О.А., 1966; Сатиана М.А. и др., 1966; Гёксена С.Л. и Неллинга Г. (Göksen and Kelling, 1985); Деркура Д. и др. (Dercourt et al., 1986); Начева И. (Nachev, 1980); Штёклина И. и др. (Stoklin et al., 1969) и др. Представлены преимущественно терригенно-карбонатными и терригенными отложениями. В Армянском нагорье и на Малом Кавказе они имеют большое распространение.* Мощные (до 1500 м) их разрезы отмечены в Араксинской зоне (снв.1 Шорахбюр и снв.2 Мхчян) и в Аджаро-Триалетии. В Араксинской зоне отложения терригенно-карбонатной

*Примечание редактора: терригенно-флишевая формация дания-нижнего эоцена впервые выделена Габриеляном (1959), в Вайоцдзоре им выделена также известняковая формация нижнего эоцена. Ряд исследователей полагают, что верхний возрастной предел формации - палеоцен (Вегуни, 1979, Сатиан, 1979).

флишевой субформации обнажаются в бассейнах р.р. Раздан, Азат, Веди, Арпа, Дюглунчай, Ванандчай, Ордубадчай с максимальными мощностями полных разрезов от 670 м (район с.Двин) до 966 м (район с. Агулис). Они вскрыты скважинами 1 в Арташатской; 2,12 в Масисской; 1,2,8,11 в Мхчянской; 3 в Зейзинской; 1 в Чатминской; 2 и 45 Вайоцзорской; 14 в Разданской; 1 и 31 в Шорахбюрской разведочных площадях.

В Базум-Зангезурской зоне разрезы палеоцена-нижнего эоцена Ширакского, Севанского, Базумского, Памбакского, Гугарацкого и Зангезурского хребтов характеризуются сравнительно малыми мощностями (от 40 м у с.Амасия до 400 м у сс.Джанахмед и Нирс, часто 100-150м) и преимущественно представлены средне-тонкообломочными терригенно-карбонатными породами (рис.3.1, 3.2, 3.3, 3.4, 3.5). Краткая литологическая характеристика субформации приведена в таблицах 3.1, 3.2.

3.1.1.2. Типы пород.

Основными типами пород терригенно-карбонатной флишевой субформации палеоцена-нижнего эоцена Базум-Зангезурской и Араксинской зон являются: карбонатные (известняки органогенно-обломочные, гравийно-алевритовые; мергели) и терригенные (конгломераты, гравелиты, песчаники, алевриты, глины) породы. Некоторые известняки, содержащие значительную примесь обломков гравийно-алевритовой размерности, по существу приближаются к классу обломочных пород. Синхронные карбонатные интракласты, нередко составляющие заметную часть этих пород, не являются терригенными образованиями и поэтому указанные породы, общая карбонатность которых превышает 50%, относятся к карбонатным.

Местами (районы с.с.Амасия, Овуни, Цовагюх, Артаниш и др.) с этими терригенно-карбонатными породами контактируют в тектоническом меланже породы офиолитовой серии (Нолман, 1979), представленные преимущественно серпентинитами, габброидами, спилитами, диабазами, радиоляритами. Породы этой серии автором были обнаружены в основном, в нижних частях некоторых разрезов палеоцена-нижнего эоцена Базум-Зангезурской зоны. Изучение пород офиолитовой серии не является основной задачей настоящего исследования. Оно освещено в работах Абовяна С.Б., Ностаняна Ю.А., 1970; Нниппера А.Л., 1975; Мели-

РАЗРЕЗЫ ТЕРРИГЕННО-КАРБОНАТНОЙ ФЛИШЕВОЙ СУБФОРМАЦИИ ДАНИЯ-НИЖНЕГО ЗОЦЕНА АРМЯНСКОЙ ССР

в м 20 40 60 80 100

Составил А.А. САДОЯН

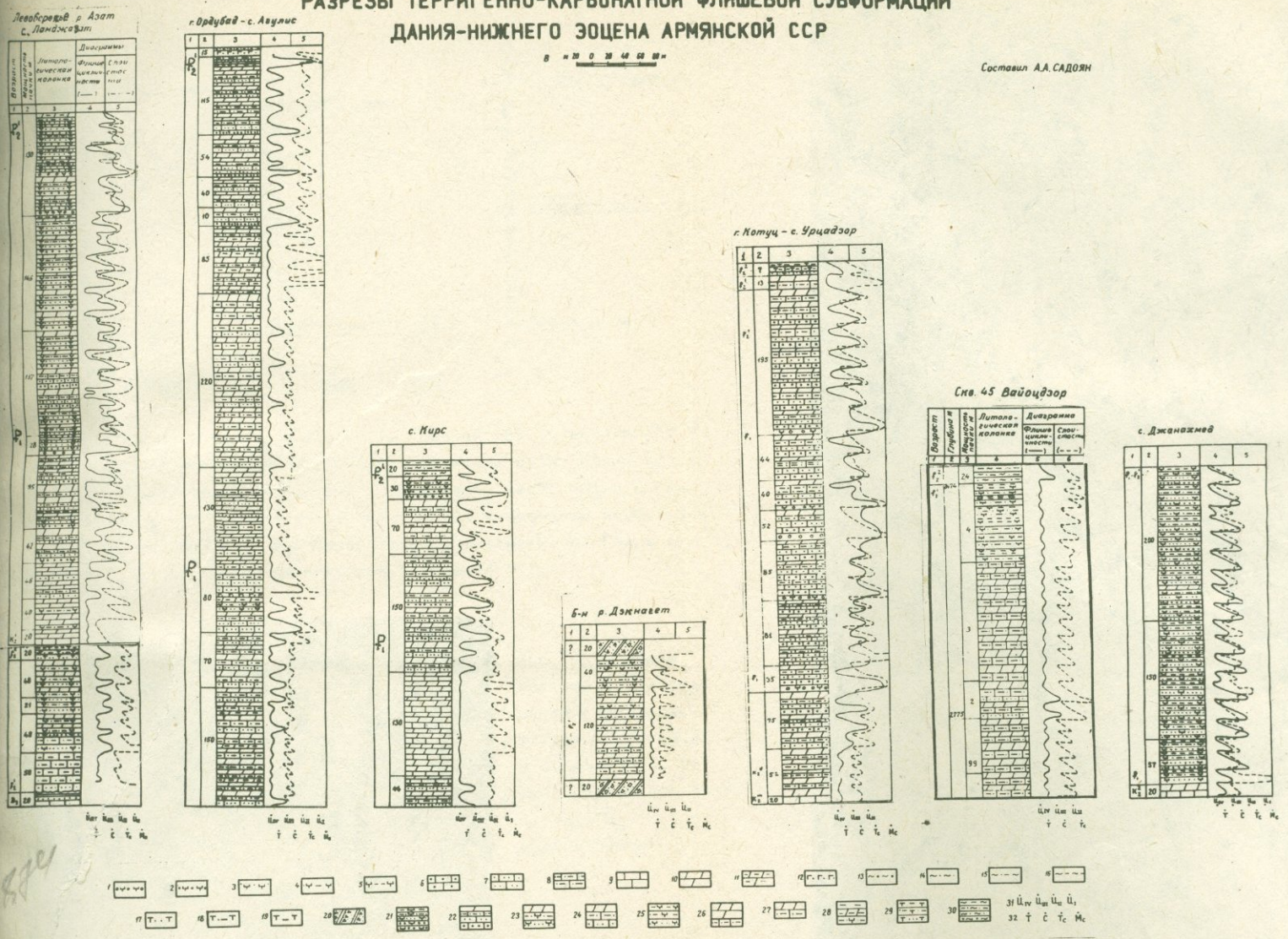


Рис.3.1. Разрезы терригенно-карбонатной флишевой субформации палеоцена-нижнего эоцена Армянской ССР.

1. Нонгломераты известковые и известковистые.
2. Гравелиты известковые и известковистые.
3. Песчаники известковые и известковистые.
4. Алевролиты известковые и известковистые.
5. Глины (аргиллиты) известковистые.
6. Известняки гравийные.
7. Известняки песчаные.
8. Известняки алевритовые.
9. Известняки алевропелитовые.
10. Мергели глинистые.
12. Силлы андезитовых и диоритовых порфиритов.
13. Туффиты гравийные.
14. Туффиты песчаные.
15. Туффиты алевритовые.
16. Туффиты пелитовые.
17. Туфопесчаники.
18. Туфоалевролиты.
19. Туфоаргиллиты.
20. Глыбы пород преимущественно офиолитовой серии в тектоническом меланже.
21. Чередование известковых и известковистых конгломератов, гравелитов, песчаников, алевролитов и глин с резким преобладанием 1з.ц.
22. Чередование гравийных, песчаных, алевритовых известняков и мергелей с преобладанием 1з.ц.
23. Чередование известковых и известковистых песчаников, алевролитов и мергелей.
24. Чередование песчаных, алевритовых известняков и мергелей.
25. Чередование известковых и известковистых песчаников, алевролитов и глин.
26. Чередование алевритовых известняков и мергелей с преобладанием мергелей.
27. Чередование алевритовых известняков и мергелей.
28. Чередование известковых алевролитов, глинистых мергелей и Глин.
29. Чередование туфопесчаников, туфоалевролитов и туфоаргиллитов.
30. Чередование гравийных, песчаных, алевритовых и пелитовых туффитов.
31. Ц₁, Ц_{II}, Ц_{III}, Ц_{IV} - циклотемы 1, II, III, IV типов.
32. Т, С, Т_с, М_с - тонкие, средние, толстые, массивные слои.

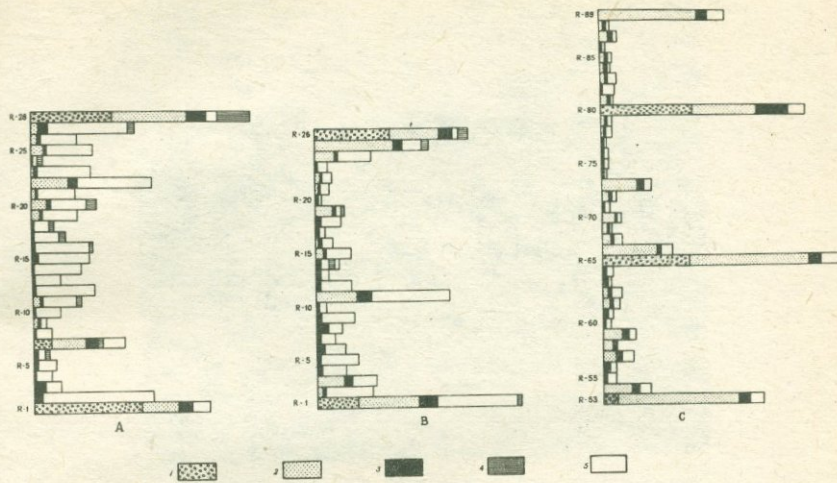


Рис.3.2. Циклотемогаммы нижней (А), средней (В) и верхней (С) частей разреза терригенно-карбонатной флишевой субформации лево-бережья р.Азат, Арансинской зоны. 1. Гравелиты известковые и гравийные известняки. 2. Песчаники известковые и песчаные известняки. 3. Алевролиты известковые и алевритовые известняки. 4. Глины известковые. 5. Мергели. Горизонтальный масштаб 1:25.

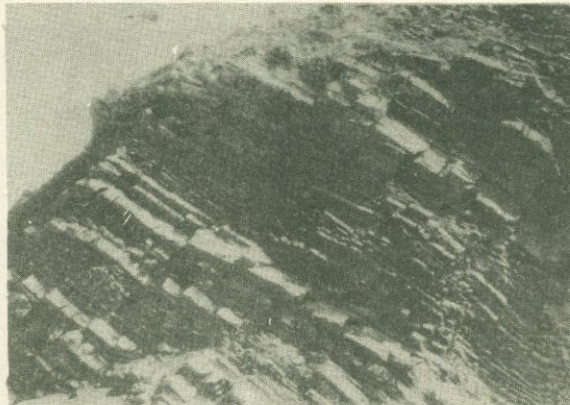


Рис.3.3. Разрез верхней части терригенно-карбонатной флишевой субформации у с.Ланджазат. Сложен циклотемами типа Ц₁, Ц_{II}, Ц_{III}, Ц_{IV} с преобладанием Ц_{III} и 1с пэц.

няна Л.С. и др., 1967; Сатиана М.А., 1979; Соколова С.Д., 1977 и др., поэтому их детальное описание здесь не приводится.

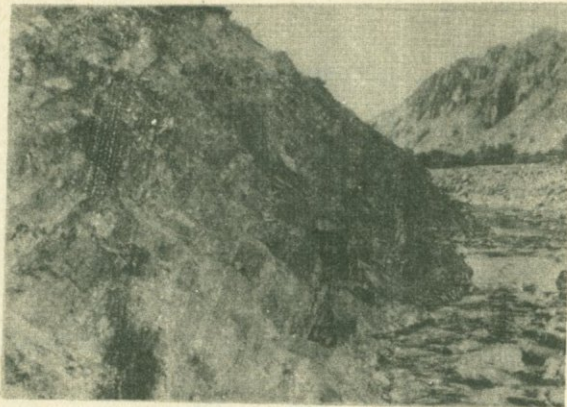


Рис.3.4. Разрез нижнего интервала верхней части терригенно-карбонатной флишевой субформации у с.Байбурт, расположенный к северо-востоку от с.Ланджазат на 25 км. Разрез сложен циклотемами типа C_{II} , C_{III} , C_{IV} с некоторым преобладанием C_{IV} и резким преобладанием $I_{эц}$.

Карбонатные породы имеют большое развитие в разрезах терригенно-карбонатной флишевой субформации, особенно в ее нижней части. Описание их излагается с учетом классификаций Вишнякова С.Г., Хворовой И.В. (Методы изучения осадочных пород, т.2, 1957), Теодоровича И.Г. (1958), Чилингара Дж.В. и др. (Карбонатные породы, т.1, 1970), Питтиджона Ф.Дж. (1981).

Основными типами пород субформации являются органично-обломочные известняки и мергели.

Органично-обломочные известняки составляют 20% мощности разрезов субформации в Арансинской и до 40% - в Базум-Зангезурской зонах. Сравнительно высокое их процентное содержание в Базум-Зангезурской зоне по сравнению с Арансинской зоной сопровождается резким уменьшением содержания терригенных пород и общей мощности субформации.

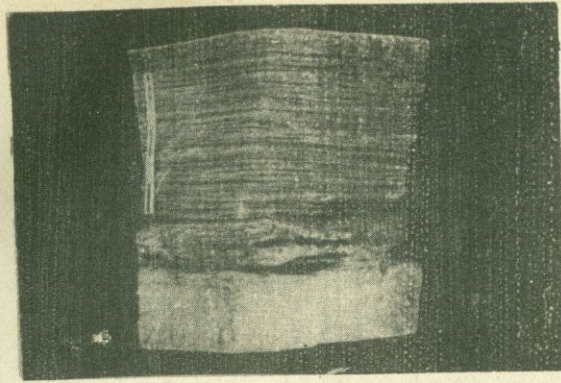


Рис.3.5. Флишевая циклотема с четко выраженной горизонтальной слоистостью интервала "д" и нечетко выраженными интервалами "с", "б", "а" в слое псаммо-алевритового известняка. Терригенно-карбонатная флишевая субформация. Правобережье р.Раздан, у с.Нахси. Уменьш.2х.

Макроскопически это толсто- и тоннослоистые плотные породы светло-желтого, желтого, светло-серого и буровато-розового цвета. Буровато-розовые с фиолетовым оттенком известняки обычно наблюдаются в верхней части разрезов субформации, особенно в центральной, западных частях Араксинской и западной части Баэум-Зангезурской зон. По гранулометрическому составу карбонатных и некарбонатных обломков выделяются преимущественно гравийные, псаммитовые и алевритовые известняки, приблизительно соответствующие кальцирудитам, калькаренитам и кальцилититам. По степени отсортированности обломочных зерен гравийно-песчаные карбонатные породы обычно имеют плохую, а алевритовые - среднюю сортировку. Поэтому в разрезах субформации часто наблюдаются слои терригенно-карбонатных пород с разнотекстурной структурой, с некоторым преобладанием псаммо-гравийных, гравийно-псаммитовых, алевро-псаммитовых, псаммо-алевритовых, пелитово-алевритовых и алевро-пелитовых фракций.

По отношению зерен к микриту и основной связующей массе (GMR часто составляет 5-8) указанные породы, по классификации Чилингара и др., (Карбонатные породы, т.1,1970) относятся к микритово-детритовым известнякам.

Т а б л и ц а 3.1

Литологическая характеристика терригенно-карбонатной флишевой субформации палеоцена-нижнего эоцена Базум-Зангезурской зоны

Местоположение разреза	Мощность в м пределы среднее	Основные типы пород	Характерные минеральные ассоциации	Обстановка осадконакопления
Сс. Амасия, Лернаван, Джанахмед, Нирс.	42-444 245	Гравелиты, песчаники, алевролиты известковые, известняки песчано-алевритовые, мергели, глины.	Пирит, магнетит, ильменит, лимонит, хромшпинель, эпидот, гранаты, циркон, барит, целестин.	Умеренно-глубоководные турбидиты (верхний, средний, нижний вееры) подножья островного склона морского дна.
Сс. Овуни, Храшен, Фиолетово, Дзкнагет.	148-160 152	Алевролиты известковые, известняки песчано-алевритовые, мергели, глины.	Пирит, магнетит, ильменит, гематит, лимонит, хромшпинель, гранаты, циркон, барит, целестин, турмалин.	Умеренно-глубоководные турбидиты (средний, часто нижний вееры) морской равнины у подножья островного склона.

Т а б л и ц а 3.2

Литологическая характеристика терригенно-карбонатной флишевой субформации палеоцена-нижнего эоцена Араксинской зоны

Местоположение разреза	Мощность в м пределы среднее	Основные типы пород	Характерные минеральные ассоциации	Обстановка осадконакопления
а) Арташатская (скв.1); Зейвинская (скв.3); Масисская (скв.2, 12); Мхчянская (скв.2, 8, 12); Чатминская (скв.1); районы сс. Ланджазат, Двин, Урцадзор, Агулис.	670-1200 953	Конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты известковые, известняки гравийные, песчаные, алевроитовые, мергели, глины.	Пирит, гематит, лимонит, барит, целестин, гранаты, циркон, эпидот, турмалин.	Умеренно-глубоководный бассейн активной континентальной окраины. Турбидитные образования (верхний, средний вееры, сапрофены) подножья островного склона морского дна.
б) Шорахбюрская (скв.1 и 31); Вайоцдзорская (скв.2 и 45); районы сс. Агнджадзор, Таратумб.	310-1100 705	Песчаники, алевролиты известковые, известняки песчано-алевритовые, мергели, глины.	Пирит, гематит, лимонит, турмалин, эпидот, барит, целестин, циркон, гранаты.	Умеренно-глубоководные турбидитные образования (средний, нижний вееры, сапрофены) подножья островного (микронтинент) склона и примыкающей равнины морского дна.

Гравийные-алевритовые известняки являются 1в - 1d подэлементом первого элемента флишевой циклотемы (Садоян, 1983). Слагая по схеме градационной слоистости нижнюю и среднюю части разреза полной флишевой циклотемы, они обычно чередуются с пелитовыми породами, но нередко неполные циклотемы, где пелитовые породы отсутствуют. Встречаются также циклотемы, где интервал "а" текстурной последовательности А.Боумы отсутствует, и разрезы их начинаются с интервала "в", "с" или "д", которые обычно представлены псаммо-алевритовыми и пелитово-алевритовыми известняками.

Следует отметить, что биоглифы и особенно механоглифы в обломочных известняках Базум-Зангезурской зоны встречаются редко. Этим они заметно отличаются от даний-нижнеэоценовых обломочных известняков Еревано-Ордубадской подзоны, где макротекстурные знаки течения и следы жизнедеятельности ихнофауны (Седиментология, 1980) изобилуют.

Песчано-гравийные и алевро-песчаные обломочные известняки имеют незначительное распространение в Базум-Зангезурской зоне, составляя приблизительно 5% общей мощности разрезов терригенно-карбонатной флишевой субформации дания-нижнего эоцена. Они наблюдаются в районах сс.Амасия (Дашкерпи), Овуни, Лернаван, Цовагюх, Артаниш, Нирс и другие. Следует отметить, что небольшой (20x50 м) выход нижнеэоценовых известняков к СВ от с.Артаниш включен в меланж. Гравийные и песчаные органогенно-обломочные известняки имеют сравнительно большее развитие в Арансинской зоне, особенно в междуречье рр. Азат-Веди, где они составляют до 15% общей мощности субформации. Это тонко-толстослоистые и массивнослоистые желтые, буровато-розовые, светло-серые, крепкие породы, нередко с отсортированной градационной слоистостью (Kueneu and Migliorini, 1950). Обычно они представляют интервал "а" текстурной последовательности А.Боумы. Мощность слоев указанных пород колеблется от 2 до 100 см, часто составляя 10-30 см. В основании циклотем, начинающихся этими породами, встречаются механоглифы и биоглифы. Как уже отмечалось, структура этих пород разнотекстурная с преобладанием обломков гравийной или псаммитовой фракций. Сортировка обломочных зерен плохая, реже-средняя.

Основное связующее вещество, заполняющее пространство между некарбонатными и карбонатными (раковины, детрит, зерна и агрегаты) обломочными компонентами, сложено мелко-крупнозернистым кристалли-

ческим карбонатом кальция с незначительной примесью карбоната магния и (или) микрозернистым карбонатным - микритовым образованием. Обычно оно составляет 15-30% породы. В некоторых породах преобладает микрозернистый карбонат, а в других - мелко-крупнозернистый кристаллический карбонат кальция. Наблюдается также небольшая примесь гидроокислов железа и глинистого вещества. Величина отношения зерен к микриту часто составляет 6-8. Величина отношения зерен к микриту для палеогидродинамических реконструкций, может быть применима с оговорками. Дело в том, что не всегда микритоподобное карбонатное вещество соответствует мелко-микрозернистому карбонатному илу. Оно может быть псевдомикритом, образовавшимся в результате деградационной перекристаллизации или дезинтеграции кальцитового агрегата физико-химического и водорослевого происхождения (Чилингар и др., 1971).

Более надежным является показатель гидродинамической активности (Карбонатные породы, т.1, 1970). Но для карбонатных турбидитов интерпретация этого показателя тоже не внушает доверия. Известно, что окончательное отложение материала турбидитных (мутьевых) потоков происходит в умеренно-глубоководной (обычно глубже 1000 м) зоне. Здесь, до эпизодических вторжений мутьевых потоков, водная среда является почти неподвижной. Если не учесть эту особенность, то можно предполагать, что гравийно-песчаные осадки описанных обломочных известняков накопились в умеренно подвижной водной среде. Такая интерпретация гидродинамической активности водной среды почти соответствует шельфовой зоне первоначального накопления этих осадков, откуда они были унесены турбидитными потоками в более глубоководные зоны подножия островных склонов даний-нижнеэоценового морского бассейна.

Преобладающая часть состава гравийных и песчаных известняков сложена карбонатными и некарбонатными обломочными образованиями и раковинами известковых организмов. В порядке убывающего процентного содержания они представлены: известняковыми интракластами (фрагментами водорослевых, мшанковых и других известняковых образований разной, часто слабо окатанной и угловатой формы); полуокатанными и окатанными обломками мезозойских, часто палеозойских темно-серых микрозернистых известняков, кварцем, кварцитами, обломками полевошпат-кварцевых песчаников, эффузивов (часто спилитов, вариолитов);

детритом и цельными раковинами фораминифер, спикулами губок и членами криноидей, плагиоклазами, детритом раковин моллюсков.

Фрагменты водорослевых и мшанковых образований, в геологическом отношении почти синхронные палеоцен-нижнеэоценовому осадконакоплению, а также обломки палеозойских известняков, кварцитов и кварца много в Арансинской и мало - в Базум-Зангезурской зонах. Частота встречаемости обломков пород офиолитовой серии неравномерная. Они в основном отмечены в районах сс. Амасия, Цовагях, Нирс Базум-Зангезурской и сс. Масис, Двин, Урцадзор - Арансинской зон.

Минеральный состав тяжелой фракции гравийно-песчаных известняков: гематит, пирит, лимонит, магнетит, ильменит, шпинель (часто хромшпинелиды), лейкоксен, барит, целестин, гранаты, циркон, эпидот, турмалин, рутил, моноклинные пироксены, обыкновенная роговая обманка, хлориты, биотит, сфен (табл. 3.5, 3.6). Изменения содержания и латерального распределения многих минералов приблизительно таковы, как у описанных выше известковых гравелитов и песчаников. Как и в известковых гравелитах и песчаниках, в известняках тоже наблюдается преобладание Na_2O над K_2O (табл. 3.3, 3.4). По сравнению с гравийными и песчаными известняками Арансинской зоны, в Базум-Зангезурской зоне отмечается некоторое увеличение содержания карбонатности пород. Результаты спектральных анализов следующие: Ca, Si > 10%; Si, Al, Mg, Fe - 1-10%; Na, K, Ti - 1-0,1%; Mn, Ni, Cr, Sr, P, La - 0,1-0,1%; Co, Zr, Cu, Sr, Ba, Li - 0,1-0,001%; Cu, Pb, Ca, It, Ib, Rb - 0,001-0,0001%; Be < 0,0001%.

Известняки песчано-алевроитовые и алевро-пелитовые имеют большее распространение, чем гравийно-песчаные их разновидности. Снизу вверх по разрезу субформации отмечается уменьшение частоты встречаемости этих известняков.

Макроскопически они тонко- и толстослоистые (1-80 см, часто 5-20 см) плотные, светло-серого, желтого, буровато-розового цвета породы. Слоистость их горизонтальная, волнисто-горизонтальная, реже носая. Отмечается и конволютная слоистость. Указанными породами обычно сложены интервалы "а", "в", реже "с" и " " текстурной последовательности А.Боумы (рис. 3.6). Алевроитовыми известняками начинаются циклотемы четвертого типа, на нижней поверхности которых нередко наблюдаются биоглифы - ходы иловедов (рис. 3.7). Механоглифы встречаются редко, особенно в Базум-Зангезурской зоне. Сортировка обломочных фрагментов средняя, реже плохая. Форма их полуока-

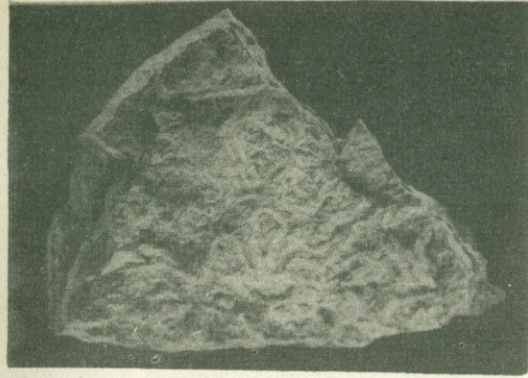


Рис.3.6. Биоглифы, ходы илоедов *Rhycosiphon*, заполненные более светлым глинисто-известковым материалом. Терригенно-карбонатная флишевая субформация. Правобережье р.Веди у с.Урцадзор. Уменьш.2х.

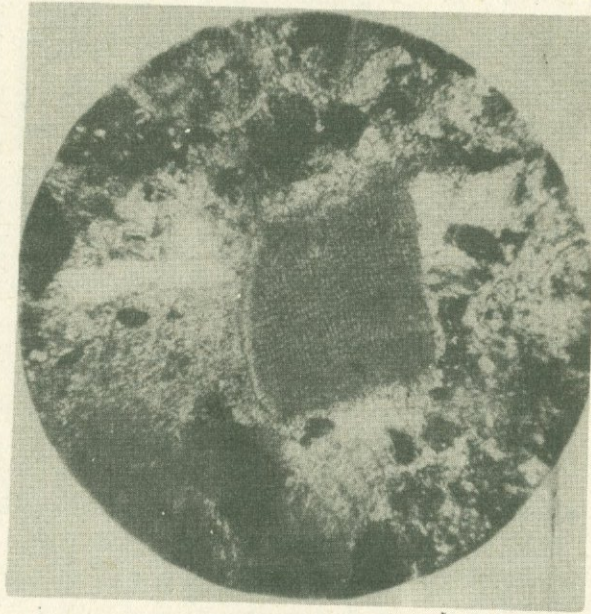


Рис.3.7. Известняк алевропесчаный. В центре наблюдается карбонатный (водорослевый) интракласт сетчатого строения. Терригенно-карбонатная флишевая субформация Араксинской зоны. Шлиф 86. Увел.160х, с анализатором.

Т а б л и ц а 3.3

Химический состав пород преимущественно терригенно-карбонатной флишевой
субформации палеоцена-нижнего эоцена Базум-Зангезурской зоны

Оксиды	6118	6593	6241	6596	5409	153	5605	6131	5330	6574	6293	6159	5610	6598	6603	6244
SiO ₂	43,72	51,70	45,52	57,08	13,14	28,91	24,86	6,77	2,28	20,03	1,19	39,54	41,80	53,36	31,43	43,33
TiO ₂	0,35	0,45	0,70	0,78	-	0,13	0,28	0,10	-	0,15	0,10	0,13	1,93	0,51	0,45	0,33
Al ₂ O ₃	10,98	15,96	13,49	16,30	0,10	5,15	4,81	2,46	1,53	1,19	0,83	6,39	8,39	11,99	6,93	16,64
Fe ₂ O ₃	1,78	3,08	-	2,80	2,34	-	0,30	1,06	0,76	0,28	0,78	2,34	0,92	6,79	5,14	7,50
FeO	2,62	4,41	4,26	6,17	0,57	0,61	2,01	0,29	0,14	1,54	-	0,59	3,73	2,24	2,24	5,32
MnO	0,20	0,07	0,12	0,06	0,08	0,54	0,19	0,20	0,02	0,03	0,07	0,36	0,04	0,1	0,40	0,01
CaO	6,73	7,15	15,36	2,38	47,36	34,93	36,77	47,49	53,46	42,07	53,41	22,54	21,30	8,12	25,20	10,48
MgO	4,88	7,08	1,76	3,31	1,00	0,04	1,94	2,30	0,89	1,00	0,48	2,34	2,94	4,65	3,39	6,09
Na ₂ O	2,20	3,30	2,80	2,60	0,35	1,90	0,40	0,23	0,14	1,10	0,90	1,00	0,80	2,80	1,60	1,40
K ₂ O	0,65	1,00	1,00	2,20	0,28	0,55	0,40	0,29	0,07	0,60	0,15	1,20	1,20	1,50	1,30	0,32
P ₂ O ₅	0,06	0,02	0,18	-	0,09	0,11	0,11	0,27	0,09	0,06	0,04	0,34	0,13	0,11	0,11	0,11
CO ₂	12,64	-	11,61	-	36,98	22,70	27,80	32,73	41,22	26,40	42,01	23,67	14,82	0,35	14,25	6,86
H ₂ O	0,74	1,17	1,29	2,47	0,04	0,02	0,02	0,01	0,02	0,42	0,03	0,33	0,05	2,08	1,05	1,49
п.п.п.	2,73	5,20	2,57	4,76	-	4,70	-	5,27	-	5,77	-	0,10	2,84	6,24	7,0	0,49
Сумма	100,08	100,59	100,66	100,71	100,93	100,29	99,89	99,78	100,62	100,64	99,99	100,78	100,89	100,84	100,49	100,37

Песчаники: 6118 - район с.Амасия; 6593 - с.Джанахмед; алевролиты: 6241 - с.Шамут; 6596 - с.Джанахмед; известняки органогенно-детритовые, гравийно-алевритовые; гравийно-псаммитовые: 5409 - с.Нуйбышев; 153 - с.Лернаван; 5605 - с.Нирс; 6131 - с.Крашен; 5330 - с.Фиолетово; 6574 - с.Арданиш; 6293 - с.В.Чамбарак; мергели: 6159 - с.Овуни; 5610 - с.Нирс; 6603 - с.Джанахмед; глины: 6598 - с.Джанахмед; 6244 - с.Шамут.

Т а б л и ц а 3.4

Химический состав пород терригенно-карбонатной флишевой субформации и
терригенно-карбонатной формации палеоцена-нижнего эоцена Арансинской зоны

Окислы	535	20	3256	536	4282	31	3294	234	537	6522	538	6500	4258	604	1/12
SiO ₂	41,46	15,24	37,63	38,58	47,04	26,26	41,38	42,67	20,65	19,40	35,82	16,27	35,14	48,48	3,44
TiO ₂	0,27	0,22	0,15	0,32	0,37	0,46	0,24	0,73	0,35	0,07	0,35	0,32	0,55	1,15	0,13
Al ₂ O ₃	7,0	2,85	9,00	6,98	4,13	5,15	6,16	14,83	4,96	6,88	8,47	3,44	10,60	16,73	0,84
Fe ₂ O ₃	1,36	0,69	1,62	1,85	1,37	1,29	3,26	3,56	1,21	1,13	2,98	1,64	3,12	4,28	1,76
FeO	1,29	0,72	0,57	1,43	1,46	0,86	0,57	0,38	1,14	0,28	1,29	1,12	1,13	2,44	0,58
MnO	0,08	0,12	0,16	0,06	0,07	0,10	0,33	0,17	0,09	-	0,06	0,07	0,07	0,06	0,03
CaO	23,66	42,67	25,44	24,92	20,57	33,63	25,13	18,79	37,66	34,00	24,00	41,16	25,19	6,97	52,60
MgO	1,77	1,46	1,31	1,95	2,04	2,11	0,29	0,97	1,59	0,08	2,85	1,21	3,18	4,55	1,10
Na ₂ O	3,16	0,40	2,30	3,09	1,10	0,64	0,42	2,03	0,87	0,12	0,93	0,40	1,00	2,16	0,09
K ₂ O	сл.	0,30	1,30	сл.	0,80	0,56	1,30	1,63	1,06	0,43	0,62	0,70	1,90	0,40	0,05
P ₂ O ₅	0,13	0,05	0,06	0,13	0,11	0,06	0,06	0,10	0,12	0,06	0,17	0,11	0,13	0,19	0,06
CO ₂	-	-	21,24	-	18,83	-	19,56	-	-	35,02	-	32,20	16,58	-	40,21
H ₂ O	-	0,20	0,13	-	0,46	0,54	0,31	0,31	0,12	0,03	-	0,32	0,25	-	-
S _{общ}	сл.	0,05	-	сл.	-	0,07	0,03	0,12	0,12	0,02	0,10	-	-	-	0,06
п.п.п.	19,81	34,65	-	27,30	0,18	28,51	1,70	12,81	30,98	2,09	21,93	1,15	0,51	10,92	-
Сумма	99,9	99,6	100,6	99,49	100,5	100,3	100,8	99,06	99,63	99,6	99,3	100,11	99,50	100,33	100,14

Примечание: терригенно-карбонатная флишевая субформация - 535 - гравелит известковый, с.Двин; 20 - известняк гравийный, с.Урцадзор; песчаники известковые - 3256, с.Ахберик; 536, с.Двин; 4282, с.Агулис; 23 - известняк песчаный, с.Урцадзор; 3294 - алевролит известковый, с.Ахберик; 234 - алевролит известковый, слабо ожелезненный, розового цвета, с.Двин; 537 - известняк алевритовый, с.Двин; 6522 - известняк песчано-алевритовый, розового цвета, Агнджадзор; 3261 - известняк алевритист-глинистый, с.Накси; мергели - 538, с.Двин; 6500 - с.Агнджадзор; 4258, с.Агулис; 604 - глина, с.Двин. Терригенно-карбонатная мелководная формация: 1/12 - известняк органогенно-детритовый, с.Шаган.

Т а б л и ц а 3.5

Минеральный состав пород преимущественно терригенно-карбонатной
флишевой субфомации палеоцена-нижнего эоцена Базум-Зангезурской зоны

п/п	№ образца	карбонатность в %	тяжелая фракция в %	Легкая фракция							Тяжелая фракция						
				обломки пород	полевые шпаты	кварц	хлорит	разложен. зерна и глинистые частицы	гранаты	циркон	сфен	рутил	турмалин	эпидот	циозит	биотит	хромит
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
1.	11/3	32,32	0,2		5			95	+	+		+					
2.	6597	11,52	1,7	40	35	25			13,0	2,0				37,0	0,2		
3.	5592	25,78	1,0	80	10	7	3		3	1							
4.	6118	30,88	0,5	42		10		48	2	3	1						
5.	11/2	25,60	3,50		30			70	+	+							
6.	6593	6,72	8,0	60	10	5		25	5	2,5				30	5		
7.	153/23	52,8	0,5		98	2			5	+	+						
8.	5608	73,28	0,1		2	1		97		+		+					
9.	4304	56,48	0,1	95	+			5	+	5		+	+				
10.	5605	50,24	0,5	2	3	15		80	3	1			1	+			

Продолжение таблицы 3.5

п/п	№ образца	Тяжелая фракция													
		пироксены моноклинные	обыкновенная рог. обманка	базальти- ческая рог. обманка	актинолит	магнетит	ильменит	гематит и гематитиз. зерна	хромшпинель	апатит	хлорит	гидроксис- лы железа	пирит	барит целестин	лейконсен
1	2	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32
1.	11/3	+				3			95			1	1		
2.	6597	+		26,0		6		2					13		
3.	5592					16	10	10			46	9		0,5	4
4.	6118					10	40	6	6		1	10		3	10
5.	11/2	+	+			10			10			80			
6.	6593					15	40		0,5			0,5	2		
7.	153/23			+		5						90			
8.	5608		+		+	5						90			
9.	4304					+	60		35			+			
10.	5605					5		18				2	50	18	

Продолжение таблицы 3.5.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
11.	11/6	65,6	65	100									+				
12.	6150	41,76	0,4		2	2		95						22			
13.	6598	17,60	0,5		5	4	1	90	12	5				22			
14.	6129	69,12	0,5			2	6					+	1	1	2		
15.	6242	15,24	0,02		5			95	1	5		+					+
16.	4302	58,4	0,2	100													
17.	5600	54,40	0,2		3	2		95	+	10	+		+				
18.	6119	30,40	0,05	8		2		90									
19.	6157 _a	32,16	0,5		3	2		95	1					15			
20.	5334	17,4	0,08			+		100	1,5	0,5				+		+	
21.	4307	70,4	0,05					100	1	0,5							
22.	5610	24,16	0,02		+	+		100		+							
23.	6574	77,86	0,6	35	35	30			15	5		1,5		10			4

Продолжение таблицы 3.5

1	2	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32
11.	11/6	+				+			5				99		
12.	6150	3				30						45			
13.	6598	2	28			12		5					5		8
14.	6129	1,5			1	8	3	20					50	3	2
15.	6242	+	+			30				+		10	+	60	
16.	4302		2	+			10	+	+	+		82	+		
17.	5600		+			+			+			80	10		
18.	6119	+				5	4	5				85			
19.	6157а					60			+			20		3	
20.	5334		+			7		6	+			80	5		
21.	4307	+		+		4	+					94			
22.	5610					+						+			
23.	6574					10	30					5	1	0,5	

Примечание: Гравелиты: обр.11/3 - с.Амасия; 6597 - с.Джанахмед; 5592 - с.Нирс. Песчаники: 6118, 11/2 - с.Амасия; 6593 - с.Джанахмед; Известняки псаммо-гравийные: 4304 - с.Арданиш; 5605 - с.Нирс; Алевролиты: 11/6 - с.Амасия /разв.Без-нала/; 6130 - с.Овуни; 6231 - с.Шамут; 6598 - с.Джанахмед; Известняки алевритовые: 6129 - с.Крашен; 6242 - с.Шамут; 4302 - с.Арданиш; Мергели: 6119 - с.Амасия; 6157а - с.Овуни; 5334 - с.Фиолетово; 4307 - с.Арданиш; 5610 - с.Нирс; Известняк псаммо-гравийный с нумулитами: 6574 - с.Арданиш

Т а б л и ц а 3.6

Минеральный состав пород терригенно-карбонатной флишевой
субформации палеоцена-нижнего эоцена Арансинской зоны

№ п/п	№ образца	карбонатность в %	выход тяжелой фракции в %	Легкая фракция						Тяжелая фракция						
				обломки по- род	полевые шпаты	кварц	хлорит	глаукоцит	разлож. зер- на и глинис- тые частицы	гранаты	циркон	сфен	рутил	корунд	турмалин	эпитод
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
1.	4284	26,0	0,02	85	7	8	+	-	-	0,5	2	-	0,5	-	1	1
2.	228	38,8	2,11	20	35	15	-	1	29	2	1	0,6	0,5	-	0,5	19
3.	20	86,6	0,8	5	20	5	-	-	70	6	9	-	0,5	-	0,5	-
4.	4260	54,2	0,4	20	3	60	3	-	14	0,5	8	-	0,5	-	3	1
5.	96	29,0	2,12	-	-	-	-	-	-	3,5	1	+	-	-	0,5	3,5
6.	5188	49,6	1,0	2	8	3	+	-	87	8	7,5	-	0,5	0,5	1,5	1
7.	4282	33,6	1,0	50	6	13	1	-	30	3	4	-	1	-	3	1
8.	90	63,7	5,64	10	55	10	5	-	20	2	1,3	0,4	-	-	0,4	2,3
9.	17	58,9	3,60	52	18	8	2	-	20	-	1	-	-	-	-	-
10.	4253	73,6	3,50	-	15	60	3	-	32	-	1	-	-	-	1	1
11.	191	27,5	1,33	1	25	7,0	2,1	-	62,5	4,8	0,4	0,9	0,4	-	0,4	64

Продолжение таблицы 3.6

№ п/п	№ образца	Тяжелая фракция															
		цоизит	биотит	мусковит, серицит	моноклин. пироксены	обыкновен. роговая обманка	глаукофан	антинолит	магнетит	ильменит	гематит и гематитизи рован. зерна	пикотит	хлорит	лейкоксен	гидроокислы железа	пирит	барит и целестин
1	2	18	19	20	21	22	23	23 ^a	24	25	26	27	28	29	30	31	32
1.	4284	-	2	-	2	-	-	-	5	-	20	-	3	-	13	-	5
2.	228	2,7	-	+	-	-	0,2	-	1	7	30	1,2	-	2,5	21	-	-
3.	20	-	-	-	-	-	-	-	4	1	20	-	-	-	55	-	11
4.	4260	0,5	-	-	-	-	-	-	4	1	15	-	2	4	50	10	1
5.	96	0,5	-	-	-	-	-	-	8	-	18	1	1	4	16	0,5	42
6.	5188	-	2	1	-	-	-	-	10	3	58	3	3	-	-	3	+
7.	4282	-	5	-	-	1	-	-	1	-	30	-	3	1	30	-	20
8.	90	-	+	+	-	-	-	-	15	1	23	0,5	1,5	1	21	1,5	0,5
9.	17	-	-	-	-	-	-	-	3	1	25	-	1	-	56	-	9
10.	4253	-	-	-	-	-	-	-	8	3	45	-	2	3	16	-	20
11.	191	10	0,7	0,9	-	-	-	-	2,2	-	-	0,4	-	-	0,4	1,6	-

Продолжение таблицы 3.6

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
12.	4268	40,0	3,2	-	2	20	-	-	78	-	0,5	-	-	-	-	-
13.	27	64,0	1,6	20	35	12	3	2	30	6	5	-	0,5	-	4	-
14.	311/30	-	0,03	64	2	16	18	-	-	6	6	-	1	-	-	-
15.	53566	57,7	1,3	3	3	1	5	-	88	1,5	2	+	-	-	+	-
16.	4851	34,9	1,3	-	7	1	+	-	92	5	3,5	0,5	+	-	1	-
17.	222	43,9	0,3	-	20	10	10	1	59	3,6	0,3	0,2	+	-	+	47,5
18.	19	51,8	0,5	-	15	4	1	-	80	5	3	-	0,5	-	1,5	0,5
19.	4697	58,2	0,01	-	9	20	1	-	70	1,5	1,5	-	-	-	1	8
20.	4251	26,4	0,02	-	2	7	1	-	90	-	1	-	-	-	-	7
21.	5254	17,6	0,08	1	6	7	-	-	86	20	10	2,5	1	-	3,5	2
22.	4888	16,9	0,02	-	-	+	-	-	100	2	1	-	-	-	+	2

Продолжение таблицы 3.6

1	2	18	19	20	21	22	23	23а	24	25	26	27	28	29	30	31	32
13.	27	-	+	-	-	-	-	-	3,5	0,5	18	-	2,5	-	58	-	2
14.	311/30	-	2	-	-	-	-	1	1,5	-	-	-	-	-	65	-	2
15.	53566	-	+	-	-	+	-	1	35	5	40	2	0,5	-	-	14	-
16.	4851	-	+	-	-	-	-	+	+	-	-	-	-	-	-	87	3
17.	222	1	-	-	-	-	-	10	10	+	17	-	3	1	11	-	-
18.	19	-	+	-	-	-	-	-	3	1	25	-	+	-	50	-	10
19.	4697	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	27	30
20.	4251	-	-	-	2,5	-	-	-	9	1	20	-	1	2	55	-	1
21.	5254	-	10	12	-	-	-	-	5	+	-	-	6	-	-	28	-
22.	4888	-	-	-	+	1	-	+	3	-	-	-	-	-	3	88	-

Нонгломерат известковый: 4284 - с.Агулис; Гравелиты известковые и известняки гравийные: 228 - с.Двин, 29 - с.Урцадзор, 4260 - с.Агулис. Песчаники известковые и известняки песчаные: 96 - с.Двин; 5188 - скв.2 Мхчян, гл.3804-3809м; 4253 - г.Ордубад; 4282 - с.Агулис; 90 - с.Двин; 17 - с.Урцадзор. Алевриты известковые и известняки алевритовые: 191 - скв.2 Масис, гл.2684-2688м; 53566 - скв.2 Мхчян, гл.3845-3850м; 4268 - г.Ордубад; 27 - с.Урцадзор; 311/30 - с.Агберик. Мергели: 4851 - скв.31 Шорахбюр, гл. 3337-3339м; 222 - с.Двин; 19 - с.Урцадзор; 4251 - г.Ордубад; 4697 - с.Агнджадзор. Глины известковистые: 5254 - скв.2 Мхчян, гл.3970-3975м; 4888 - скв.31 Шорахбюр, гл.3461-3463м

танная, угловатая, изредка - окатанная. Состав обломочной части алевритовых известняков качественно мало отличается от состава гравийно-песчаных известняков. Но количественные различия заметны. В частности, сокращается содержание терригенных некарбонатных зерен (1-5%, реже 10% площади шлифа). Они представлены кварцем, реже полевыми шпатами, кварцитами. Обломки эффузивных пород и известняков наблюдаются очень редко. Порода, в основном, сложена из детрита известковых организмов (фораминифер, водорослей, криноидей, мшанок) реже из пелоидов (Седиментология, 1980) и цельных раковин фораминифер (рис.3.8); форма детритовых частиц разнообразная, часто угловатая и полукатанная. Связующая масса породы преимущественно состоит из микрозернистого, криптокристаллического микрита, реже средне-мелкозернистого кристаллического кальцита с незначительной примесью карбоната магния. В алевро-пелитовых известняках верхней



Рис.3.8. Мелкие биоглифы, ходы илюедов *Chondrites* в мергелях. Наблюдаются вытянутые ходы и округлые срезы коричневого цвета. Терригенно-карбонатная флишевая субформация. Бассейн междуречья Азат-Веди. 2/3 нат. вел.

части разрезов субформации наблюдается примесь гидроокислов железа и марганца, нередко окрашивающая породу в буровато-розовый цвет. В таких известняках детрит и раковины часто оконтурены тонкой най-

мой гидроокислов железа и марганца. Последние участками равномерно окрашивают пелитоморфную связующую массу породы, иногда сетчатую ткань водорослей, а также заполняют ядра некоторых раковин.

Минеральный состав тяжелой фракции алевроитовых обломочных известняков почти не отличается от гравийно-песчаных известняков. Глинистые минералы - монтмориллонит и каолинит.

Результаты химических анализов показывают (табл.3.3, 3.4), что органично-детритовые песчано-алевроитовые известняки Базум-Зангезурской зоны отличаются от аналогичных пород Арансинской зоны повышенной карбонатностью (до 95%) и низким (до 5%) содержанием некарбонатных зерен. Содержание микроэлементов по данным спектральных анализов алевроитовых известняков существенно не отличается от описанных выше гравийно-песчаных известняков.

Мергели являются самым распространенным типом пород терригенно-карбонатной флишевой субформации. Содержание их снизу вверх по разрезам субформации, особенно в юго-западной и южной частях Арансинской зоны, заметно уменьшается. Например, в бассейне нижнего течения р.Азат суммарная мощность мергелей составляет 62,2% от общей мощности нижней части субформации, 56,3% - средней и 32,2% - верхней частей субформации. В Базум-Зангезурской зоне наибольшее развитие мергелей отмечается в разрезах Ширанского, а наименьшее - в разрезе восточной части Севанского хребта. Выделяются мергели глинистые, с карбонатностью 25-50%, и мергели известковые, где содержание карбонатного материала - от 50 до 75%. Снизу вверх по разрезам субформации содержание карбонатного вещества в мергелях уменьшается. Если в нижней части субформации известковые мергели преобладают над глинистыми, то в верхней части их меньше или они отсутствуют. В целом, в разрезах субформации, особенно в Арансинской зоне, преобладают глинистые мергели.

В строении циклотем, особенно в нижней и средней частях субформации в Арансинской зоне, участвуют обе разновидности мергелей. В этих случаях обычно известковые мергели перекрываются глинистыми, которые в свою очередь нередко перекрываются глинами. Макроскопически известковые мергели светло-серые, желтовато-серые, реже буровато-серые плотные породы, нередко разбитые на неправильные куски размером до 6 см в поперечнике. Глинистые мергели серые, зеленовато-серые менее плотные, чем известковые мергели и разбиты на более мелкие отдельности. В мергелях обычно наблюдается горизонталь-

ная, тонкая, толстая, реже массивная слоистость (рис. 3.1, 3.2, 3.3). Мощность слоев 1-80 см, реже до 300 см. Вверх по разрезу субформации наблюдается уменьшение мощности слоев. В мергелях (Илэц) редко встречаются мелкие биоглифы - ходы илоедов, представленные бурым, зеленовато-серым и светло-серым пелитовым материалом (рис. 3.9). Структура мергелей преимущественно алевро-пелитовая, реже псаммо-алевро-пелитовая и пелитовая. Содержание некарбонатной псаммитово-алевритовой фракции в мергелях обычно составляет 2-5%, реже до 15%. Медианный размер зерен часто составляет 0,005-0,007 мм. Степень отсортированности зерен хорошая ($S_o - 1,3-2,65$). Кривые распределения одновершинные, с максимумом в интервале 0,001-0,01мм. Форма зерен угловатая, реже - полуокатанная. Среди обломочных зерен резко преобладает кварц, обычны полевые шпаты, реже встречаются кремни, кварциты, обломки эффузивных пород. Иногда наблюдаются

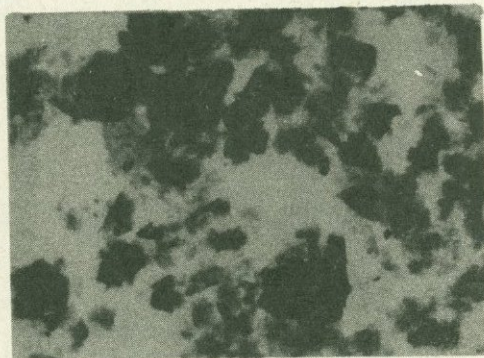


Рис.3.9. Электронномикроскопический снимок фракции 0,001мм глинистого мергеля, состоящая из гидрослюда и монтмориллонита. Терригенно-карбонатная флишевая субформация. С.Агнджадзор. Обр.6499. Увел.10800х

обуглившиеся растительные остатки с вкрапленниками пирита. Часто встречаются известковые раковины мелких фораминифер, реже членики криноидей и прочий детрит фаунистических остатков. Пустоты ядра раковин, особенно глобигерин, иногда заполнены пиритом или хлоритом,

лимонитом. В редких случаях (правый борт р.Агстев, у дома отдыха "Фиолетово" и др.) в мергелях известковые раковины не обнаружены. Здесь чаще встречаются прожилки и мелкие участки, заполненные средне-крупнозернистым кристаллическим кальцитом. Показано ("Карбонатные породы", т.1, 1970), что перекристаллизация карбонатных образований интенсивнее происходит в крупнозернистых, более проницаемых разновидностях, чем в тонкозернистых и пелитоморфных. Возможно, что в указанных мергелях известковые раковины и детрит быстрее подверглись перекристаллизации, чем вмещающая пелитоморфная основная масса. Разумеется, наличие только кальцитовых прожилков не является признаком перекристаллизации карбонатных пород. Нередки случаи, когда наряду с ними встречаются известковые раковины.

Глинистые минералы в мергелях представлены гидрослюдой, монтмориллонитом, изредка с примесью хлорита (рис.3.10). В тяжелой фракции мергелей (табл.3.5 и 3.6) обнаружены: лимонит, гематит, пирит, магнетит, эпидот, барит-целестин, гранаты, циркон, ильменит, цоизит, лейноксен, турмалин, хромшпинель, сфен, моноклинные пироксе-

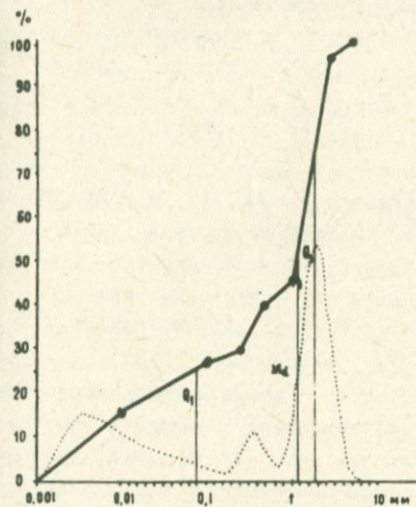


Рис.3.10. Кумулятивная кривая и кривая распределения гранулометрического состава известкового гравелита терригенно-карбонатной флишевой субформации.

$$Q_1 = 0,076 \text{ мм}, \quad M_d = 1,14 \text{ мм}, \quad Q_3 = 1,78 \text{ мм}$$

$$S_0 = 4,84$$

РАЗРЕЗ 4; ОБР.228

ны, обыкновенная роговая обманка, корунд, хлориты, биотит. В легкой фракции, кроме указанных выше породообразующих компонентов, встречается глаукоцит.

Результаты химических анализов, в частности изменение содержания SiO_2 и Al_2O_3 , показывают (табл. 3.3, 3.4), что в Араксинской зоне с юга на север отмечается уменьшение терригенных компонентов мергелей. В Базум-Зангезурской зоне (табл. 3.3) эта тенденция четко не выражается.

С севера от Базум-Зангезурской зоны на юг к Араксинской зоне наблюдается заметное увеличение отношений $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}$ (от 4,33 до 10,6) и $\text{K}_2\text{O} / \text{Na}_2\text{O}$ (от 0,81 до 1,91). Следовательно, исходя из предположения, что глинистое вещество в указанных мергелях, в основном, терригенное, можно считать, что на юге оно более зрелое (Страхов, 1960; Петтиджон, 1981; Анульшина, 1985). Аналогичное заключение по песчаным породам терригенно-карбонатной флишевой субформации получено и по другим химическим показателям.

По данным спектральных анализов содержания обнаруженных химических элементов в мергелях распределяются в следующем порядке: Si, Al, Fe, Ca - 10%; Al, Fe, Mg, Na, K - 0,32-7,5%; Mn - 0,01-2,4%; Ti - 0,24-1%; Sr, Ba - 0,018-0,30%; Ni, Co, V, Zr, Cu, Zn, Cr, Ba, Pb, Ga, Li, Rb, Ca, Sc - 0,00013-0,018%; Be - 0,0001%.

В Араксинской зоне, по сравнению с Базум-Зангезурской, отмечается некоторое увеличение содержания Si, Al, Fe, Na, Ti, что, вероятно, также связано с тенденцией уменьшения терригенных компонентов с юга на север. В центральной части Араксинской зоны (междуречье Азат, Веди) наблюдается заметное увеличение содержания стронция, а в Ширанском хребте Базум-Зангезурской зоны, особенно в мергелях розовато-коричневого цвета - марганца.

Терригенные породы этой субформации представлены конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевролитами, глинами известковыми и известковистыми. Следует отметить, что хотя основная часть обломочных компонентов указанных пород привнесена с суши, карбонатный материал цемента и интракласты имеют морской генезис.

Конгломераты мелко-крупногалечные являются внутриформационными образованиями. Имеют незначительное вертикальное и латеральное распространение. Встречаются в средней, реже в верхней частях некоторых разрезов субформации. Наблюдаются преимущественно в Араксинской зоне, в бассейнах рр.Раздан, Азат, Веди, Агулисчай, Вананд-

чай и вскрыты скважинами 1 Арташат, 2 Мхчян, 3 Двин, 2 Масис, 1 Чатма и др.

С юга на север частота встречаемости конгломератов и средняя мощность их линзовидных слоев резко уменьшается, а затем они быстро выклиниваются. В Базум-Зангезурской зоне единичные слои конгломератов отмечены в ее крайних северо-западной (у с. Амасия) и юго-восточной (у с. Нирс) частях. Здесь некоторые блоки субформации имеют аллохтонное расположение, например, к СЗ от с. Амасия на 1,5 км (рис. 3.3) вместе с габброидами, серпентинитами и блоками пород мезозоя они слагают тектонический меланж (Книппер, 1975; Соколов, 1974, 1977; Хсю, 1976; Ясу, 1968).

Конгломераты плотные, реже слабо сцементированные, серого, светло-серого, буровато-желтого цвета. Максимальные мощности слоев (нередко линзовидных) составляют 0,4-8 м, часто 0,6-1,5 м. Диаметр галек - 1-30 см, часто 3-5 см. Наблюдается уменьшение размера галек в направлении с юга, юго-востока на север, северо-запад. Форма галек угловато-округлая, полуокатанная, часто уплощенная. Сортировка их плохая, средняя. Заполнитель конгломератов - зерна гравийно-алевритовой размерности. Цемент карбонатный, глинисто-карбонатный.

По петрографическому составу гальки представлены (в убывающем порядке осредненного процентного содержания): известняками; кварцитами (метаморфизованными слюдисто-полевошпатово-кварцевыми песчаниками); песчаниками полевошпатово-кварцевыми; обломками эффузивов (андезито-базальты, диабазовые порфириты, спилиты); мергелями; яшмами; сланцами (кварцево-слюдистыми, кварцево-слюдисто-эпидотовыми, кварцево-слюдисто-амфиболовыми).

Следует отметить, что состав галек заметно изменяется в зависимости от петрофонда областей сноса. В Ширакском, Севанском и Баргушатском хребтах Базум-Зангезурской зоны, в междуречье рр. Азат-Веди Араксинской зоны заметно возрастает роль пород офиолитовой серии. В Ордубадской подзоне наблюдается увеличение содержания галек известняков и кварцитов палеозоя. В районе с. Агулис отмечены также раковины нуммулитов и обломки моллюсков.

Азимут падения наибольшего сечения уплощенных галек в Араксинской зоне колеблется от СВ-25° до ЮВ-160°, часто ЮВ-110-130°.

В разрезах субформации конгломераты залегают в основании циклотем первого типа. Контакт с подстилающими породами резкий, а переход к вышележащим - постепенный.

Гравелиты в разрезах терригенно-карбонатной флишевой субформации распространены больше, чем конгломераты, составляя все же до 3-3,5% от общей ее мощности. В Базум-Зангезурской зоне они отмечены только в единичных разрезах (у сс. Амасия, Лернаван, Джанахмед, Нирс). В Араксинской зоне с севера на юг частота встречаемости слоев гравелитов увеличивается. Они наблюдаются в средней и верхней частях разрезов субформации (рис. 3.4). Помимо редких циклотем первого типа (C_1), где они согласно подстилаются конгломератами, слагая 1 в пэц, гравелиты часто наблюдаются в основании циклотем второго типа (C_{II}). В этом случае контакт с подстилающими, обычно более тонкозернистыми породами резкий, а с перекрывающими песчаниками - постепенный. Макроскопически гравелиты серого, светло-серого, желтовато-серого цвета плотные, средне-толстослоистые (6-80 см, часто 10-40 см) породы с горизонтальной, градационной слоистостью. На нижней поверхности гравелитов редко встречаются механоглифы (обычно в виде слепков с борозд размыва) и биоглифы. По данным granulometric analyses медианный размер зерен гравелитов часто колеблется от 1,14 до 2,32 мм. Как видно, гравелиты, в основном, мелкогравийные. Степень отсортированности гравелитов плохая со значениями коэффициента сортировки - S_0 от 4,83 до 5,69. Кривые распределения зерен двухвершинные и трехвершинные (рис. 3.11). Максимумы у двухвершинных отмечаются в интервалах 0,001-0,1 мм (пологая вершина) и 1-5 мм (сравнительно резко выраженный максимум). У трехвершинных кривых наибольшая, резко заостренная вершина отмечается в интервале 1-3 мм, а два невысоких максимума - в интервалах 0,25-0,5 мм и 0,1-0,001 мм. Форма гравийных зерен угловато-округлая и реже - угловатая.

В Араксинской зоне средний петрографический состав гравелитов следующий (в убывающем порядке): известняковые интракласты (фрагменты водорослевых, мшанковых и др. карбонатных образований угловатой и полуокатанной формы); полуокатанные и окатанные обломки микрозернистых, участками перекристаллизованных известняков (преимущественно палеозойских); полуокатанные обломки эффузивных пород (часто спилитов, вариолитов); кварциты, полевошпатово-кварцевые песчаники, кварц, полевые шпаты (часто плагиоклазы), яшмы, кварц-сланцевые сланцы (рис. 3.12). Редко встречаются раковины фораминифер, в том числе крупных. Наблюдается изменение содержания породообразующих компонентов гравелитов (особенно обломочных) в разных частях палеоцен-нижнеэоценового седиментационного бассейна.

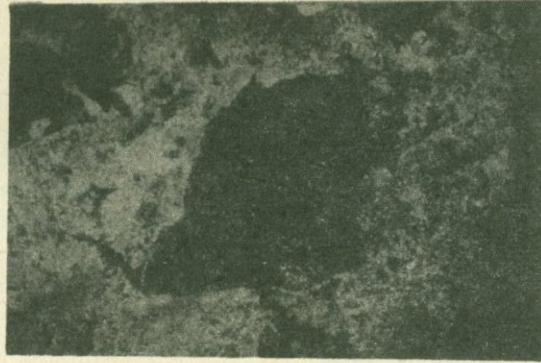


Рис.3.11. Гравелит с базальным карбонатным цементом. В центре угловатый обломок радиоляриевой яшмы. Радиолярии сцементированы крипнокристаллическим кремнистым веществом с примесью окислов железа. Терригенно-карбонатная флишевая субформация. Бассейн правобережья р.Веди, у с.Урцадзор. Обр.2064. Увел.25х с анализатором

В северо-западной части Базум-Зангезурской зоны (Амасийский район) заметно возрастает содержание обломков радиоляриевых яшм, кварцевых песчаников. Отмечаются также серпентиниты, диабазы, спилиты. Характерно почти полное отсутствие мшанково-водорослевых интракластов. В гравелитах района с.Джанахмед заметно увеличивается содержание обломков эффузивов кислого состава. В западной и центральной частях Араксинской зоны возрастает роль обломков эффузивов основного (спилиты, вариолиты) состава, а в ее юго-восточной части (Ордубадский район) - обломков палеозойских известняков, кварцитов и кварца.

Минеральный состав тяжелой фракции гравелитов Базум-Зангезурской зоны представлен (в убывающем порядке процентного содержания, табл. 3.5): магнетитом, гематитом, лимонитом, ильменитом, хромшпинелем, гранатами, эпидотом, цирконом, хлоритами, барит-целестином, обыкновенной роговой обманкой, сфеном. Хромшпинель в заметных количествах отмечается в Севано-Амасийской подзоне, а хлорит - в Зангезурской. Сравнительно высокие содержания эпидота и обыкновенной рого-

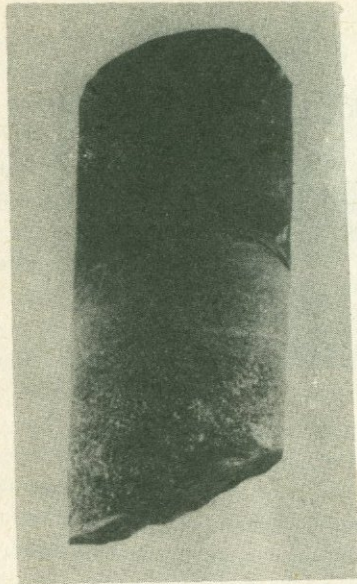


Рис.3.12. Флишевая циклотема с гра-
дационной слоистостью. Хотя контакты
между слоями пелитоморфных и зерни-
стых пород четкие, но в разрезе пред-
ставленной циклотемы переход грануло-
метрического состава постепенный. На-
блюдается резкий неровный контакт
между известковыми глинами нижезале-
гающей и грубозернистыми известковыми
песчанинами верхней циклотем. Терри-
генно-карбонатная флишевая субформа-
ция. Скв.2 Мхчян, гл.3880-3885 м

вой обманки наблюдаются в восточной части Севанского хребта. В ми-
неральном составе тяжелой фракции гравелитов Арансинской зоны (табл.
3.6) присутствуют: пирит, лимонит, гематит, магнетит, эпидот, иль-
менит, лейноксен, циркон, барит-целестин, гранаты, турмалин, хло-
рит, сфен, рутил, биотит. Здесь заметные содержания эпидота и хло-
рита отмечаются в западной, гранатов - в центральной и циркона -
в юго-восточной частях Арансинской зоны.

Цемент гравелитов представлен карбонатным веществом (мелко-круп-
нокристаллический кальцит, часто составляющий 25-40% породы), с не-
большой примесью глин, реже гидроокислов железа. В восточной части
Севанского хребта отмечается уменьшение карбонатного цемента пород.
Возможно, оно связано с удалением от шельфовой зоны и соответствен-
но, с заметным увеличением глубины захоронения отложений мутьевых
потонов. Не исключена возможность, что исходный материал турбиди-
тов не содержал значительного количества карбонатного вещества.
Данные химического анализа гравелитов приведены в таблице 3.4.

Результаты спектральных анализов показывают, что содержания об-
наруженных в гравелитах химических элементов, в том числе малых,

распределяются в следующем порядке: Si, Ca, Mg - 10%; Na, Al, Fe, Mg, K - 10-1%; Ti, Cr - 1-0,13%; Mn, Ni, V, Sr, Ba - 0,1-0,01%; Cu, Zr, La, Co, Li, It, Zn, Pb, Ga, Sc, Rb - 0,01-0,001%; Mo, Ib, Be - 0,0001%. Характерно некоторое повышение содержания Mg, Cr в Базум-Зангезурской, а Sr, Ba в Арансинской зонах.

Песчаники разнозернистые, полимиктовые (лититовые арены) с известковым цементом являются одним из распространенных типов пород флишевой терригенно-карбонатной субформации.

Наибольшее развитие они имеют в южной и юго-западной частях Арансинской зоны, где составляют до 20% общей мощности субформации. На севере, в том числе и в Базум-Зангезурской зоне, частота встречаемости песчаных слоев заметно уменьшается. В разрезах Аджаро-Триалетии она частично увеличивается.

Макроскопически эти песчаники средне-толстослоистые, реже массивнослоистые (рис.3.1, 3.2), плотные породы (в единичных случаях сравнительно слабо сцементированные) серого, светло-серого, желтовато-серого цвета. Мощность слоев колеблется от 2 до 60 см, часто 5-10 см. Очень редко (например, в районе с.Двин) отмечаются массивные образования песчаных потоков, мощность которых превышает 10 м. В последних встречаются интервалы с нечеткой, грубой косой слоистостью.

Известковыми песчаниками обычно начинаются циклотемы третьего типа (Ц_{III}), и тогда контакт их с подстилающими породами (часто пелитоморфными) нижезалегающей циклотемы резкий, нередко с механоглифами (3.13, 3.14). В нижней части Ц_I и Ц_{III} отмечаются редкие комки глин и мергелей разнообразной формы (рис.3.15). Песчаники слагают градационно слоистый или почти неслоистый интервал "а" текстурной последовательности А.Боумы. Реже мелкозернистыми песчаниками представлен интервал "в" с тонкой горизонтальной слоистостью. Во всех полных циклотемах Ц_{III} переход песчаников к алевролитам постепенный. Такой же постепенный переход к подстилающим гравелитам наблюдается в Ц_I и Ц_I . В неполных циклотемах резкие контакты песчаников отмечаются и со слоями перенрывающих циклотем. Исследованные известковые песчаники имеют среднюю, часто плохую сортировку зерен. Коэффициент сортировки (S_o) по П.Траску (Дж.Гриффитс, 1971) варьирует от 1,67 до 6,36, часто составляет 4,4-4,7. Медианный размер зерен (M_d) колеблется от 0,104 мм до 0,56 мм. Кривые распределения двухвершинные и трехвершинные, реже одновершинные. Сравнительно невысокие



Рис.3.13. На нижней поверхности крупнозернистого известкового песчаника основания Цш наблюдаются механоглифы, заостренные сепки с борозд размыва. Терригенно-карбонатная флишевая субформация. Левобережье р. Азат у с. Ланджазат

максимумы кривых относятся к пелитовой, пелитово-алевритовой и грубозернистой песчано-гравийной фракциям. Отмечаются логнормальное и нелогнормальное распределения содержаний granulometricеских фракций песчаных пород с преобладанием нелогнормального типа.

Плохая сортировка зерен гравийно-песчаных пород флишевой формации является результатом быстрой разгрузки и отложения обломочных компонентов турбидных потоков относительно высокой плотности во время их резкого торможения и уменьшения скорости. Форма обломочных частиц преимущественно полуокатанная, но нередки также угловатые и окатанные зерна. Грубо- и крупнозернистые песчаные частицы часто имеют угловато-округлую, а мелкозернистые - округло-угловатую формы.

Осредненный петрографо-минералогический состав обломочной части песчаников следующий (в убывающем порядке): обломки пород (30-60%), представленные допалеоценовыми (преимущественно палеозойскими) известняками, палеоцен-нижнеэоценовыми карбонатными интракластами, обломками силицитов, полевошпатово-кварцевых песчаников, спилитов, диабазов, серпентинитов, мергелей, кислых эффузивов, габброидов и



Рис.3.14. Включение светло-серого мергеля (15x8x7 см) в органогенно-детритовом, псаммитовом известняке желтовато-коричневого цвета. Справа наблюдается пересекающий включение крупный биоглиф светло-коричневого цвета, состав которого почти аналогичен составу вмещающего известняка. В остальных частях включения тонкие биоглифы и их овальные мелкие срезы имеют светло-коричневый цвет. Терригенно-карбонатная флишевая субформация. С.Агнджадзор. 2/3 нат.вел.

гранитоидов; кварц - 20-50%, полевые шпаты (часто плагиоклазы) - 8-20%. Редко наблюдаются известковые раковины преимущественно мелких фораминифер. Встречаются небольшие скопления хлорита и глауконолита.

Петрографический состав обломочной части грубо-крупнозернистых песчаников мало отличается от состава вышеописанных гравелитов. В кластической части средне- и мелкозернистых песчаников преобладающим компонентом нередко становятся зерна кварца. В песчаниках, так же, как и в гравелитах Базум-Зангезурской зоны, характерно незначительное содержание или отсутствие карбонатных интракластов. Этот факт указывает на удаленность от шельфовой зоны и особенно от тех

сравнительно приподнятых участков, где развивались рифовые постройки и поставлялся интракластовый материал (часто фрагменты водорослевых карбонатных образований).

В минеральном составе тяжелой фракции песчаников (табл.3.5,3.6) определены: гематит, лимонит, пирит, магнетит, барит-целестин, лейкоксен, гранаты, циркон, хлориты, шпинель-хромшпинель, турмалин, рутил, сфен, эпидот, обыкновенная роговая обманка, серпентин.

Цемент песчаников состоит из карбонатного вещества (преимущественно мелко-среднезернистого кристаллического кальцита) с примесью глин и гидроокислов железа. Тип цемента поровый, базальный. Содержание глин заметно увеличивается в восточной части Севанского хребта.



Рис.3.15. Гусеницеподобные биоглифы, следы ихнофауны Helminthoidea или Muensteria. В некоторых следах илоедов сохранились остатки темно-серого пелитоморфного вещества. Терригенно-карбонатная флишевая субформация. Левобережье р.Веди, у с.Урцадзор. Уменьш. 2x

В Арансинской зоне наблюдаются высокие содержания барит-целестина, а в верхней части разреза субформации - лимонита и гематита. В Базум-Зангезурской зоне отмечаются заметные содержания хромшпи-

нелидов, серпентина и ильменита. Результаты химического анализа представлены в таблицах 3.1, 3.2. Характерно некоторое повышение содержания MgO (до 4,88%) в Базум-Зангезурской зоне, особенно в районах сс.Амасия и Джанахмед. Оно в основном связано с наличием перетертого серпентинового материала, обломков спилитов, габброидов. В Араксинской зоне с юга на север наблюдается постепенное уменьшение содержания SiO_2 и увеличение Al_2O_3 . В этом отношении характерно более высокое содержание Al_2O_3 в Базум-Зангезурской зоне по сравнению с Араксинской. Следуя Крук Н. (Crook, 1974), Маркевичу П.В. и Чудаеву О.В. (1979), автор попытался по данным химического анализа и содержания кварца в песчаных породах терригенно-карбонатной флишевой субформации определить геодинамическую обстановку исследованного региона в палеоцен-нижнеэоценовое время. Анализ величин отношения K_2O/Na_2O (от 0,3 до 1,02, в среднем - 0,38), содержания кварца (10-50%) и SiO_2 (37,63-51,70%) позволяет предполагать, что седиментационный бассейн, где накопились отложения флишевой субформации дания-нижнего эоцена, находился в области активной континентальной окраины.

Анализ химических показателей (табл.3.7) по методу Бхатия М. (Bhatia, 1983) показывает, что осадконакопление происходило в бассейнах континентальной островной дуги и активной континентальной окраины.

Отношение SiO_2/Al_2O_3 (коэффициент зрелости песчаников) колеблется от 4,18 до 11,38; в среднем 6,76 в Араксинской и от 3,24 до 3,98 в среднем 3,61 в Базум-Зангезурской зоне. Хотя количество анализов недостаточное, представляется, что песчаники Араксинской зоны более зрелые, чем Базум-Зангезурской. Такое предположение косвенно подтверждается и средними значениями отношений $K_2O + Na_2O / Al_2O_3$; $Fe_2O_3 + FeO + MgO / Al_2O_3$; MgO / CaO ; Fe_2O_3 / FeO (табл.3.7). Следует отметить, что подобные петрохимические коэффициенты достаточно информативны и успешно применяются при литофациальном анализе (Маркевич, 1985).

По данным спектрального анализа, содержания химических, особенно малых элементов в песчаниках распределяются в следующем порядке: Si, Ca > 10%; Al, Mg, Fe - 1,3-10%; Na, K - 0,32-3,2%; Ti - 0,32-1%; Mn, Sr, Ba - 0,075-0,1%; Cr, Ni, Co, V, Zr, Cu < 0,01-0,1%; It, Zn, Ga, Li, La, Rb - 0,001-0,01%; Mo, Pb, Be < 0,001%. Отмечается некоторое увеличение содержаний Mg, Cr, Ni, Co в Базум-Зангезурской зоне.

Т а б л и ц а 3.7

Величины отношений и содержаний химических компонентов гравийно-песчаных пород терригенно-карбонатной флишевой субформации Араксинской (А.з.) и Базум-Зангезурской (Б-З.з.) зон

Показатели химических компонентов	А.з.		Б-З.з.			
	535	536	3256	4282	6118	6593
K_2O / Na_2O	0,03	0,03	0,56	0,72	0,29	0,30
Al_2O_3 / SiO_2	0,17	0,18	0,24	0,09	0,25	0,31
$Al_2O_3 / (CaO+Na_2O)$	0,26	0,25	0,32	0,19	0,58	1,53
$Fe_2O_3+FeO+MgO$	4,42	5,23	3,50	4,87	9,28	14,57
TiO_2	0,27	0,32	0,15	0,37	0,35	0,45
SiO_2 / Al_2O_3	5,92	5,56	4,18	11,38	3,98	3,24
Al_2O_3 / Na_2O	2,21	2,25	3,91	3,75	4,99	4,84
$(K_2O+Na_2O) / Al_2O_3$	0,45	0,44	0,41	0,46	0,26	0,27
$(Fe_2O_3+FeO+MgO) / Al_2O_3$	0,63	0,75	0,39	1,18	0,84	0,91
Fe_2O_3 / FeO	1,05	1,29	2,93	0,94	0,68	0,29
MgO / CaO	0,07	0,08	0,05	0,10	0,29	0,99

Алевролита полиминтовые, известковые, известковистые имеют большое распространение в разрезах терригенно-карбонатной флишевой субформации Араксинской и Базум-Зангезурской зон, участвуя в составе всех типов полных циклотем. Они составляют 4-5% мощности нижней-средней и 10-12% - верхней частей разрезов субформации в Араксинской зоне. В разрезах Базум-Зангезурской зоны среднее их содержание составляет около 20%.

Алевролитами начинаются циклотемы четвертого типа (C_{1y}) на основании и в слоях которых нередко наблюдаются биоглифы (рис.3.16). В верхней части разрезов субформации отмечаются алевритовые породы буровато-розового цвета, биоглифы в которых резко выделяются благодаря своей зеленовато-серой, серой окраске.

Породы, слагающие C_{1y} , соответствуют дистальным (удаленным) турбидитам Р.Г.Уокера (Walker, 1967), которые обычно накапливаются в нижнем конусе выноса. Алевропелитовые породы этой циклотемы могут

формироваться и в боковых частях верхнего и среднего конусов выноса, что обусловлено падением скорости турбидитного потока в крайних частях его поперечного сечения по сравнению с центральной. Мощность слоев 1 пэц колеблется от 0,5 до 40 см; часто составляет в Ц_{IV} 1-3 см; в Ц_{III} - 3-5 см; в Ц_I и Ц_I - 6-20 см (рис.3.4).

Макроскопически известковые алевролиты серого, светло-серого, желтовато-серого цвета плотные породы с горизонтальной (интервалы "в" и "д") и косоволнистой, конволютной слоистостью (интервал "с"). Иногда встречаются сравнительно слабо цементированные алевролиты, разбитые на тонкие плитки по напластованию. По данным гранулометрических анализов, медианный размер зерен алевролитов часто составляет 0,015-0,025 мм. Сортировка зерен средняя, хорошая со значениями S_0 от 3,16 до 1,87. Кривые распределения процентного содержания зерен по стандартному гранулометрическому анализу имеют логнормальный (одновершинный) и нелогнормальный (двухвершинный) характер. Форма зерен преимущественно угловатая, округло-угловатая. Карбонатность пород колеблется от 17,6 до 41,8. Наибольшие средние значения карбонатности пород отмечаются в бассейне р.Веди, а наименьшие - в восточной части Севанского хребта. Среди породообразующих компонентов, кроме кальцита в алевролитах встречаются: кварц (достигает 80% обломочной части в Ордубадской подзоне); обломки пород (известняки, кварциты, полевошпатово-кварцевые песчаники, спилиты, яшмы), полевые шпаты. Глинистые минералы представлены гидрослюдой и монтмориллонитом. В тяжелой фракции алевролитов (табл.3.3, 3.4) обнаружены: гидроокислы железа, гематит, пирит, магнетит, эпидот, гранаты, циркон, барит-целестин, ильменит, лейкоксен, турмалин, рutil, хромшпинель, обыкновенная роговая обманка, биотит, сфен, мусковит, моноклинные пироксены, актинолит, базальтическая роговая обманка, пикотит, андалузит, брукит. Содержание пирита в породах, вскрытая скважинами составляет 7-56%; в естественных обнажениях пирит преимущественно окислен.

Результаты химического анализа алевролитов приведены в таблицах 3.1 и 3.2. Особенности изменения содержания многих химических компонентов в алевролитах Арансинской и Базум-Зангезурской зон приблизительно такие же, как и в описанных выше песчаниках. Содержания обнаруженных спектральными анализами химических элементов в алевролитах распределяются в следующем порядке: Si, Ca > 10%; Al, Mg, Fe - 7,5-1,3%; Na, K - 3,2-1,3%; Ti - 1-0,75%; Mn, Sr - 0,1-0,01%; Ba,

Zr - 0,032-0,042%; Ni, Co, V, Cu, Pb, Zn, Cr, Ga, Li, It, La, Sc - 0,0075-0,001%; Ag, Ib, Be < 0,001%.

Глины в отложениях терригенно-карбонатной флишевой субформации дания-нижнего эоцена Арансинской зоны имеют ограниченное распространение, составляя 1-2% общей ее мощности. Отмечены в разрезах бассейнов среднего и верхнего течений рр. Азат, Веди, Арпа. Глины слагают третий элемент циклотемы. Обычно они согласно залегают над мергелями и с резким контактом перекрываются породами 1 эц следующей циклотемы.

По содержанию карбонатного вещества и терригенных частиц псаммо-алевроитовой размерности выделяются: 1) глины песчанисто-алевроитовые, известковистые, с карбонатностью 10-25% и 2) глины алевроитистые, слабо известковистые, с карбонатностью до 10%.

Глины песчанисто-алевроитовые обычно наблюдаются в верхней части разрезов субформации. Макроскопически это серые, зеленовато-серые породы с горизонтальной слоистостью. Мощность слоев колеблется от 2 до 20 см, часто составляет 3-5 см. В гранулометрическом составе глин алевроитовая фракция часто составляет 25-30%. Роль песчаной фракции незначительна (до 2%), сортировка породы сравнительно хорошая.

Глины алевроитистые, слабо известковистые обычно встречаются в нижней и средней частях разрезов субформации. Это темно-серые, серые тонко рассланцованные породы. Мощность слоев 0,5-4 см, часто составляет 1-2 см. Сортировка зерен хорошая. Характерно почти полное отсутствие песчаной фракции. Это гемипелагические глины, которые являются конечным продуктом механической дифференциации отложений полной флишевой циклотемы. Интересно отметить, что выполненный на ЭВМ статистический анализ показывает, что между мергелями и глинами, особенно алевроитистыми, слабо известковистыми существует слабая отрицательная корреляционная связь (табл. 3.8). Она означает, что с прекращением осаждения пелитового материала мутьевого потока постепенно возрастает роль гемипелагического глинистого вещества. Минеральный состав песчано-алевроитовой примеси глин (табл. 3.5, 3.6) следующий (в порядке уменьшения процентного содержания): легкая фракция - глинистые частицы, полевые шпаты, кварц, кварциты, хлорит, глауконит, углефицированные растительные остатки; тяжелая фракция - пирит, магнетит, лимонит, гематит, гранаты, циркон, турмалин, эпидот, цоизит, барит-челестин, мусковит, биотит, пинотит, корунд, обыкновенная роговая обманка, глаукофан.

Т а б л и ц а 3.8

Коэффициенты корреляции между элементами и подэлементами циклотем терригенно-карбонатной (I), вулканогенно-осадочной (II) и карбонатно-терригенной (III) субформаций флишевой формации палеоцена-верхнего эоцена

Субформация	Количество разрезов	Пределы	Коэффициенты корреляции							
			1 ПЭЦ		1 ПЭЦ		1 ЭЦ	1 ЭЦ	1 ЭЦ	II ЭЦ
			1 и 1	ПЭЦ ПЭЦ	1 и 1	ПЭЦ ПЭЦ	II ЭЦ	III ЭЦ	II+III ЭЦ	III ЭЦ
I	10	от	0,13	0,14	-0,26	0,03	0,16	-0,35		
		до	0,76	0,83	0,60	0,66	0,43	0,40		
II	8	от	0,30	0,06	-0,14	-0,21	-0,19	-0,15		
		до	0,78	0,73	0,006	0,36				
III	10	от	0,47	-0,04	-0,60	-0,28	-0,09	-0,65		
		до	0,62	0,87	0,40	0,35	0,61	0,39		

По данным электронномикроскопического, рентгеноструктурного и термического анализов основные глинистые минералы представлены гидрослюдой (часто преобладает) и монтмориллонитом; в качестве примесей встречаются хлорит и каолинит. Характерно почти полное отсутствие монтмориллонита и хлорита в глинах южной части (Ордубадская подзона) и их постепенное увеличение в северной и западной частях Араксинской зоны.

Данные химических анализов глин приведены в таблицах 3.1, 3.2. Характерно преобладание содержания Na_2O над K_2O в глинах Базум-Зангезурской и Араксинской зон.

Результаты спектрального анализа глин: Si, Ca > 10%; Al, Fe, Mg - 1-10%; Na, K - 1-3%; Ti - 0,3-1%; Mn - 0,075-0,1%; Ni, V, Cr, Cu, Ba, Sr - 0,01-0,03%; Co, Zr, Li, Ga, It - 0,003 - 0,01%; Zn, Pb, Sc, Be - 0,001-0,003%. Отмечается некоторое повышение содержания Ba над Sr.

3.1.2. Вулканогенно-осадочная флишеидная субформация
(средний эоцен)

3.1.2.1. Разрезы.

Вулканические и вулканогенно-осадочные породы эоцена, в том числе и флишеидной субформации среднего эоцена развиты, в основном, в средней части Альпийско-Гималайского пояса, между 35° и 65° меридианами восточной долготы. Они протягиваются с запада от Понтида (Sengor, Ilmaz, 1981; Нороновский, 1979) и горных сооружений Армянского нагорья (Gökçen, Kelling, 1985) к Аджаро-Триалетии (Адамия и др., 1974; Лордкпанидзе, 1985) и Малому Кавказу (Джрбашян, Мнацканян, 1981), и далее к Талышу (Геология СССР, т.47, 1972) и на восток к Герату и юго-восток - к Лутскому массиву. Южнее Талыша этот пояс разветвляется, при этом основная ветвь, где наблюдаются и вулканогенно-осадочные флишевые образования (Stoklin et al., 1965), протягивается через южный склон Эльбурса, на Себэвар и на восток (до Кушки). Другая ветвь, где преобладают вулканические породы (пояс Урмия-Дохтар), протягивается с юга-запада на Центральный Иран (Kazmin et al., 1986; Романько и др., 1983).

Разрезы вулканогенно-осадочной флишеидной субформации в Базум-Зангезурской зоне составлены в Ширакском (в том числе и скв.35 - Ленинанкан), Базумском, Гугарацском, Памбанском, Арегунийском, Севанском и Зангезурском хребтах (рис.3.17, 3.16 и табл.3.9). В Арансинской зоне они находятся в бассейнах рр.Раздан, Азат, Веди, Арпа, Нахичеванчай, Алинджачай и вскрыты скважинами 30 - Фонтан; 13,14-Раздан; 1,31 - Шорахбюр и 45 - Вайоцдзор (рис.3.18, и табл. 3.10). Породы вулканогенно-осадочной флишеидной субформации среднего эоцена являются наиболее распространенными и мощными (до 2800м) образованиями палеогена Базум-Зангезурской зоны. Вулканические породы имеют заметное распространение в центральной и юго-восточной частях этой зоны. Вулканогенно-осадочные отложения резко преобладают над вулканическими образованиями в западной части Базум-Зангезурской зоны и в южной, переходной к Арансинской зоне полосе. К югу и к северу от осевой полосы Базум-Зангезурской зоны отмечается уменьшение мощностей вулканогенно-осадочной флишеидной субформации.

В Арансинской зоне резко преобладают вулканогенно-осадочные породы. С севера на юг отмечается постепенное уменьшение вулканокла-

РАЗРЕЗЫ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНОЙ ФЛИШОИДНОЙ СУБФОРМАЦИИ СРЕДНЕГО ЗОЦЕНА АРМЯНСКОЙ ССР

Составил А. А. САДЖАН

В м 0 20 40 60 80

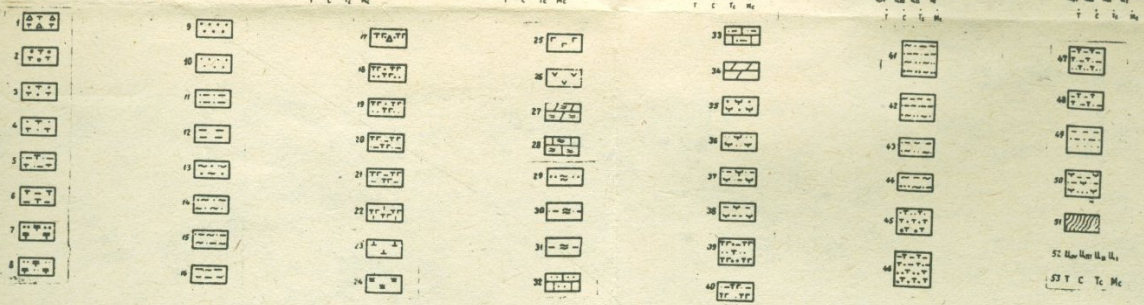
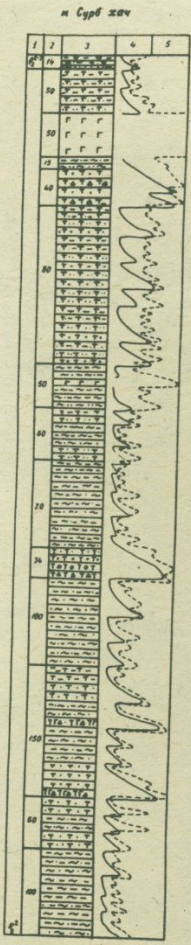
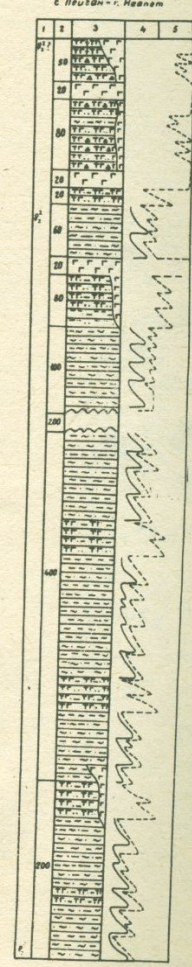
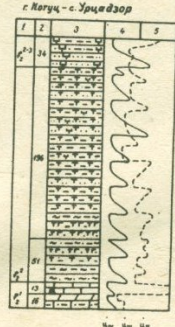
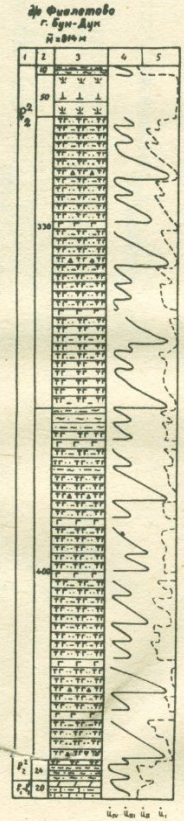
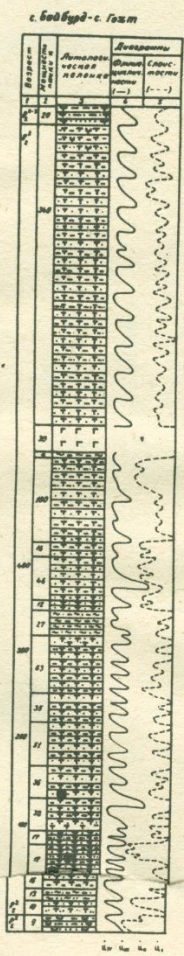
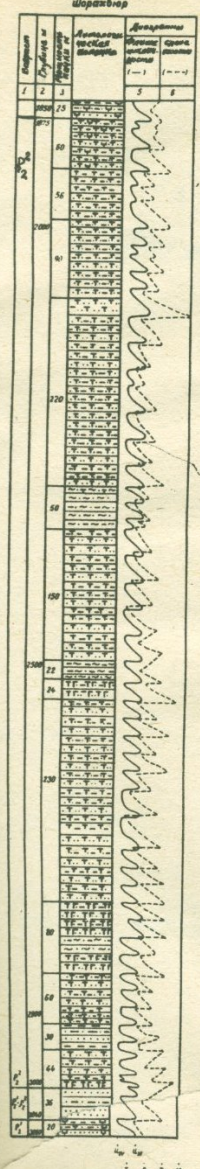


Рис. 3.16. Разрезы вулканогенно-осадочной флишовой субформации среднего зюцона Армянской ССР. 1. Туфобрекчии. 2. Туфонконгломераты. 3. Туфогравелиты. 4. Туфопесчаники. 5. Туфоалевролиты. 6. Туфоаргиллиты. 7. Гравийные тефроиды. 8. Псаммитовые тефроиды. 9. Гравелиты вулканотерригенные. 10. Песчаники вулканотерригенные. 11. Алевролиты вулканотерригенные. 12. Аргиллиты вулканотерригенные. 13. Туффиты гравийные. 14. Туффиты псаммитовые. 15. Туффиты алевритовые. 16. Туффиты пелитовые. 17. Туфы брекчиевые и лавобрекчии. 18. Туфы гравийные. 19. Туфы псаммитовые. 20. Туфы алевритовые. 21. Туфы пелитовые. 22. Туфы окварцованные. 23. Спеншиющиеся туфы пирокластических пород среднего состава. 24. Слабо спеншиющиеся туфы пирокластических пород основного состава. 25. Эффузивные и экструзивные породы среднего состава. 26. Эффузивные и экструзивные породы основного состава. 27. Туфомергелы. 28. Туфоизвестняки. 29. Песчаники известковистые с примесью пеплового материала. 30. Алевролиты известковистые с примесью пеплового материала. 31. Глины известковистые с примесью пеплового материала. 32. Известняки песчаные. 33. Известняки алевритовые. 34. Мергелы. 35. Гравелиты известковистые. 36. Песчаники известковистые. 37. Алевролиты известковистые. 38. Глины известковистые. 39. Чередование гравийных, псаммитовых и алевритовых туфов. 40. Чередование псаммитовых и алевритовых туфов. 41. Чередование гравийных, псаммитовых, алевритовых и пелитовых туффитов. 42. Чередование псаммитовых, алевритовых и пелитовых туффитов. 43. Чередование псаммитовых и алевритовых туффитов. 44. Чередование алевритовых и пелитовых туффитов. 45. Чередование туфоалевролитов, туфопесчаников, туфогравелитов, туфоаргиллитов с преобладанием гравийно-псаммитовых пород. 46. Чередование туфогравелитов, туфопесчаников, туфоалевролитов и туфоаргиллитов. 47. Чередование туфопесчаников, туфоалевролитов и туфоаргиллитов. 48. Чередование туфоалевролитов и туфоаргиллитов. 49. Чередование вулканотерригенных песчаников алевролитов и глин. 50. Чередование известковистых песчаников, алевролитов и глин. 51. Олигостромовые пачки. Ц₁, Ц_{II}, Ц_{III}, Ц_{IV} - циклотемы первого, второго, третьего и четвертого типов. Т, С, Т_с, М_с - тонкие, средние, толстые и массивные слои

- 51 -

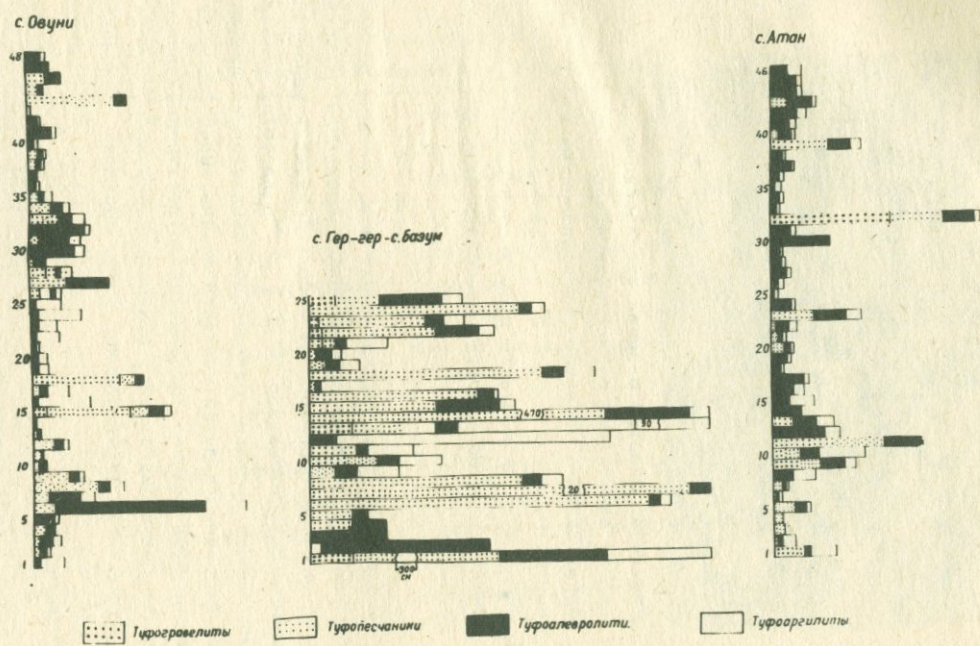


Рис.3.17. Циклотемогаммы вулканогенно-осадочной флишовой субформации Базум-Зангезурской зоны. Горизонтальный масштаб 1:10

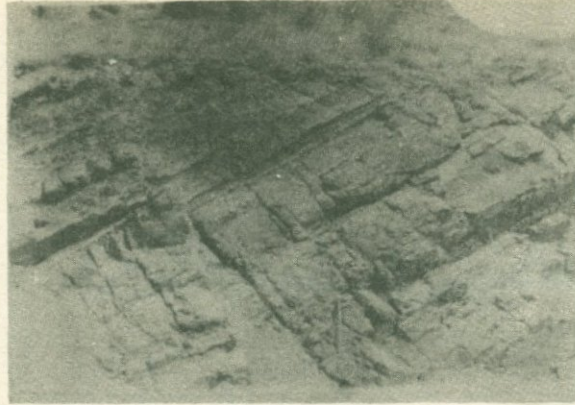


Рис.3.18. Отрезок разреза вулканогенно-осадочной флишеидной субформации Араксинской зоны. Здесь преобладают толстослоистые зернистые породы 1э. Ц_п - Ц_{1у}, с тенденцией уменьшения их мощности стратиграфически снизу-вверх по разрезу. Бассейн р.Азат у с.Гарни

стических (в основном, пирокластических) и увеличение осадочных компонентов пород. В этом же направлении и происходит заметное уменьшение мощности субформации от 2000 м (снв.45 - Вайоцдзор) до 247 м в разрезе Нотуц-Урцадзор и далее на юг переход к осадочным, преимущественно мелководным образованиям карбонатно-терригенной формации среднего-верхнего эоцена. Среднеэоценовый возраст отложений субформации определяется по стратиграфическому положению, литологическому составу и характерному комплексу фауны (Геология СССР, т.43, 1970; Садоян, 1965; Джрбашян, Садоян, 1980).

3.1.2.2. Типы пород

Основными типами пород субформации являются вулканогенно-осадочные, осадочно-вулканокластические, пирокластические при подчиненном значении осадочных пород. В Базум-Зангезурской зоне обычны и вулканические породы известково-щелочной серии. В Араксинской зоне разви-

Т а б л и ц а 3.9

Краткая литологическая характеристика вулканогенно-осадочной
флишовой субформации среднего эоцена Базум-Зангезурской зоны

Местоположение разреза	Мощность в м <u>пределы</u> среднее	Основные типы пород	Характерные минеральные ассоциации	Обстановка осадконакопления
С. Шенаван, г. Нировакан, с. Фиолетово, с. Севан, с. Тохлуджа, с. Аревис, с. Аджебадж, с. Лернашен и др.	<u>814-1610</u> 1211	Андезиты, дациты, андезитов-базальты, туфы, туффиты, вулканотерригенные песчаники, алевролиты, глины.	Плагиоклазы, монтмориллонит, моноклинные пироксены, магнетит, обыкновенная роговая обманка, биотит, эпидот, хлорит.	Умеренно-глубоководный бассейн островной дуги, участками переходящий в мелководный. Склоны и равнины подножья вулканических островных и подводных поднятий. Поцровы пирокластических потоков, конусы выноса турбидитов и игниотурбидитов (их верхних и средних вееров). Конусы выноса верхних и средних вееров турбидитов и игниотурбидитов.
Южный склон Ширакского хребта у сс. Овуни, Лусахбюр, южный склон Памбанского хр. у сс. Цахнашен и Лернаван, южный склон Зангезурского хр. у сс. Арафса и Парга.	<u>713-1503</u> 1009	Туфы, туффиты, вулканотерригенные песчаники, алевролиты, глины.	Плагиоклазы, монтмориллонит, моноклинные пироксены, магнетит, обыкновенная роговая обманка, эпидот, хлорит.	

Т а б л и ц а 3.10

Краткая литологическая характеристика вулканогенно-осадочной флишеидной субформации среднего эоцена Араксинской зоны

Местоположение разреза	Мощность в м пределы среднее	Основные типы пород	Характерные минеральные ассоциации	Обстановка осадконакопления
Сне., сне. 30 Фонтан, 1 и 31 Шор-ахбюр, 45 Вайоц-дзор, сс. Гарни, Двин, Урцадзор, Агнджадзор, Малишна, Гергер, Парага и др.	247-2267 1058	Туфы, туффиты (часто паратуффиты), вулканогенно-терригенные и терригенные песчаники, алевролиты и глины	Плагиоклазы, моноклинные пироксены, магнетит, обыкновенная роговая обманка, эпидот. Глинистые минералы: (преобладает) гидрослюда, хлорит	Бассейн фронтальной части островной дуги Эллинского типа. Склоны и равнины подножья вулканических и невулканических поднятий. Конусы выноса верхних, средних, нижних вееров и сапрофена турбидитов и редко - игниотурбидитов

ты преимущественно вулканогенно-осадочные породы, но часто встречаются (особенно в южной ее части) и породы осадочные. В Базум-Зангезурской зоне наряду с вулканогенно-осадочными, имеют большое распространение осадочно-вулканокластические и пирокластические породы.

Пирокластические породы составляют 0-20% от мощности субформации. Они сравнительно больше развиты в Базум-Зангезурской зоне, особенно в ее центральной (Базумский, Памбакский, Арегунийский, Севанский хребты) и юго-восточной (Зангезурский хребет) частях. Изредка встречаются они в северной и северо-восточной частях Араксинской зоны (преимущественно бассейн верхнего течения р. Арпа), т.е. в полосе сочленения с Базум-Зангезурской зоной. Выделяются туфы радиодацитового, андезито-дацитового, андезитового и андезито-базальтового состава (Геология Армянской ССР, т.4, 1970, Джрбашян и др., 1976, Джрбашян, Мнацанян, 1981).

Следует отметить, что пирокластические породы более кислого состава встречаются в разрезах Севано-Ширакского синклинория, а сравнительно основные - в разрезах Зангезурского хребта.

Выделяются два типа пирокластических образований: а) отложения пирокластических потоков (катмайский, мон-пелейский типы извержений и их подводные аналоги); б) туфы вертикального гравитационного пирокласто (пепло) - пада из взрывного материала вулканического, стромболианского и других типов извержений и их подводные аналоги.

Туфы пирокластических потоков. Отложения пирокластических потоков являются, вероятно, переходными между эффузивными и взрывными образованиями. Полевые и микроскопические исследования пород выявили во многих разрезах эоцена Малого Кавказа своеобразные туфы подводных пирокластических, преимущественно пепловых потоков. Вслед за Р.С.Фиске (Fiske, 1963) автор под подводными пирокластическими потоками понимает подводные потоки свежих эруптивных пирокластических обломков. Термины "пирокластический поток", "отложения пирокластических потоков" и т.д. автор применяет в том смысле, как они сформулированы Арамаки С. (1977); Россом Н.С. и Смитом Р.Л. (1963); Малеевым Е.Ф. (1980); Грешнером С.Г. (1976) и другими. Напомним лишь, что под пепловым потоком многие исследователи понимают высокотемпературную турбулентную смесь пирокластики и газов, которая после взрывного направленного извержения быстро передвигается по склонам вулкана или по поверхности земли. Несмотря на то,

что твердый материал пеплового потока не обладает сортировкой, обычно он представлен частицами менее 4 мм в диаметре. Туфы пеплового потока - это консолидированные отложения пеплового потока. Заслуживает некоторой детализации и уточнения определение Р.Фиске тех подводных пирокластических потоков, из которых образуются спешившиеся туфы. Подводный пирокластический поток - это высокотемпературная смесь свежезруптивных пирокластических частиц и газа, с периферийной паро-водяной каймой. Последняя с более охлажденными, дезинтегрированными частицами, нередко становится источником небольших туфогенных турбидитных потоков. Туфы подводных пирокластических потоков на территории Армянской ССР обычно подстилаются и перекрываются туфогенными отложениями вулканогенно-осадочной флишовой субформации среднего эоцена, имеющих преимущественно турбидитный генезис.

Ниже приводится детальная характеристика отложений некоторых подводных пирокластических потоков среднего эоцена, многие из них описываются впервые (Садоян, 1984, 1985).

В бассейне нижнего течения р.Гетик, по дороге в с.Гош обнажается разрез массивных, массивнослоистых, плотных туфов мощностью (неполной) около 50 м. В верхней части этого разреза (около 10 м) текстура туфов массивнослоистая, с чередованием более плотных светло-серых, голубовато-серых и менее плотных зеленовато-серых, буровато-серых разновидностей со смятыми, уплощенными, вытянутыми субпараллельно напластованию зелеными, буровато-зелеными включениями. Средняя часть разреза представлена массивными, звонкими, плотными туфами светло-серого, голубовато-белого цвета с зелеными включениями вытянутой, уплощенной причудливо изогнутой формы, с расплывчатыми контурами. Нередко они своими утоненными концами как бы сливаются друг с другом, образуя невыдержанную полосчатость (рис.3.19). Приблизительные размеры отдельных включений следующие: длина от 3 до 25 мм, часто 8-12 мм, толщина от 1 до 5 мм, часто 2-4 мм. Переход между средней и нижней частями этого разреза закрыт аллювиальными отложениями р.Гетик. Обнаженный интервал средней части разреза составляет около 15 м, нижней - 4 м. Нижняя часть разреза сложена менее плотными массивно- и крупнослоистыми пятнистыми туфами зеленовато-серого цвета. Указанные породы являются кристалло-витро-кластическими, часто кристалло-пемзокластическими, спешившимися, в

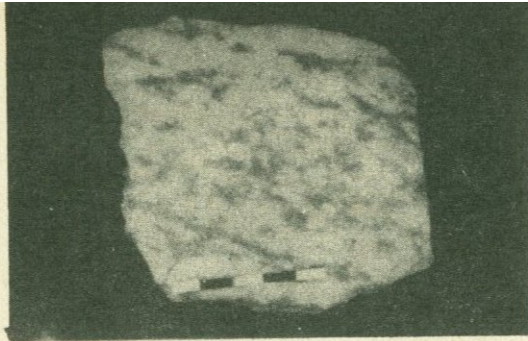


Рис.3.19. Спеншийся туф подводного пирокластического потока. Сублипараллельно расположенные, вытянутые включения (темные) преимущественно представлены хлоритизированными пемзовыми образованиями. Обр.6420. Нат. вел.

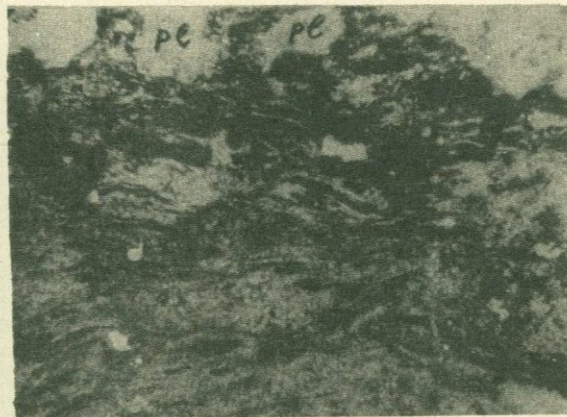


Рис.3.20. Микрофотография слабо спеншегося туфа. Значительная часть шлифа представлена пемзокластическими включениями волнистого, длинноволнистого строения. В верхней части фото кристаллы пелитизированных, серицитизированных плагиоклазов (р) с нечеткими, корродированными контурами. Обр.6431, без анализатора, увел.46х

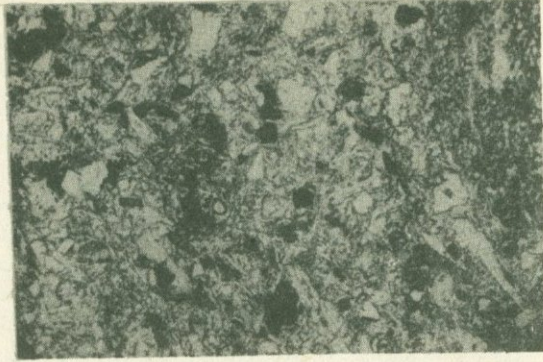


Рис.3.21. Туф кристалловитрокластический с характерными остроугольными, игловидными, нитьевидными витрокластами. Вулканогенно-осадочная флишеидная субформация. Бассейн р.Азат. Шлиф 4913. Увел.64 без анализатора

верхней и нижней частях разреза - слабо спекшимися туфами. Основная связующая масса этих туфов представлена плотно сросшимся, часто вспученным материалом, в котором более или менее одинаковые по составу частицы благодаря уплотнению и свариванию почти теряют свои первоначальные контуры. Структура этой связующей массы фельзитовая, микрофельзитовая, сложенная агрегатом полевых шпатов и кварца. Хлоритизация стекловатого каркаса, обычно легко позволяет обнаружить пластично деформированные, вытянутые, волокнистые, сноповидные обломки пемзы, вулканического стекла типа образований микрофьямме (рис.3.20). В этих обломках промежутки между хлоритизированными волокнами, полосками заполнены мелкозернистым кварцем или агрегатом кварца и плагиоклаза. В описываемых туфах характерно почти полное отсутствие резургенных обломков. Редко наблюдаются, целые или обломанные кристаллокласты пелитизированных, серицитизированных плагиоклазов, иногда с оплавленными, округлыми или причудливо корродированными контурами. Очень редко в породе отмечаются мелкие изолированные участки, пустоты, заполненные вторичным кальцитом. Следует добавить, что в спекшейся "основной массе" этих туфов характерные для пепловых частиц формы (иголки, рогульки, черепки) плохо сохра-



Рис.3.22. Туффит (ортотуффит) псаммитовый с резким преобладанием кристаллолитокластической части над цементом. В центре обломанный кристалл авгита. Вулканогенно-осадочная флишеидная субформация. Район горы Багацсар. Шлиф 4821, увел.30х, без анализатора.

нены или не сохранены. Сравнительно менее плотные, массивно- и крупнослоистые туфы верхней и нижней частей разреза от описанных выше более плотных разностей отличаются присутствием реликтов плохо сохранившейся пепловой структуры и единичных витронкластов с пузырьками округлой и овальной формы. Хотя многие микрофьяммы здесь имеют ориентированное расположение, но встречаются и такие, которые ориентированы косо к общему направлению полосчатости. В указанных туфах редко встречаются фьяммоподобные образования, они частично или полностью замещены кальцитом, лимонитом и лейкоксеном (продуктами вторичных изменений). Данные химического анализа (табл.3.11 обр. 6284, 6419, 6420^а) подтверждают кислый состав туфов. Наблюдается повышение содержания окиси железа над закисью в верхней части разреза пирокластического потока (обр. 6420^а) и закиси железа над окисью (обр.6419) в средней его части. Таким образом, на основании изложенного, плотные массивные породы средней части разреза можно отнести к спешшимся туфам, а менее плотные, массивнослоистые разности верхней и нижней частей разреза к слабо спешшимся отложениям подводного пирокластического потока. Полосча-

тые, пятнистые туфы среднего эоцена обнажаются и на северо-западном побережье озера Севан. Туфы северо-западного берега озера Севан (недалеко от памятника "Ахтамар"), общей мощностью около 100 м, представлены псаммо-гравийными, литокристаллокластическими отложениями преимущественно андезито-дацитового состава с характерными фьяммеподобными образованиями (табл. 3.11, обр. 6405). В верхней части разреза они имеют слоистую текстуру, пятнистый облик с нечеткими включениями буровато-зеленого цвета (хлоритизированные, лимонитизированные обломки пемзы) и меньшую плотность, чем плотные светло-серые туфы нижней части разреза. В сравнительно менее плотных туфах верхней части разреза преобладают литокласты с заметным содержанием резургентных обломков андезито-дацитов, а в нижних плотных туфах - кристаллокласты, состав которых преимущественно плагиоклазовый. В менее плотных туфах нередко встречаются угловатые обломки кислых витрокластов с явно выраженной перлитовой текстурой; округлые или почти округлые трещины отдельности (перлы) с хлоритизированными стенками заполнены кварц-полевошпатовым агрегатом микрофельзитовой структуры.

Туфы северо-западного побережья озера Севан в отличие от гетинских представлены в основном витролитокристаллокластическими слабо спекшимися и почти неспекшимися образованиями подводных пирокластических потоков. Слабо спекшиеся туфы андезито-дацитового состава имеют заметное распространение в среднеэоценовых отложениях Ширанского, Базумского, Памбанского, Арегунийского, Севанского хребтов. Они обнаружены также на южном склоне Гегамского хребта, в сев. Гарни - 1200 и в правобережье р. Веди. По данным В. А. Агамяна и М. Б. Лордипанидзе (устные сообщения), игнимбритоподобные туфы наблюдаются в разрезах эоцена Вираайоцского хребта и в сопредельных районах Грузинской ССР.

Следует отметить, что в некоторых образцах слабо спекшихся туфов с характерными микрофьямме автором обнаружены единичные известковые раковины нуммулитид и глобигерин, подтверждающие формирование этих отложений пирокластических потоков в морских условиях.

В некоторых псаммо-гравийных витрокристаллолитокластических туфах вытянутые фьяммеподобные образования зажаты между слабо измененными кристаллокластами и резургентными литокластами. Возникает вопрос, свою форму они приобрели на месте их окончательного отложения или до отложения, как несенные обломки вытянутой, рванной

формы? Тот факт, что многие фьямнеподобные образования (пемзоиды) по форме приспособились к пространству между кристаллокластами или литокластами, плавно огибая их, указывает на то, что они формировались на месте, в горячем состоянии, пластично деформировались под тяжестью верхней части потока.

Одним из основных отличий подводных туфов от наземных являются их зеленокаменные изменения, особенно хлоритизация, альбитизация, карбонатизация и т.д. Указанные признаки подводных туфов наблюдаются в описанных выше отложениях пирокластических потоков. В минеральном составе тяжелой фракции последних обнаружены магнетит, лимонит, ильменит, пироксены моноклинные, эпидот, циркон, цизит, барит-целестин, гранаты, биотит, обыкновенная и базальтическая роговая обманки, хлорит, сфен, рутил, пирит. Характерно постоянное, иногда (Ширанский хребет, бассейн р.Гетик) сравнительно высокое содержание циркона в туфах пирокластических потоков. Если в тяжелой фракции указанных туфов основными (по процентному содержанию) минералами являются (табл. 3.12, 3.13) магнетит, эпидот (особенно в бассейне р.Гетик), моноклинные пироксены (Ширанский, Базумский хребты), то в легкой фракции, кроме породообразующих кварца и полевых шпатов, часто встречаются хлорит и хлоритизированные, иногда палагонитизированные зерна.

По данным спектрального анализа, состав туфов пирокластических потоков следующий: Si > 10%; Al - 4,2-10%; Ca, Fe, Mg - 1,8-5,6%; Mg - 0,32-5,6%; Na, K - 0,75-3,2%; Ti - 0,32-0,56%; Mn, Zr - 0,024-0,075%; Sr, Ba - 0,010-0,075%; La - 0,013-0,032%; V, Cu - 0,0056-0,018%; Co, Cr, Pb, Zn, It, Ga, Rb - 0,001-0,0075%; Li, Ib, Be - 0,00013-0,00032%.

Характерно повышенное содержание циркония (до 0,075%) в туфах пирокластических потоков.

Как отмечалось, в разрезах вулканогенно-осадочной флишовой субформации среднего эоцена кроме массивных, массивнослоистых туфов пирокластических потоков встречаются также тонко- и среднеслоистые (часто 2-6 см) пятнистые туфы почти того же состава. Это ритмично чередующиеся слои или полоски светло-серых и голубовато-зеленовато-серых туфов. Горизонтальная слоистость или слоеподобность нередко подчеркивается ориентированным, прерывисто-линейным расположением отчасти уплощенных обломков пирокластов (пемзы) зе-

Т а б л и ц а 3.11

Результаты химического анализа туфов
пирокластических потоков среднего эоцена

Оксиды	18/1	6151	6405	6284	6419	6420 ^a	6431	4914
SiO ₂	59,27	63,17	60,68	67,00	70,50	68,25	67,80	56,25
TiO ₂	0,58	0,19	0,65	0,70	0,40	0,16	0,65	0,44
Al ₂ O ₃	17,24	14,89	19,20	16,05	15,00	14,56	15,50	15,69
Fe ₂ O ₃	5,27	3,64	0,19	0,31	1,40	3,08	0,38	4,63
FeO	1,16	0,87	4,76	3,50	2,24	1,12	2,24	1,43
MnO	0,03	0,09	0,14	0,07	0,09	0,04	0,14	0,11
CaO	3,76	4,00	4,4	2,77	2,00	2,38	4,50	5,88
MgO	2,23	2,46	1,6	2,08	1,00	1,73	1,06	2,26
Na ₂ O	3,60	2,20	4,70	3,40	3,70	3,40	4,00	1,20
K ₂ O	1,00	1,70	2,50	3,20	2,80	2,50	1,80	1,70
P ₂ O ₅	-	0,27	0,18	0,11	0,57	0,11	-	1,94
CO ₂	-	-	-	2,20	-	-	-	1,27
H ₂ O	1,09	2,71	0,56	0,56	0,19	0,30	0,22	1,77
п.п.п.	4,53	4,42	1,47	1,79	1,20	2,76	3,53	6,96
Сумма	100,76	100,61	100,9	100,74	100,9	100,39	100,8	100,53

Примечание: обр. 18/1, 6151 - Ширанский хребет; 6405 - СЗ побережье оз.Севан; 6284, 6419, 6420^a, 6431 - бассейн нижнего течения р.Гетик; 4914 - бассейн р.Азат

леновато-серого, буровато-серого цвета. Микроскопически указанные породы представлены разнозернистыми (преимущественно алевро-псаммитовыми) литовитрокристаллокластическими туфами андезит-дацитового, дацитового состава. Основная масса их сложена мелкозернистым кварц-полевошпатовым агрегатом с примесью девитрифицированного, хлоритизированного, участками цеолитизированного пеплового материала. Отмечаются вытянутые, хлоритизированные обломки пемзы. Наблюдаются кристаллы полевых шпатов, кварца с оплавленными контурами. В районе с.Гарни в этих туфах обнаружена единичная известковая раковина (внешние контуры) глобигерины.

Сравнительно мощные (50-80 м) пачки полосчатых туфов пирокластических потоков отмечаются на северо-западном берегу озера Севан, а маломощные (6-8 м) - в бассейне верхнего течения р.Азат, у с.Гарни

Т а б л и ц а 3.12

Минеральный состав пород вулканогенно-осадочной флишоидной субформации среднего эоцена Базум-Зангезурской зоны

№ п/п	№ образцов	Карбонатность в %	Выход тяжелой фракции в %	Легкая Франция				Тяжелая Франция									
				Обломки пород	Вулканическое стекло	Полевые шпаты	Кварц	Хлориты	Разлож. зерна глинистые частицы	Пироксены моноклинные	Пироксены ромбические	Обыкновенная роговая обманка	Базальтовая роговая обманка	Магнетит	Ильменит	Гематит	Биотит
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
1	5339	0	56,4	-	-	7	3	-	90	17,5	-	58,5	-	12	-	-	-
2	4400	3,2	67,7	35	3	62	-	-	-	6	-	4	-	40	-	-	-
3	4461	1,8	2,0	70	-	30	-	-	-	60	-	3	-	30	-	-	-
4	5405	2,4	5,6	-	-	-	-	13	87	66	1,5	-	-	15	-	3,5	-
5	4806	1,6	7,2	-	-	+	+	-	100	-	-	-	-	2	-	-	-
6	5337	0,8	78,5	-	-	3,5	1,5	1	94	72	-	21,5	-	6,5	-	-	-
7	39/1	0,0	1,70	-	-	+	-	-	100	65	-	-	+	20	15	-	-
8	3821	0,8	14,2	-	+	-	-	-	100	65	-	+	-	30	-	-	-
9	4466	1,60	1,2	-	-	10	-	-	90	8	-	-	-	50	-	16	-
10	4408	1,92	7,0	25	2	23	-	-	50	35	-	-	-	33	2-	-	-
11	3814	0,0	0,3	-	+	5	+	-	95	3	-	1	-	95	-	-	-
12	21/1	11,2	0,02	-	-	+	+	-	100	+	-	-	-	70	-	-	-
13	6128	2,24	1,0	-	90	9	1-	-	-	40	-	+	-	60	-	-	+

Продолжение таблицы 3.12

№ п/п	№ образцов	Тяжелая Франция														
		Гранаты	Циркон	Сфен	Рутил	Турмалин	Эпидот	Цоизит	Апатит	Хромшпиделиды	Хлорит	Пренит	Гидроокислы железа	Лейкоксен	Пирит	Барит и целестин
1	2	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33
1	5339	-	-	-	-	-	12	-	-	-	-	-	-	-	-	-
2	4400	-	-	-	-	-	50	-	-	-	-	-	-	-	-	-
3	4461	-	-	-	-	-	6	-	-	1	-	-	-	-	-	-
4	5405 ⁶	-	-	-	-	-	-	-	-	-	7,5	2,8	3	-	-	-
5	4806	-	-	-	-	-	98	-	-	-	-	-	+	-	+	-
6	5337	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
7	39/1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
8	3821	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	5	-	-	-
9	4466	-	-	-	-	-	-12	-	-	-	-	-	6	-	8	-
10	4408	-	-	-	-	-	30	-	-	-	-	-	2	-	-	-
11	3814	-	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-	+	-	-	-
12	21/1	-	30	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
13	6128	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Продолжение таблицы 3.12

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
14	6419	0,0	0,02	-	-	30	70	-	-	-	-	-	-	45	-	-	-
15	6431	0,0	0,5	80	1	10	5	2-	4	3	-	-	-	5	2	-	-
16	6406	6,24	0,08	-	5	+	-	-	95	90	-	3	-	5	-	-	-
17	6284	8,96	0,3	100	-	+	+	-	-	-	+	+	-	-	-	-	-
18	38/1	0,0	0,08	-	-	+	+	-	100	98	-	2	-	+	-	-	-
19	6267	2,88	0,2	-	-	+	+	-	100	+	-	-	-	30	-	-	-
20	3813	4	3,5	50	-	14	+	-	36	34	-	-	-	55	-	-	-
21	4476	1,68	15	10	-	20	+	-	70	-	-	+	-	5	-	-	+
22	12/18	4,16	1,0	-	-	100	+	-	+	28	2	+	-	70	-	-	-
23	6710	2,9	0,8	-	-	3	1	-	96	98	+	-	-	-	-	+	-
24	3803	0,0	10,2	100	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2	-	-	-
25	4819	2,4	1,0	-	-	-	-	-	100	95	-	+	-	5	-	-	-
26	3837	0,0	0,4	-	-	15	5	-	80	35	-	+	-	65	-	+	-
27	6288	5,28	0,01	-	-	+	+	-	100	95	-	-	-	+	-	-	-
28	38/2	1,6	0,1	-	-	-	+	-	100	+	-	+	-	5	-	+	-
29	12/4	12,2	3,0	-	+	20	+	-	80	50	-	-	-	45	-	-	-
30	6260	1,12	0,7	-	-	85	+	-	15	30	-	+	-	50	-	-	-
31	3865	5,78	5,0	-	-	+	+	-	100	60	-	+	-	40	-	-	-
32	12/20	3,44	0,01	-	+	100	+	-	+	50	-	-	-	40	-	-	-
33	6218	5,76	0,5	100	-	+	+	-	-	-	-	-	-	90	-	-	-
34	3854	12,32	2,0	-	-	+	+	-	100	90	-	+	-	5	-	-	-

Продолжение таблицы 3.12

1	2	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33
14	6419	-	-	-	-	-	45	5	-	-	-	-	5	-	-	-
15	6431	-	2	2	-	-	44	5	-	-	3	-	26	1	3	0,5
16	6406	-	2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
17	6284	-	60	+	-	-	-	-	-	-	-	-	40	-	-	+
18	38/1	+	+	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
19	6267	-	+	-	-	-	65	+	-	-	-	-	+	-	5	+
20	3813	-	-	-	-	-	25	+	-	-	1	-	1	-	6	-
21	4476	-	-	-	-	-	-	-	-	-	+	-	95	-	+	-
22	12/18	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	+	-	+	-
23	6710	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	+	-	2	-
24	3803	-	-	-	-	-	98	+	-	-	-	-	+	-	-	-
25	4819	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	+	-	-	-
26	3837	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
27	6288	5	-	+	-	-	-	-	-	-	-	-	+	-	-	+
28	38/2	+	-	-	+	-	-	-	-	-	-	-	90	-	-	-
29	12/4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	5	-	-	-
30	6260	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	10	0-	-	-
31	3865	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	+	-	-	-
32	12/20	-	1	+	-	-	-	-	-	-	-	-	9	-	-	-
33	6218	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	10	-	+	-
34	3854	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	5	-	-	-

Продолжение таблицы 3.12

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
35	6123 ^Б	12,48	2,5	-	+	-	-	-	100	80	-	+	-	20	-	+	-
36	5407	11,8	0,15	-	-	-	-	-	100	60	-	5	-	28	-	-	+
37	3869	13,28	0,1	-	-	-	-	-	100	70	-	+	-	30	-	-	-
38	186/23	2,0	8,0	65	-	15	20	-	-	4	-	29	-	58	-	-	-
39	13/1	5,88	0,5	45	1	5	4	-	45	38	+	1	+	39	-	-	-
40	6220	13,9	0,1	-	-	10	+	-	90	+	+	+	-	95	-	-	-
41	23/7	13,4	1,0	-	-	95	-	-	5	10	-	+	+	60	29	-	-
42	3856	24,9	0,1	-	-	-	-	-	100	50	-	+	+	20	-	-	-
43	23/3	6,4	0,05	-	-	+	-	-	100	5	-	-	-	20	5	-	-
44	3854	12,3	0,08	-	-	+	+	-	100	90	-	+	-	5	-	-	-
45	23/4	0,0	0,01	-	-	+	+	-	100	70	-	-	+	20	-	-	-
46	40/2	25,5	0,02	-	-	-	-	-	100	60	-	10	+	30	-	-	-
47	3927	33,9	0,05	-	-	-	-	-	100	30	-	-	-	+	-	-	-
48	12/30	17,4	0,8	70	-	20	5	-	5	35	-	+	-	60	3	-	-
49	3924	32,1	3,2	5	-	+	+	-	95	+	-	-	-	10	-	-	-
50	12/13	19,5	0,03	50	-	40	5	-	5	1	-	+	-	30	36	-	-
51	39,28	38	5,7	-	-	-	-	-	100	+	-	-	-	5	-	-	-
52	12/15	51,6	1,7	-	-	-	-	-	-	18	-	+	-	40	40	-	-
53	210 ^а /23	0,7	1,8	-	-	25	40	-	35	-	-	3	-	25	18	-	-

Продолжение таблицы 3.12

1	2	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33
35	6123Б	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
36	5407	-	2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	5	-	-	-
37	3869	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
38	186/23	-	3	+	-	-	2	-	-	-	-	-	-	-	4	-
39	13/1	+	-	+	-	-	-	-	-	-	-	-	20	-	-	+
40	6220	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	+	-	-	-
41	23/7	-	1	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
42	3856	-	-	+	-	-	-	-	-	-	-	-	30	-	+	-
43	23/3	+	+	-	-	-	10	+	-	-	-	-	60	-	-	-
44	3854	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	5	-	-	-
45	23/4	+	+	+	-	-	-	-	-	-	-	-	10	-	-	-
46	40/2	-	+	+	-	-	-	-	-	-	-	-	+	-	-	+
47	3927	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	70	-	+	-
48	12/30	+	+	-	-	-	+	-	-	+	-	-	2	-	-	-
49	3924	-	+	-	-	+	-	-	-	-	-	-	89	-	-	+
50	23/13	2	2	-	+	-	30	+	+	-	-	-	-	-	+	-
51	3928	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	85	-	10	-
52	12/15	-	2	-	-	-	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-
53	210a/23	-	8	2	-	-	40	2	-	-	-	-	-	2	-	-

Примечание к таблице 3.12

Вулканические породы: андезит - обр.5339 - с.Фиолетово (Базумский хребет). Эпидотизированная гипабиссальная порода: 4400 - г.Наджаран (Пирамсарский хр.); андезито-базальт 4461 - гора На-апет (Зангезурский хр.). Туфобрекчи: 5405б - с.Нуйбышев; 4806 - гора Багацсар. Туффы гравийно-псаммитовые; 5337 - с.Фиолетово (Базумский хр.); 39/1 - с.Овуни (Ширанский хр.); 3821 - с.Сревис (Зангезурский хр.); 4466 - гора Чолан (Мегринский хр.). Туфы алевритовые и алевропелитовые: 4408 - г.Наджаран (Пирамсарский хр.); 3814 - с.Аревис. Туфы пирокластических потоков: 21/81 - с.Овуни, 6128 - с.Крашен (Ширанский хр.); 6419 и 6431 - б-н реки Гетик. Туфы пирокластического потока, переходящие в туффиты турбидитные (игниотурбидиты) - 6406-СЗ берег озера Севан; 6284 - б-н р.Гетик; Туффиты (ортотуффиты) псаммитовые и алевропсаммитовые: 33/1 - с.Овуни, 6267 - с.Базум (Базумский хр.). Туффиты алевритовые: 12/18 - с.Неги (Ширанский хр.); 3803 - с.Аревис; 4819 - гора Багацсар. Туффиты алевропелитовые: 38/2 - с.Овуни; 6288 - б-н р.Гетик; 3837 - с.Барцраван (Зангезурский хр.). Вулканокласто-осадочные породы: туфопесчаники 12/4 - с.Неги; 6260 - с.Гергер (Базумский хр.), 3865 - Сисианский перевал (Зангезурский хр.). Туфоалевролиты: 12/20 - с.Неги, 6218 - с.Атан, 3854 - район между сс. Нелани и Бичанаг (Зангезурский хр.). Туфоаргиллиты: 6123б - с.Овуни, 5407 - с.Нуйбышев (Иджеванский хр.), 3869 - Сисианский перевал. Тефроидные породы: гравийно-псаммитовый тефроид - 186/23 с.Лернаван, алевро-псаммитовый тефроид - 13/1 - с.Овуни. Вулканно-терригенные (в-Т) породы: гравийный песчаник вулканотерригенный - 6220 - с.Атан, песчаники в-т - 23/7 - с.Овуни, 3856 - с.Кшлаг (Зангезурский хр.), алевролиты в-т - 23/3 - с.Овуни. Туфомергели: 40/2 - с.Овуни, 3927 - с.Аревис. Песчаники: 12/30 - с.Неги, 3924 - с.Аревис. Алевролиты: 12/13 - с.Неги, 3828 - с.Аревис. Известняк: 12/15 с.Нетик. Арнозовый песчаник: - 210а/23 - с.Лернаван

Т а б л и ц а 3.13

Минеральный состав пород вулканогенно-осадочной флишовой субформации среднего эоцена Араксинской зоны

№ п/п	№ образцов	карбонатность в %	Легкая фракция							Тяжелая фракция							
			тяжелая фракция в %	обломки пород	вулканиче- ское стекло	полевые шпаты	кварц	хлориты	цеолиты	разлож. зер- на глинис- тые части- цы	пироксены моноклин- ные	пироксены ромбические	обыкновен- ная рого- вая обманка	базальти- ческая рого- вая обманка	антинолит тремолит	магнетит	ильменит
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
1	4782	1,6	0,2	-	2	3	3	+	-	92	+	-	1	-	+	54	-
2	2530	0,0	13,5	-	3	20	1	5	1	70	40	-	9	-	-	16	-
3	2121	2,88	2,8	-	1	30	3	6	6	54	50	-	1	-	-	42	0,5
4	4169	2,88	1,7	-	-	5	+	-	-	95	53	-	7	-	-	40	-
5	2655	4,8	0,2	-	-	17	3	8	-	72	12	1	3	-	-	40	-
6	2487 ^a	4,8	5,8	-	-	5	+	-	-	95	54	+	-	-	-	37	0,5
7	2765	3,5	1	-	-	7	3	-	-	90	24	-	14	2	-	20	-
8	4438	8,64	0,3	-	-	10	+	-	-	90	53	1	3	+	-	30	2
9	2120	6,4	4,7	-	1	52	2	9	6	30	51	-	-	-	-	48	-
10	2658	0,8	1,0	10	1	15	3	1	-	70	5	-	-	-	-	10	-
11	2658 ^a	28,0	1,0	20	-	20	5	5	-	50	5	-	2	-	-	8	-

№ п/п	№ образцов	Тяжелая Франция																
		Гематит и лимонит	Родовые зерна биотит	Мусковит	Гранаты	Циркон	Рутил	Турмалин	Анаказ	Эпидот	Циоэит	Апатит	Хлорит	Грениит	Гидрокси-лы железа лейноксен	Пирит	Барит и цестин	
1	2	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35
1	4782	-	+	+	+	10	+	-	1	-	-	-	-	-	-	-	15	18
2	2530	0,5	-	-	-	-	-	-	-	29	1	-	1	0,5	0,5	-	2	1
3	2121	-	5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1,5	-	-	-
4	4169	-	-	-	-	-	-	+	-	-	-	+	-	-	-	-	-	-
5	2655	5	0,5	-	-	0,5	-	-	-	5	-	-	-	-	30	-	-	-
6	2487 ^a	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1,5	-	-	-
7	2665	5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	35	-	-	-
8	4438	3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	4	1	3	-
9	2120	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-	-
10	2658	20	-	-	-	1	-	-	-	25	-	3	1	-	35	-	-	-
11	2658 ^a	-	-	-	-	-	-	-	-	14	-	-	1	-	70	-	-	-

Продолжение таблицы 3.13

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
12	4171	6,4	0,5	-	-	15	-	-	-	-	85	45	-	8	-	-	-
13	2661	5,7	0,4	30	-	16	5	10	-	392	5	2	7	-	-	11	2-
14	5343	3,8	0,02	-	-	3	+	-	+	+	97	45	-	-	-	3	3
15	574	3,9	0,16	2	3	20	3	1	-	1	70	60	1,5	6	-	24	3,5
16	2529	9,6	2,2	-	3	27	1	3	-	1	65	43	-	-	7	32	3
17	5418	18,9	7,2	-	-	6	1	-	-	-	93	59	-	1	-	40	-
18	2127	10,9	5,5	-	-	20	9	1	-	-	70	25	-	8	-	50	1
19	2	12,2	0,1	30	-	20	1	-	-	1	48	50	2	2	-	-	-
20	2309	13,1	1,5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	20	-
21	2130	19,2	1,8	10	6	50	2,5	-	-	1,5	30	1	-	1	-	45	1
22	2132	11,8	0,7	-	-	-	-	-	-	-	9,5	-	-	-	-	20	+
23	2316	11,9	0,2	2	-	23	3	3	-	-	69	-	-	30	-	5	2
24	2129	40,9	0,6	-	-	26	2	-	+	-	72	18	-	3	-	59	2

Продолжение таблицы 3.13

1	2	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35
12	4171	-	+	+	-	1,5	-	+	-	2	-	1	-	-	2	0,5	10	+
13	2661	15	-	-	-	4	-	-	-	3	-	-	1	-	51	5	-	-
14	5343	30	2	+	-	+	-	+	+	-	-	0,5	-	-	1	-	-	-
15	574	4	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-
16	2529	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2	12	-
17	5418	-	-	-	-	+	-	-	-	-	-	+	-	-	-	-	+	-
18	2127	8	0,5	-	-	-	-	-	-	7	0,5	-	-	-	-	-	-	-
19	2	4,5	-	-	-	-	-	+	-	1,5	-	-	-	-	-	-	-	-
20	2309	2	10	-	-	+	-	-	-	-	-	-	-	-	1,5	-	55	11,5
21	2130	4	-	-	-	-	-	-	-	44	4	-	-	-	-	-	-	-
22	2132	2	1	-	0,5	3	-	-	-	46	-	-	-	-	-	-	-	18
23	2316	3	5	-	-	-	0,5	0,5	-	-	-	-	-	-	7	2	44	-
24	2129	5	2	-	-	0,5	-	-	-	6	-	-	-	-	5	-	-	-

Примечание к таблице 3.13

Туф пирокластического потока: обр. 4782 - скв.1 Шорахбюр, гл.3000-3008 м. Туф лито-кристалло-кластический: 2530 - скв.45 Вайоцдзор, гл.1930-1937 м. Туф или туффит псаммитовый, игниотурбидитовый: 2121 - с.Урцадзор. Туффиты псаммитовые: 4169 - скв.31 Шорахбюр, гл.2043-2046 м., 2655-с.Наушуг (б-н р.Ехегис). Туффиты алевритовые и алевропелитовые: 2487а - скв.30 Фонтан, гл.3379-3385 м., 2665 - с.Наушуг. Туфопесчаники: 4438 - скв.31 Шорахбюр, гл.2852-2856 м., 2120 - с.Урцадзор; 2658 - с.Алаяэ (б-н.р.Ехегис). Песчано-карбонатная конкреция: 2658а - с.Алаяэ. Туфоалевролиты: 4171 - скв.31 Шорахбюр, гл.2162 -2164 м.; 2661 - с.Алаяэ. Туфоаргиллиты: 5343 - скв.30 Фонтан, гл.3175-3180 м.; 574 - с.Гохт (б-н р.Азат); 2529 - скв.45 Вайоцдзор гл.1912-1916 м. Песчаники вулкано-терригенные: 5418 - скв. 30 Фонтан, гл.3335-3340 м.; 2127 - с.Урцадзор. Алевролиты вулкано-терригенные: 2 - с.Зовашен (б-н р.Азат); 2309 - с.Азатен (б-н р.Арпа). Терригенные и карбонатные породы: песчаник - 2130; алевролит - 2132 - с.Урцадзор; глина - 2316 - с.Азатен; мергель - 2129 - с.Урцадзор

и на Ширанском хребте - у сс. Овуни, Крашен. В районе с. Гарни указанные туфы подстилаются пачкой, мощностью 50 м, среднециклических пирокласто-осадочных турбидитов и перекрываются пачкой (2,5 м) чередующихся мелких (2-8 см) слоев туфоалевролитов с горизонтальной слоистостью и туфоаргиллитов (флишевые последовательности типа Tde или Tbe). Далее над ними залегает более мощная пачка (около 20 м) туфогенных турбидитов типа чередования Ta, Tab, Tabe, Tbe и очень редко - Tabcde. В районе с. Крашен образования подводных пирокластических потоков залегают в толще туфогенных турбидитов, в которой уже нет резкого преобладания псаммитовых пород. Последние представлены отложениями среднего, нижнего вееров подводного конуса выноса, похожие на дистальные турбидиты (Walker, 1967; Walker, 1978; Normark, 1978).

Туфы вертикального пирокласто-(пепло)-пада или туфы в обычном пожимании имеют большее распространение, чем туфы пирокластических потоков. Краткие описания туфов палеогенового возраста региона приведены в работах Джрбашяна Р.Т. (1970), Елисеевой А.П. (1976), Остроумовой А.С., Фаворской М.А. (1978) и др., а также Саркисяна О.А. (1966) и автора (1974, 1978, 1982). Выделяются андезито-базальтовые, андезитовые, андезито-дацитовые, дацитовые и риодацитовые туфы. Среди этих основных групп по гранулометрическому составу выделяются грубообломочные (гравийные), мелко-крупнообломочные (псаммитовые) и тонкообломочные (алеврито-пелитовые) туфы. Различаются витрокристаллолитокластические, кристаллолитокластические, литовитрокристаллолитокластические, витрокристаллолитокластические, кристаллолитокластические разновидности туфов. Макроскопически это светло-серые, серые, зеленовато-серые, реже буровато-серые, розовато-фиолетовые (последние чаще встречаются среди тонкообломочных разновидностей) породы массивной, массивнослоистой, толсто-, средне- и тонкослоистой текстуры. Встречаются плотные (часто окварцованные) и реже слабо сцементированные разновидности. Окварцованные туфы преимущественно развиты по контактам с прорывающими их гранодиоритовыми интрузивами (Зангезурский, Варденисский, Базумский, Памбакский хребты). Особенно в Вайоцдзоре и Зангезуре туфы заметно хлоритизированы, цеолитизированы, эпидотизированы и карбонатизированы. Туфы среднеэоценовых разрезов юго-восточной части региона (Варденисский, Зангезурский, Баргушатский, Мегринский хребты) по составу

сравнительно более основные, андезито-базальтовые, андезитовые, чем в северной, северо-западной его частях.

Среди исследованных туфов среднего эоцена большое распространение имеют псаммитовые и псаммито-алевритовые литокристаллокластические и витрокристаллокластические разности (рис.3.21).



Рис.3.23. Биоглифы в туфопесчанине. Во многих биоглифах сохранилось хлоритизированное пелитовое вещество. Вулканогенно-осадочная флишoidная субформация. Район с.Агнджадзор. 2/3 нат.вел.

Кристаллокласты представлены преимущественно плагиоклазами, а также кварцем, пироксенами, амфиболами, биотитом, магнетитом. Содержание кварца увеличивается в более кислых туфах, а плагиоклазов, амфиболов и пироксенов - в средних. Форма кристаллокластов преимущественно угловатая, реже - корродированная, оплавленная (особенно кварца). Представлены они как цельными идиоморфными, так и ломанными кристаллами.

Обломки стекла имеют разнообразную угловатую форму. Рогульки, черепки, игловидные формы чаще встречаются среди кислых витрокластов. Здесь нередки пузырьчатые шлаковые обломки. Отмечаются и обломки гемзы. Как правило, витрокласты заметно хлоритизированы, иногда окварцованы.

Литокласты представлены андезитами, андезит-дацитами, дацитами ириолит-дацитами. Последние часто имеют микрофельзитовую структуру. Обломки андезитов часто хлоритизированы, более кислые обломки-

окварцованы. Очень редко отмечаются резургентные обломки фиолетово-розового цвета, состоящие из алевро-пелитовых туффитов и туфов. Связующая масса туфов обычно количественно заметно уступает пластическим составляющим. Она преимущественно представлена девитрифицированным-хлоритизированным, кремнистым, участками палагонитизированным (особенно андезит-базальтовая пирокластика), иногда пелитизированным материалом; последний образуется, в основном, за счет тонкообломочной пирокластики.

По данным минералогического анализа (табл.3.12, 3.13) в тяжелой фракции туфов встречаются (в порядке уменьшения процентного содержания): магнетит, пироксены моноклинные (преимущественно авгит), эпидот, обыкновенная роговая обманка, пирит, ильменит, лимонит, гематит, хлориты, циркон, гранаты, пренит, барит-целестин.

Характерно, что эпидот, пирит, хлорит чаще и в сравнительно больших количествах встречаются в туфах Зангезурской подзоны. Циркон, гранаты, ильменит часто, но в незначительных количествах отмечаются в туфах северной части региона.

Результаты химических анализов показывают (табл.3.14, 3.15), что в южной и юго-восточной частях Базум-Зангезурской зоны и в восточной части Араксинской зоны туфы преимущественно имеют андезитобазальтовый состав. Из таблиц 3.12 и 3.14 видно, что туфы северной и северо-западной частей Базум-Зангезурской зоны имеют более кислый, андезитовый, андезито-дацитовый и дацит-риолитовый состав. В Севайо-Ширакском синклинии, в бассейне р.Агарцин отмечены туфы, обогащенные железом (проба 5448). Характерно резкое преобладание (почти в четыре раза) содержания закиси железа над окисью, свидетельствующее о подводном генезисе указанных туфов.

По данным спектрального анализа состав туфов среднего эоцена Базум-Зангезурской зоны (табл.3.16) следующий: Mg, Ca, Fe - 0,75-10%; Na - 1,3-3,2%; K - 0,42-3,2%; Ti - 0,32-1,3%; Mn - 0,075-0,42%; Sr, Ba - 0,032-0,75%; V - 0,013-0,056%; Cu - 0,0032-1,8%; Cr, Co, Ni - 0,0003-0,013%; Zn - 0,0056-0,34%; Pb - 0,0056-0,56%; Li, Zr - 0,0056-0,024%; Ga, It, Ib, Sc, Rb, Mo - 0,0001-0,0056%; As - 0-0,32%; Sb - 0-0,013%; Ag - 0-0,0042%; Be - 0,0001-0,00032%.

Характерно частичное повышение содержания стронция и бария в туфах южной части региона. Следует отметить, что в некоторых образцах туфов Зангезурского хребта отмечаются высокие содержания меди, цинка, свинца и реже - серебра. Например, в бассейне р.Далин

Т а б л и ц а 3.14

Химический состав туфов среднего эоцена Базум-Зангезурской зоны

Оксиды	3813	4407	3087	3092	3099	3501	3231	3283	11	5448	5448 ^a	6437
SiO ₂	52,67	50,65	49,40	49,32	53,87	49,99	52,42	52,77	67,00	45,44	47,28	62,79
TiO ₂	1,10	0,87	0,96	0,96	0,66	1,05	0,12	0,63	0,05	3,64	2,25	0,16
Al ₂ O ₃	17,09	17,56	16,22	18,48	17,52	18,24	18,90	15,33	14,04	5,09	12,65	21,08
Fe ₂ O ₃	3,88	4,87	5,77	6,48	5,13	6,15	4,58	6,02	1,13	5,60	16,02	3,91
FeO	7,16	7,18	4,75	4,32	3,16	3,28	5,60	5,66	1,05	21,19	5,74	0,56
MnO	0,35	0,14	0,42	0,30	0,42	0,18	0,06	0,03	0,05	0,19	0,11	0,12
CaO	8,40	8,96	10,36	8,19	8,05	9,40	8,40	9,10	0,89	3,29	2,31	1,54
MgO	3,56	3,36	5,81	4,65	3,41	4,95	4,07	2,90	4,04	3,56	3,27	0,08
Na ₂ O	3,20	4,10	3,75	4,75	3,50	3,25	4,13	2,50	1,96	1,70	2,10	3,40
K ₂ O	1,40	1,30	1,50	0,65	3,50	0,62	0,37	0,50	3,48	4,10	3,60	4,00
F ₂ O ₅	0,02	0,50	-	-	-	-	-	-	0,06	0,23	0,20	0,50
H ₂ O	-	0,14	-	-	-	-	-	-	1,02	0,74	0,26	0,41
CO ₂	-	-	1,77	2,59	1,22	0,38	-	-	-	-	-	-
S _{общ}	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
п.п.п.	0,34	0,19	-	-	-	-	-	-	5,48	4,66	4,07	2,04
Сумма	99,17	99,82	100,75	100,71	100,44	99,49	99,32	99,15	100,25	99,43	100,36	100,59

Примечание: обр. № 3087-3501 - Зангезурский хребет (по Джрбашяну и др., 1976); 11 - Базумский хребет ("Геология Армянской ССР", т.4, 1970); 3813 - северный склон Зангезурского хребта; 4407 - Пирамсарский хребет; 5448, 5448^a - бассейн р.Агарцин; 6437 - Севанский хребет.

Т а б л и ц а 3.15

Химический состав пород вулканогенно-осадочной флишовой
субформации среднего эоцена Араксинской зоны

Окислы	2275	4914	3304	3280	47/1200	25/2	25/1	555	47	2235
SiO ₂	54,85	56,25	65,14	51,22	54,08	69,98	77,52	63,00	65,75	54,37
TiO ₂	0,78	0,44	0,27	0,30	0,80	1,36	0,44	0,50	0,47	0,54
Al ₂ O ₃	18,90	15,69	12,60	17,05	17,09	10,55	5,68	15,82	15,15	17,18
Fe ₂ O ₃	3,81	4,63	2,15	4,60	1,78	4,1	1,42	0,95	1,45	4,90
FeO	1,98	1,43	0,28	2,88	4,26	1,6	0,96	0,28	0,02	3,16
MnO	0,09	0,11	0,02	0,33	0,26	0,1	0,02	0,06	0,03	-
CaO	5,39	5,88	5,00	7,21	3,54	4,36	5,45	2,67	1,82	5,81
MgO	1,85	2,26	1,62	3,80	2,90	1,3	1,10	0,59	0,32	2,90
Na ₂ O	4,80	1,20	0,90	5,10	5,70	4,0	0,45	6,93	6,83	2,75
K ₂ O	3,20	1,70	1,70	0,25	2,50	1,3	2,15	1,08	1,60	3,25
P ₂ O ₅	0,66	1,94	1,73	0,35	0,48	1,18	0,94	0,29	1,23	0,80
CO ₂	0,27	1,27	0,02	0,20	0,36	0,11	0,62	0,12	0,23	-
H ₂ O	-	1,77	1,51	6,01	2,55	-	-	-	-	-
S _{общ}	0,12	-	-	0,03	-	0,03	0,02	0,08	-	-
п.п.п.	3,52	6,96	7,80	1,19	4,09	2,80	2,3	7,38	4,14	5,18
Сумма	100,22	100,53	100,74	100,59	100,39	99,74	99,07	99,75	99,04	100,94

Примечание: 2275 - туф андезито-базальтовый, бассейн р.Веди; 4914 - туф пирокластического потока; 47/1200-555 - туффиты алевритовые; 25/2 - туффит псаммитовый; 25/1,47 - туффиты пелитовые - басс. р.Азат; 3304 - туффит алевритовый; 3280 - туффит гравийный, басс. р.Раздан; 2235 - туффит алевро-псаммитовый, скв.30 - Фонтан, гл.3473-3477 м.

(проба 3813). В туфах содержание меди составляет 1,8%; свинца - 0,56%; цинка - 0,10%; серебра - 0,0042%. Обычно туфы среднего эоцена Зангезурского хребта отличаются высоким содержанием железа (часто больше 10%).

Туффиты являются одним из распространенных типов пород субформации. Выделяются ортотуффиты ("Классификация и номенклатура вулканогенно-осадочных пород", 1970), входящие в подгруппу осадочно-вулканокластических пород (Малеев, 1982) и паратуффиты, относящиеся к вулканокласто-осадочным породам. Ортотуффиты, которые обычно именуются туффитами (Малеев, 1982) развиты в Базум-Зангезурской зоне и в северной, внешней полосе Еревано-Ордубадской подзоны, особенно в северной и северо-восточной частях Вайоцдзора. Паратуффиты преобладают в Арансинской зоне и чаще встречаются в западной и южной периферийных частях Базум-Зангезурской зоны. По гранулометрическому составу выделяются псаммо-гравийные, псаммитовые, псаммо-алевритовые и алевро-пелитовые туффиты. Среди паратуффитов различаются туфогравелиты, туфопесчанины, туфоалевролиты, туфоаргиллиты и туфомергели.

Туффиты псаммо-гравийные имеют небольшое распространение в Базум-Зангезурской и еще меньше - в Арансинской зонах. Они встречаются в центральной полосе Зангезурского хребта, в Варденисском (бассейн верхнего течения р. Арпа), Севанском, Памбакском, Базумском хребтах, на северном склоне хребта Гугарац. В флишевых последовательностях гравийные туффиты составляют 1 в ПЭЦ. В циклотемах второго типа они залегают в ее основании с редкими механоглифами. Это средне- и толстослоистые, плотные породы серого, темно-серого, зеленовато-серого, буровато-серого цвета. Структура породы псаммо-гравийная. Форма обломочных породообразующих компонентов, в основном, угловатая, а также полуокатанная. Сортировка зерен плохая, реже - средняя. Обычно обломочная часть резко преобладает над цементом. Так как петрографический состав псаммо-гравийных туффитов мало отличается от псаммитовых, то их описание приводится совместно.

Туффиты псаммитовые (гравийно-псаммитовые, алевро-псаммитовые) развиты в основном в тех же районах, где и туффиты гравийные, но с некоторым увеличением ареалов распространения и мощности слоев. Например, они встречаются также в Ширакском хребте и в верховьях р. Азат.

Макроскопически они плотные, реже сравнительно слабо сцементи-

Т а б л и ц а 3.16

Содержание малых элементов ($10^{-4}\%$) в породах
вулканогенно-осадочной флишеидной субформации
среднего эоцена Араксинской зоны

Эле- менты	Туфы		Туффиты гра- вийно-псамми- товые		Туффиты алев- ро-пелитовые	
	пределы	сред.	пределы	сред.	пределы	сред.
Mn	750-3000	1082	750-3000	1160	100-1000	627
Ni	0-100	27	3- 75	34	3- 32	7
Co	0- 75	22	10- 75	27	1- 13	8
Ti	1000-10000	4750	3000-7500	5160	3000-7500	4000
V	4-1300	392	100-3200	1100	30- 560	196
Cr	4- 56	15	3- 56	13	10- 75	24
Zr	24- 240	151	65- 180	156	56- 420	160
Cu	18- 750	220	100- 200	135	100- 320	170
Pb	0- 56	15	4- 30	6	5- 30	18
Zn	0- 56	22	30- 75	42	10- 75	34
Ga	1- 42	16	10- 18	15	3- 18	11
It	0- 32	20	10- 65	25	10- 24	19
Ib	0- 18	5	1- 4	2	1- 4	2
La	0- 180	85	32- 300	56	32- 650	172
Sr	240-1000	530	100- 300	216	100- 750	310
Ba	32-1000	378	32- 320	87	100- 320	208
Li	2- 75	25	2- 100	37	48- 100	27
Be	2- 6	3	0- 2	1	0- 4	1
Rb	0- 100	31	0- 240	40	0- 130	40
Mo	0- 3	1	0- 3	1	0- 4	1

рованные породы с тонно- и толстослоистой, изредка массивнослоистой текстурой. Цвет серый, темно-серый с зеленым, реже бурым оттенками. Структура породы гравийно-псаммитовая. Форма обломочной части преимущественно угловатая, реже - полукатанная (рис.3.22). Степень отсортированности зерен плохая, реже - средняя. Обломочная часть породы обычно заметно преобладает над ее связующей массой и представлена преимущественно вулканокластическими, в основном, пирокластическими образованиями. Обломки представлены туфами, андезитами,

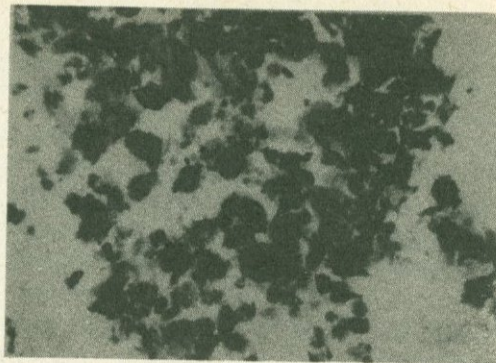


Рис.3.24. Электронномикроскопический снимок фракции 0,001 мм туфоаргилита, состоящая из гидрослюда и монтмориллонита. Вулканогенно-осадочная флиш-шюидная субформация. Левобережье р.Ахурян, у с.Напс. Обр.6123. Увел. 10800х.

андезито-дацитами, кислыми вулканитами (часто с микрофельзитовой основной массой), плагиоклазами, кварцем, моноклинными пироксенами (преимущественно авгитом), амфиболами (часто обыкновенной роговой обманкой), эпидотом, магнетитом. Из осадочных компонентов встречаются единичные обломки кварцитов и кварца. Редко отмечаются известковые раковины фораминифер. Часть обломков эффузивов имеет скорее всего вулканогенно-терригенное происхождение. Цемент туффитов часто представлен девитрифицированным тонкообломочным пепловым материалом, заметно хлоритизированным, иногда окварцованным. Нередко в нем наблюдается небольшая примесь карбонатного вещества, реже - гидроокислов железа.

В минеральном составе туффитов (табл.3.12, 3.13), в тяжелой фракции, в убывающем порядке (среднего процентного содержания) определяются: авгит, магнетит, эпидот, обыкновенная роговая обманка, ильменит, лимонит, гранаты, циркон, цитозит, пирит, сфен, биотит. Гранаты, циркон, биотит, в основном, встречаются в туффитах Севано-Ширакского синклинория. Большие содержания эпидота характерны для туффитов Зангезурской подзоны и скв.45 - Нармрашен (Вайоц-дзор).

Для туффитов цементирующим материалом является девитрифицированная, перетертая пирокластическая с небольшой примесью глинистого и карбонатного вещества. Здесь заметно хлоритизирован и пелитизирован тонкий витрокластический заполнитель. В некоторых туффитах в составе цемента отдельными участками присутствует окварцованное кремнистое вещество или микро-мелкозернистый кальцит, который чаще наблюдается в туффитах Араксинской зоны. Отмечается также примесь цеолитов, особенно в туффитах Ширанского хребта. Результаты химического анализа туффитов приведены в табл.3.15, 3.17.

Содержания химических элементов по данным спектрального анализа распределены в следующем порядке: Si - 10%; Fe, Al, Mg - 10-1,3%; Na, K - 3,2-1,0%; Ti - 1,8-0,32%; Mn, Sr - 0,42-0,13%; V, Cu, Zr, Ba - 0,075-0,013%; Ni, Cr, Ga, Li, La - 0,01-0,0018%; Pb, Zn, Yt, Yb, Rb, Mo - 0,024-0,00056%; Be - 0,0001%. Содержания малых элементов гравийно-псаммитовых туффитов Араксинской зоны приведены в табл.3.16. Характерно некоторое увеличение содержания Ti и Zr в туффитах по сравнению с туфами. Ранее на это обратили внимание И.Нан (Cann, 1970); И.Пирс и И.Нан (Pearce and Cann, 1971) и авторы книги "Формации Сакмарского аллохтона" (1978). Оно может служить дополнительным критерием для отличия туфов и туффитов сходного (например, андезитового) состава. Следует отметить, что содержание титана в туффитах Зангезурской подзоны сравнительно больше (до 1,8%), чем в туффитах Базумской подзоны (до 1,0%). Вероятно, частичное уменьшение содержания титана в Базумской подзоне связано с более кислым составом среднеэоценовых вулканитов северной части региона. Псаммитовые туффиты являются 1 с ПЭЦ. В циклотемах третьего типа они залегают в ее основании, с редкими механоглифами и биоглифами. В текстурной последовательности А.Боумы составляют интервал "а" или (особенно алевро-псаммитовые туффиты) "в".

Туффиты алевритовые и алевропелитовые имеют большее распространение, чем гравийно-псаммитовые. По сравнению с областями распространения гравийно-псаммитовых туффитов они преимущественно развиты в южных частях региона. Например, в Еревано-Ордубадской подзоне, в северной части бассейна р.Азат алевритовые и алевро-пелитовые туффиты составляют 5% от общей мощности субформации, а к югу, в средней части этого бассейна - 16%.

В разрезах флишевых образований алевритовые туффиты представля-

Т а б л и ц а 3.17

Химический состав пород вулканогенно-осадочной флишовой формации
среднего эоцена Базум-Зангезурской зоны

Оксиды	6251	6417	4408	6226	6285	4819	6123а	6179	6220	4496	6177	186/23
SiO ₂	63,03	48,00	50,49	68,35	68,15	46,72	45,45	56,25	51,03	53,57	54,23	67,20
TiO ₂	0,15	0,70	1,03	0,7	0,7	0,59	0,35	0,58	0,70	0,71	0,52	0,45
Al ₂ O ₃	12,45	18,8	16,7	14,21	13,21	24,17	17,44	15,71	16,80	17,96	15,49	16,05
Fe ₂ O ₃	5,76	0,67	5,01	2,57	1,09	0,11	6,04	4,04	4,08	2,16	3,63	3,40
FeO	0,56	6,44	6,03	0,50	5,11	4,26	2,04	1,75	3,12	2,01	2,33	0,56
MnO	0,04	0,25	0,17	0,12	0,07	0,09	0,2	0,15	0,16	0,07	0,06	0,09
CaO	4,55	8,4	6,66	2,74	2,52	11,0	7,84	6,28	8,80	7,98	6,10	4,63
MgO	2,66	5,8	4,81	1,13	0,57	6,0	4,40	2,84	3,97	1,93	2,54	2,00
Na ₂ O	1,80	4,4	3,0	3,20	2,90	3,0	2,5	2,90	3,00	3,30	2,40	3,10
K ₂ O	2,1	0,2	4,4	4,9	2,0	1,0	1,5	4,0	0,90	1,60	2,60	0,75
P ₂ O ₅	0,04	0,07	0,46	0,11	0,23	0,11	0,04	0,73	0,13	0,09	0,64	0,07
CO ₂	2,64	6,07	-	-	-	-	4,4	-	4,35	3,64	-	-
H ₂ O	3,43	0,37	0,08	0,46	0,39	0,47	4,05	0,75	1,59	1,11	3,77	0,20
п.п.п.	1,41	0,7	0,63	1,71	3,86	2,99	4,62	2,12	3,58	6,28	2,35	5,34
Сумма	100,62	100,87	99,19	100,7	100,8	100,51	100,23	100,60	100,75	99,71	100,59	100,85

Продолжение таблицы 3.17

Окислы	3924	210а/23	189/23	12/2	187/23	40/2
SiO ₂	39,15	70,90	56,10	52,50	52,15	46,77
TiO ₂	0,40	0,25	0,31	0,32	0,40	0,35
Al ₂ O ₃	14,25	14,10	14,02	12,07	10,35	13,66
Fe ₂ O ₃	2,05	3,09	1,86	4,69	4,22	3,14
FeO	5,16	0,56	0,84	1,46	1,12	1,16
MnO	0,36	0,05	0,14	0,03	0,05	0,4
CaO	12,05	3,09	13,55	9,87	13,34	14,35
MgO	5,14	1,33	1,06	2,18	3,05	1,67
Na ₂ O	4,10	4,40	3,30	2,10	1,40	0,51
K ₂ O	2,0	1,10	1,10	1,25	2,40	4,60
P ₂ O ₃	0,04	0,07	0,07	-	0,18	0,34
CO ₂	13,20	-	8,45	6,16	11,45	10,38
H ₂ O	0,74	0,05	0,05	2,05	0,35	1,92
п.п.п.	5,34	1,60	0,05	4,80	0,40	1,48
Сумма	100,77	100,59	100,8	99,48	100,86	100,37

Примечание: туффиты алевро-псаммитовые: 6251 - с.Степанаван; 6417 - с.Алчу (б-н р.Гетик); 4408 - с.Наджаран (Пирамсарский хр.). Туффиты алевро-пелитовые: 6266 - с.Базум; 6285 - б-н р.Гетик; 4819 - гора Багацсар. Туфопесчаники: 6123а - с.Джрадзо (Ширанский хр.); 6179 - с.Ширакамут; туфоалевролит: 4496 - с.Парага (Зангезурский хр.). Туфоаргиллит: 6177 - с.Ширакамут. Туфомергель: 40/2 - с.Овуни. Тефроидный песчаник: 6220 - с.Атан. Вулканотерригенный песчаник: 3924 - с.Аревис (Зангезурский хр.). Терригенные породы: аркозовые песчаники - 186/23, 210а/23; полиминтовый известковистый песчаник - 189/23 - с.Лернаван (Памбанский хр.); алевролит - 12/2 - с.Нети; глина - 187/23 - с.Лернаван.

ют 1 ПЭЦ, а пелитовые туффиты - Ш ЭЦ. Алевритовыми туффитами начинаются циклотемы четвертого типа с редкими бйоглифами. Они слагают интервалы "в", "с", "д" текстурной последовательности А.Боумы, а пелитовые туффиты - интервал "е".

Алевритовые и алевро-пелитовые туффиты тонко- и толстослоистые, реже массивнослоистые (рис.3.5, 3.6), плотные серого цвета с раз-

ными оттенками (часто зеленовато-серые, реже буровато-серые). Нередко они заметно трещиноваты (например, в западной части Ширакского хребта, у с.Амасия, в центральной части Зангезурского хребта, у с.Арвис, в бассейне верхнего течения р.Азат. Трещины бывают заполнены кальцитом, кварцем, гидроокислами железа, эпидотом и другими минералами, либо открытые. Трещины имеют хаотическую, диагональную, перпендикулярную или параллельную к слоистости ориентировку. В алевро-пелитовых туффитах редко наблюдаются чередующиеся концентрические или причудливо изгибающиеся тонкие полосы с различной ожелезненностью (явление Лизеганга). По мнению некоторых исследователей (Пустовалов, 1940; Рухин, 1969), кольца Лизеганга образуются при выветривании пород, в результате ритмически происходящих реакций в коллоидных растворах. Сортировка зерен в алевритовых и алевро-пелитовых туффитах обычно средняя, реже плохая, **очень редко** - хорошая. Форма обломков алевритовой размерности преимущественно угловатая, реже полуокатанная. Структура псаммо-пелито-алевритовая, алевро-пелитовая, реже - псаммо-алевро-пелитовая. Это литовитрокристаллокластические, витрокристаллокластические, кристалловитрокластические образования с преобладанием вулканокластических компонентов над осадочными. Среди кластических компонентов преобладают кристаллокласты. Они представлены (в убывающем порядке) полевыми шпатами (преимущественно плагиоклазами андезитового состава), кварцем, моноклинными пироксенами (преимущественно авгитом), амфиболами, эпидотом, магнетитом. Литокласты представлены андезитами, андезито-дацитами, андезито-базальтами, риолитами, туфами, туффитами. Основная связующая масса алевритовых и алевро-пелитовых туффитов сложена из пелитоморфного девитрифицированного пеплового материала с небольшой примесью осадочного (глинистого, карбонатного и кремнистого) вещества. Отмечаются также мелкие скопления пирита, а в некоторых образцах естественных обнажений - гидроокислов железа. Пепловый материал заметно хлоритизирован и редко (например, в приконтактных зонах интрузивов Зангезурского хребта, Вайоцдзора) окварцован, ороговикован. Наблюдается частичное увеличение осадочной, особенно карбонатной, примеси в туффитах Еревано-Ордубадской подзоны и в некоторых разрезах Базум-Зангезурской зоны (Гугарацкий, Ширакский хребты и бассейн р.Гетик). Можно добавить, что в бассейне среднего течения р.Гетик в туффитах, помимо карбонатных раковин, наблюдаются также кремнистые губки.

В минеральном составе тяжелой фракции алевритовых и алевро-пелитовых туффитов встречаются (табл.3.12, 3.13): моноклинные пироксены, эпидот, магнетит, обыкновенная роговая обманка, ильменит, лимонит, пирит, гематит, актинолит, тремолит, цоизит, гранаты (красный и бесцветный), циркон, базальтическая роговая обманка, барит-целестин, сфен, апатит. Заметные содержания эпидота, актинолита, тремолита отмечаются в туффитах Зангезурской подзоны. Гранаты, циркон, барит-целестин чаще и в небольших количествах, встречаются в Базумской подзоне.

Результаты химических анализов алевритовых и алевро-пелитовых туффитов приведены в табл. 3.15, 3.17. В некоторых алевро-пелитовых туффитах Базумской подзоны содержание K_2O сравнительно высокое (до 5,20%) и заметно преобладает над Na_2O . По данным спектральных анализов (табл.3.16) состав и процентное содержание химических элементов в алевро-пелитовых, алевритовых и псаммитовых туффитах мало отличаются друг от друга.

Паратуффиты наиболее распространены в Арансинской и сравнительно менее - в Базум-Зангезурской зонах составляют 20-25% мощности разрезов. Они более развиты в западной, южной и северо-восточной частях Базумской и в западной части Зангезурской подзоны. Паратуффиты или вулканокласто-осадочные породы (Малеев, 1982) в Арансинской зоне обычно развиты южнее ареалов распространения ортотуффитов. Выделяются следующие разновидности: туфогравелиты, туфопесчаники, туфоалевролиты, туфоаргиллиты и туфомергели.

Туфогравелиты имеют незначительное распространение (1-2%) в разрезах субформации в Базум-Зангезурской и Арансинской зонах. Они (1 в пэц) залегают в основании циклотем второго типа (Ц₁), с редкими механоглифами и биоглифами (район с.Гарни). Макроскопически это тонко- и толстослоистые плотные породы серого, буровато-серого, зеленовато-серого цвета. Поскольку туфогравелиты по литологическому составу мало отличаются от туфопесчаников (особенно крупнозернистых), описание их приводится совместно.

Туфопесчаники имеют гораздо большее распространение, чем туфогравелиты. Они составляют 8-15% общей мощности разрезов субформации в Базум-Зангезурской и 10-40% - в Арансинской зонах. С юга на север в разрезах субформации (особенно в Арансинской зоне) наблюдается увеличение общей мощности туфопесчаников. В этом же направлении, к палеовулканическим постройкам наблюдается увеличение раз-

мера вулканокластических частиц. Макроскопически туфопесчаники серые, зеленовато-серые, зеленые, желтовато-бурые плотные, реже сравнительно слабо сцементированные породы с горизонтальной, волнисто-горизонтальной, изредка косой, конволютной слоистостью. Мощность слоев колеблется от 1 до 400 см, чаще 20-40 см. В Араксинской зоне и в южной полосе Базум-Зангезурской зоны улавливается тенденция увеличения мощности слоев туфопесчаников в направлении с юга на север, а в западной части Базум-Зангезурской зоны также в направлении с запада на восток. В толстослоистых, массивнослоистых туфопесчаниках редко (преимущественно в Араксинской зоне, в районах сс.Гарни, Горс, Наушуг и другие) наблюдаются шаровые, эллипсоидальные карбонатно-песчаные, в строгом смысле, конкреционные образования диаметром 15-100 см. На нижней поверхности туфопесчаников, залегающих в основании ЦШ изредка наблюдаются механоглифы, слепки с борозд размыва. Наблюдаются также биоглифы, нередко заполненные зеленым хлоритизированным более тонкозернистым материалом (рис.3.23). Структуры пород пелито-алеврито-псаммитовые, гравийно-алеврито-псаммитовые, алеврито-псаммитовые. Отсортированность зерен обычно плохая, реже - средняя. Средняя степень отсор-



Рис.3.25. Крупные биоглифы в вулканотерригенном песчанике. Большинство биоглифов имеют вид неглубоких канавок, так как заполняющий их материал почти полностью размывает. В некоторых канавках местами сохранилось зеленое хлоритизированное вещество. Вулканогенно-осадочная флишевая субформация. Бассейн р.Арпа у с.Агнджадзор. 1/2 нат. вел.

тированности обычно характерна для более мелкозернистых туфопесчаников. Форма зерен угловатая (преимущественно у кристаллокластов), полуокатанная, реже окатанная (у обломков пород).

Обломочная часть туфопесчаников и туфогравелитов представлена полевыми шпатами (преобладают плагиоклазы), обломками эффузивных пород (андезиты, андезито-базальты, андезито-дациты, риодациты, с преобладанием андезитов), моноклинными пироксенами (преимущественно авгитом), магнетитом, кварцем, обыкновенной роговой обманкой, титаномагнетитом. Следует отметить, что в туфогравелитах и крупнозернистых, гравийных туфопесчаниках в обломочной части нередко преобладают обломки эффузивных пород, а в средне- и мелкозернистых туфопесчаниках - полевые шпаты. Последние, как и другие кристаллокласты, обычно имеют угловатую форму, а обломки эффузивных пород - полуокатанную. Обломки эффузивных пород (особенно андезиты, андезито-базальты) частично пелитизированы, лимонитизированы, хлоритизированы. Среди плагиоклазов встречаются кристаллы со сравнительно чистой поверхностью (часть из них альбитизирована) и серицитизированные, пелитизированные разности чаще встречающиеся в туфопесчаниках р.Веди. Следует отметить, что в некоторых участках Базум-Зангезурской зоны (например, на Гугарацском хребте) кристаллокласты преобладают над литокластами даже в крупно-грубозернистых туфопесчаниках. Это обстоятельство свидетельствует, что в продуктах извержений эксплозивного типа преобладала кристаллокластика.

В тяжелой фракции туфопесчаников и туфогравелитов, помимо отмеченных минералов, обнаружены эпидот, пирит (особенно в образцах из сваяжин), гематит, гидроокислы железа, гиперстен, энстатит, цоизит, гранаты, циркон, турмалин, биотит, сфен (табл. 3.12, 3.13).

Цемент поровый, порово-базальный, пленочный, контактовый, сгустковый. Цементирующая масса часто представлена девитрифицированной, пелитизированной и хлоритизированной тонкой пирокластикой, карбонатным или глинистым материалом. Редко наблюдается примесь кремнистого вещества и пирита. Из продуктов вторичных изменений можно отметить также примесь гидроокислов железа и цеолитов. Глинистые минералы цемента представлены преимущественно монтмориллонитом и гидрослюдой. В туфопесчаниках редко встречаются известковые раковины фораминифер. Общая карбонатность пород колеблется от 0,3 до

28,2%, часто 2-5%. К северу, и особенно, к югу от осевой полосы Базум-Зангезурской зоны выявляется постепенное увеличение карбонатности пород. Сравнительно выше она в бассейнах рр. Веди и Арпа. Обратная функциональная связь (табл. 3.17, 3.18) между содержанием SiO_2 и суммы CaO и CO_2 , подтверждают это заключение. В центральной части песчано-карбонатных конкреций карбонатность в четыре раза больше, чем во вмещающих породах (обр. 2658 и 2658^а), кроме того во вмещающей породе увеличивается содержание окиси и уменьшается содержание закиси железа.

Результаты спектрального анализа туфопесчаников (табл. 3.19) показывают, что по сравнению со вмещающей породой (обр. 2301, 2658, 4977) в песчано-карбонатных конкрециях (обр. 2301^а, 2658^а, 4977^а) заметно увеличивается также содержание марганца, магния, циркония, фосфора и уменьшается содержание никеля. В отношении остальных элементов, в том числе и стронция, существенных изменений не наблюдается. Как известно (Турекян, Налп, 1959; Карбонатные породы, т. 1, 1970; т. 2, 1971; Бурков, Подпорина, 1962; Садоян, Мкртчян, 1980), содержание стронция сравнительно больше в первоначальных арагонитовых и высокомагнезиальных образованиях, особенно в раковинах. В некоторых туфах тоже наблюдается сравнительно высокое содержание стронция (Страхов, 1963; Набоко, 1959; Бурков, Подпорина, 1962; Садоян, Мкртчян, 1980; Stanley, Faure, 1979). Следовательно, концентрация стронция в туфогенных породах не имеет четкой связи с их карбонатностью. Она скорее связана с вулканическими и поствулканическими газогидротермальными процессами; вопрос этот нуждается в специальном исследовании.

По величине отношений некоторых химических компонентов (Петтиджон, 1980; Марквич, 1985) псаммитовые туффиты вулканогенно-осадочной флишовой субформации (табл. 3.17, 3.18) являются незрелыми образованиями. Применяя метод Н.А. Крука (1974) и М.Р. Бхатия (Bhatia, 1983), и анализируя величины содержаний и отношений химических компонентов туфопесчаников и псаммитовых ортотуффитов (табл. 3.20, 3.21), можно предполагать, что песчаные отложения среднего эоцена формировались в геодинамической обстановке островной дуги. По величине показателей М.Р. Бхатия, морские бассейны, где накопились указанные отложения, относятся к обстановке континентальных островных дуг Японского типа.

Т а б л и ц а 3.18

Химический состав пород вулканогенно-осадочной флишоидной
субформации среднего эоцена Араксинской зоны

Оксиды	2108	2120	2124	2303	2658	2658 ^а	3	624	2309	2317	2505	37
SiO ₂	46,89	55,67	55,44	55,03	59,78	43,2	55,52	60,0	48,09	57,88	47,26	47,65
TiO ₂	0,39	0,42	0,83	0,57	0,48	0,48	0,62	0,39	0,69	0,69	0,24	0,75
Al ₂ O ₃	16,91	16,34	14,84	15,59	17,57	10,96	14,83	16,89	15,25	15,09	18,05	18,04
Fe ₂ O ₃	3,69	5,45	4,72	6,97	2,29	1,03	6,35	4,04	4,89	7,77	0,20	3,94
FeO	0,57	2,88	1,58	2,59	2,27	3,40	1,61	0,85	4,03	2,30	3,15	1,57
MnO	0,04	0,11	0,09	0,13	0,06	0,45	1,18	-	0,12	0,05	0,20	0,20
CaO	16,72	6,16	7,58	9,10	5,51	19,25	5,14	2,91	10,92	3,36	9,10	11,28
MgO	1,32	2,77	2,11	2,07	1,76	2,60	1,25	1,65	2,06	4,05	3,50	1,64
Na ₂ O	3,00	2,55	2,77	3,75	2,60	2,60	4,55	-	1,50	1,62	1,00	2,94
K ₂ O	0,87	1,87	2,16	2,50	1,40	1,60	4,60	-	2,75	1,87	5,70	1,62
H ₂ O	0,75	1,34	1,05	1,26	1,16	0,78	2,1	-	0,77	2,03	0,30	0,78
P ₂ O ₅	-	-	0,17	-	-	-	0,11	-	-	-	-	-
CO ₂	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Σ _{общ}	-	-	0,08	-	-	-	0,03	0,27	-	-	-	0,08
п.п.п.	9,09	4,99	6,18	5,74	5,72	13,67	4,36	-	9,80	4,17	11,40	8,23
Сумма	100,24	100,50	99,82	100,30	100,61	99,35	100,26	-	100,87	100,68	100,10	99,85

Примечание: 2108, 2120 - туфопесчаники; 2124 - терригенный песчаник бассейна р.Веди; 2303, 2658 - туфопесчаники; 2658^а - песчано-карбонатная конкреция, басс.р.Арпа; 3,624 - туфоалевролиты басс.р.Азат; 2309 - терригенный алевролит, басс.р.Арпа; 2317, 2505 - туфоаргиллиты басс.р.Арпа; 37 - вулканотерригенный песчаник басс.р.Азат

Т а б л и ц а 3.19

Содержания малых элементов ($10^{-4}\%$) в породах вулканогенно-осадочной флишеидной субформации среднего эоцена Арансинской зоны

Хим. элементы	Туфопесчаники		Туфоалевролиты		Туфоаргиллиты		Вулкано-терригенные породы	
	пределы	сред.	пределы	сред.	пределы	сред.	пределы	сред.
Mn	420-10000	2800	560-1000	800	60-750	600	100-1000	800
Ni	3-56	20	6-30	9	0-32	11	0-18	8
Co	10-180	68	10-15	9	0-24	13	0-20	12
Ti	560-18000	7150	2400-3200	2750	3000-5600	4250	1300-7500	4400
V	42-420	302	100-320	155	100-420	255	130-560	280
Cr	3-42	15	3-100	27	0-32	2	0-10	4
Zr	56-560	170	24-320	148	130-240	175	10-180	90
Cu	18-240	75	24-100	55	10-240	140	100-300	190
Pb	0-10	3	0-4	3	0-30	11	3-30	90
Zn	0-42	13	0-42	11	30-75	43	0-32	11
Ga	5-24	15	5-18	10	0-24	9	4-32	18
It	10-56	34	10-32	23	24-32	29	0-32	19
Ib	1-24	6	0-3	1	1-3	2	0-4	2
La	0-560	90	30-240	119	0-560	165	0-100	25
Sr	100-1000	377	560-1300	802	300-750	475	100-1000	450
Ba	130-2400	650	100-3200	975	240-10000	2715	100-1000	350
Li	5-30	12	4-24	12	0-42	17	0-65	19
Be	0-5	2	1-7	3	1-3	2	0-1	1
Rb	0-420	115	0-320	240	0-560	170		
Mo	0-3	2	0-3	2	0-3	2	0-3	1

Туфоалевролиты составляют 10-30% общей мощности разрезов вулканогенно-осадочной флишеидной субформации и являются одним из основных компонентов циклотем. Если в Ц_I, Ц_{II}, Ц_{III} они согласно залегают над туфопесчаниками в средней и верхней частях флишевых многослоев, то в Ц_{IV} туфоалевролиты слагают основание их разрезов с редкими биоглифами. Среди них отмечаются и биоглифы зеленовато-серого, зеленого цвета. Вероятно, поглощая из ила необходимые для существования органические и минеральные вещества, иловды обогащают свои

Т а б л и ц а 3.20

Величины отношений и содержания химических компонентов
песчаных пород вулканогенно-осадочной флишовой суб-
формации Базум-Зангезурской зоны

Показатели химиче- ских компонентов	210/23	189/23	6251	4408	6123а	6179	6220	3924
	а.п.	п.	тф.п.	тф.п.	т.п.	т.п.	те.п.	вт.п.
$Al_2O_3/(CaO+Na_2O)$	1,88	0,78	1,96	1,73	7,69	1,71	1,42	0,88
Al_2O_3/SiO_2	0,2	0,25	0,20	0,33	0,38	0,28	0,33	0,36
$TiO_2\%$	0,25	0,31	0,15	1,03	0,35	0,58	0,70	0,40
K_2O/Na_2O	0,25	0,33	1,17	1,47	0,6	1,38	0,30	0,49
SiO_2/Al_2O_3	5,03	4,0	5,06	3,02	2,60	3,58	3,03	2,75
Al_2O_3/Na_2O	3,20	4,25	6,92	5,57	6,97	5,42	5,60	3,47
$(K_2O+Na_2O)/Al_2O_3$	0,39	0,31	0,31	0,44	0,23	0,44	0,23	0,43
$(Fe_2O_3+FeO+MgO)/Al_2O_3$	0,35	0,26	0,72	0,95	0,71	0,55	0,66	0,87
Fe_2O_3/FeO	5,52	2,21	10,29	0,83	2,96	2,51	1,54	0,40
MgO/CaO	0,43	0,08	0,58	0,72	0,56	0,45	0,45	0,42
$Fe_2O_3+FeO+MgO\%$	4,42	2,92	8,98	15,84	12,48	8,63	11,2	11,3

Примечание: тф.п. - туффит псаммитовый; т.п. - туффпесчаник;
вт.п. - вулканогенно-терригенный песчаник; а.п. - аркозовый песчаник;
п. - полимиктовый известковый песчаник; те.п. - тефроидный песча-
ник

фекалии тонкой пирокластикой, которая в дальнейшем подвергается
интенсивной хлоритизации.

Туфоалевролиты нередко составляют интервалы "в", "с" или "д" в
текстурных последовательностях А.Боумы. С севера на юг частота
встречаемости туфоалевролитов в разрезах субформации, особенно в
Арансинской зоне, возрастает. Например, если в северной части бас-
сейна р.Азат туфоалевролиты составляют 14%, то на юге они достига-
ют 28% от мощности субформации.

Туфоалевролиты тонко- и массивнослоистые (при мощности слоев
0,02-5 м, часто 0,1-0,2 м) плотные, изредка относительно слабо сце-
ментированные серого, зеленого, зеленовато-серого, бурого, бурова-
то-желтого цвета. Иногда отмечается тонкая (0,5-2 см), параллель-
ная слоистости плитчатость. Структура алевритовая, псаммо-алеври-
товая, пелитово-алевритовая. Особенно в разрезах северной части

Т а б л и ц а 3.21

Величины отношений и содержания химических компонентов
песчаных пород вулканогенно-осадочной флишеидной суб-
формации Араксиноной зоны

Показатели химиче- ских компонентов	2108	2120	2124	2303	2658	37	2235	3280
	т.п.	т.п.	п.	т.п.	т.п.	вт.п.	тф.п	тф.гр.
$Al_2O_3/(CaO+Na_2O)$	0,86	1,88	1,43	1,21	2,16	1,27	2,10	1,84
Al_2O_3/SiO_2	0,36	0,29	0,27	0,31	0,29	0,38	0,31	0,33
TiO ₂ %	0,39	0,42	0,83	0,57	0,48	0,75	0,54	0,30
K ₂ O/Na ₂ O	0,29	0,73	0,78	0,67	0,54	0,55	1,18	0,05
SiO ₂ /Al ₂ O ₃	2,77	3,41	3,73	3,21	3,40	2,64	3,16	3,00
Al ₂ O ₃ /Na ₂ O	5,64	6,40	5,36	4,16	6,76	6,14	6,25	3,34
$(K_2O+Na_2O)/Al_2O_3$	0,29	0,21	0,33	0,40	0,23	0,25	0,35	0,31
$(Fe_2O_3+FeO+MgO)/Al_2O_3$	0,33	0,68	0,57	0,75	0,36	0,40	0,64	0,41
Fe ₂ O ₃ /FeO	6,47	1,89	2,99	2,69	1,01	2,51	1,55	1,60
MgO/CaO	0,79	0,45	0,28	0,23	0,32	0,14	0,5	0,53
Fe ₂ O ₃ +FeO+MgO%	5,58	10,10	8,41	11,63	6,32	7,15	10,96	11,28

Примечание: п. - полимиктовый известковый песчаник; т.п. - ту-
фопесчаник; в.т.п. - вулканогенно-терригенный песчаник; тф.п. - туффит
псаммитовый; тф.гр. - туффит гравийный

Ереванско-Ордубадской подзоны преобладают крупнозернистые псаммо-
алевритовые разности.

Сортировка обломочных компонентов низкая средняя, реже высокая. Форма зерен полуокатанная, часто угловатая (рис.3.25). Пластическая часть породы представлена полевыми шпатами (60-80%, преобладают плагиоклазы), обломками пород (туфы, обломки эффузивных и, очень редко, осадочных пород), кварцем (2-3%), пироксенами (1-3%, с резким преобладанием авгита), амфиболами, магнетитом, биотитом; обнаружены также хлорит, пирит, лимонит, гематит, ильменит, эпидот, циркон, апатит, турмалин, лейкоксен. Цемент туфоалевролитов по составу почти не отличается от цемента туфопесчаников. Тип цементации часто поровый и базальный.

Данные химического и спектрального анализов туфоалевролитов приведены в табл.3.17, 3.18, 3.19. Отметим, что средние процентные содержания значительной части (более половины) химических элементов

в туфоалевролитах ниже, чем в туфопесчаниках. Содержания свинца, молибдена, лития, фосфора почти одинаковы у обеих разновидностей пород. Наличие, хрома, бария и рубидия в них больше, чем в туфопесчаниках.

Туфоаргиллиты имеют большое распространение в Араксинской зоне. С севера на юг и с востока на запад наблюдается тенденция увеличения процентного содержания глинистых пород в разрезах субформации. Так в северной части Еревано-Ордубадской подзоны (с.Гарни) туфоаргиллиты составляют 26% от мощности субформации, а на юге (с.Зовашен) - 44%. Нужно учесть, что в указанных направлениях отмечается также уменьшение суммарной мощности разрезов субформации. В разрезе у с.Гарни мощность субформации составляет около 1040 м, а в районе с.Зовашен - 370 м. Поэтому суммарная мощность туфоаргиллитов в некоторых северных разрезах оказывается даже большей, чем на юге. Туфоаргиллиты развиты также в западной (Ширанский хребет), северной (Гугарацкий хребет), восточной и южной (Зангезурский хребет) частях Базум-Зангезурской зоны, в среднем составляя 6-8% от общей мощности субформации.

Туфоаргиллиты являются третьим элементом флишевой циклотемы (III ЭЦ) и составляют верхнюю часть ее разреза (интервал "е" по А. Боуме). Контакт с более крупнозернистыми породами вышележащей циклотемы резкий, а с подстилающими туфоалевролитами той же циклотемы - постепенный. Туфоаргиллиты обычно рельефнее выделяются в разрезах благодаря своим литологическим особенностям. Слоистость их горизонтальная. Мощность слоев колеблется от 1 до 500 см, часто составляя 5-30 см. Цвет породы серый, темно-серый, зеленовато-серый, зеленый, фиолетово-бурый, буровато-желтый, розовый. Фиолетово-бурый и розовый туфоаргиллиты встречаются редко. Иногда они перекрывают слои серых, зеленовато-серых туфоаргиллитов, залегающих в самой верхней части циклотемы, и в подобных случаях, возможно, относятся к гемипелагическим образованиям как возможно и серые гемипелагические глины. В срезах туфоаргиллитов иногда наблюдаются концентрические или изогнутые тонкие кольца гидроксидов железа. В районе верхнего течения р.Азат, в средней части разреза субформации мощные слои туфоаргиллитов разбиты диагональными трещинами на тонкие (2-5 см) плитки. В туфоаргиллитах редко встречаются мелкие включения пирита и хлорита. В основной, слабо хлоритизированной,

массе породы нередко рассеяны мелкие (0,02-0,1 мм) неправильной формы скопления микрозернистого кальцита. Содержание карбонатного вещества колеблется от 1 до 20%, часто составляет 5-12%. Характерно почти полное отсутствие остатков известковой микрофауны. Единичные известковые раковины мелких фораминифер (тонкие корродированные их контуры) отмечены в скважине 30 - Фонтан, на глубине 3682-3686 м, изредко в алевроитовых туфоаргиллитах Вайоцдзора. Также редко встречаются мелкие вытянутые обуглившиеся растительные остатки. В туфоаргиллитах Ширанского хребта (у сс.Амасия, Ширанмут) наблюдается заметное развитие по породе морденита, клиноптилолита. Под микроскопом структура породы лептопелитовая, мегапелитовая, алевропелитовая и псаммо-алевропелитовая; текстура беспорядочная, пятнистая и слабо ориентированная. И.Х.Петросов (1983) отмечает, что в туфоаргиллитах основная масса представлена перерожденным в глинистое вещество пирокластическим материалом; участвует она замещена хлоритом, кальцитом, гидроокислами железа. Этими и определяется пятнистая текстура породы.

Иммерсионными анализами в песчано-алевритовой фракции туфоаргиллитов обнаружены: полевые шпаты (преимущественно плагиоклазы), кварц, авгит, магнетит, обыкновенная роговая обманка, хлориты, эпидот, гематит, гидроокислы железа, пирит (в зернах скважин), гипертстен, биотит, циркон, турмалин, гранаты, барит, целестин.

Глинистые минералы (рис.3.24) представлены монтмориллонитом (преобладает в западной части Еревано-Ордубадской подзоны), хлоритом (до 30% в глинистой фракции туфоаргиллитов Вайоцдзора) и гидрослюдами (до 30% глинистой фракции).

Результаты химического анализа туфоаргиллитов, в том числе и фракции 0,001 мм, приведены в табл.3.17, 3.18, 3.22, а спектрального анализа - в табл.3.19. В отличие от крупнозернистых туфогенных пород, в туфоаргиллитах отношение Na_2O/K_2O всегда меньше единицы. Обычно меньше единицы, особенно в тонкодисперсной глинистой фракции, и величина отношения Fe_2O_3/FeO . В некоторых туфоаргиллитах Вайна (проба отобрана из естественного обнажения) это отношение больше единицы, что, вероятно, связано с окислением соединений железа и заметным содержанием крупнозернистой глинистой и алевропсаммитовой фракций. В туфоаргиллитах западной части Ширанского хребта отмечается увеличение содержания MgO (до 4,4%), возможно, связанное с присутствием заметной примеси продуктов размыва серпен-

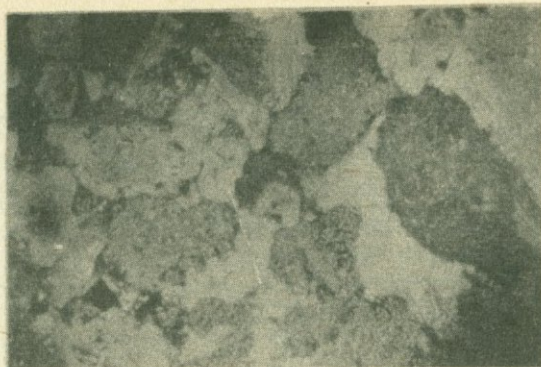


Рис.3.26. Песчаник крупнозернистый, вулканотерригенный. В обломочной части преобладают полуокатанные, нередко с разъеданными контурами литокласты-андезиты, андезитобазальты и их туфы. Цемент вторичный, базально-поровый, представленный крупнокристаллическим кальцитом. Вулканоогенноосадочная флишеидная субформация. Бассейн р. Арпа у с. Агнджадзор. Шлиф 6513, без анализатора. Увел. 25х.

тинизированных гипербазитов. В туфоаргиллитах Араксинской зоны, по сравнению с Базум-Зангезурской, наблюдается возрастание величин отношений $Al_2O_3 : Na_2O$ и $K_2O : Na_2O$ соответственно от 6,45 до 18,05 и от 1,08 до 5,7. Можно предполагать, что в туфоаргиллитах Араксинской зоны отмечается некоторое увеличение содержания зрелого терригенного глинистого вещества.

В туфоаргиллитах, по сравнению с туфопесчаниками и туфоалевролитами, наблюдается некоторое увеличение содержания калия, циркония, меди, цинка, бария, лития. По сравнению с алевро-пелитовыми туффитами, в туфоаргиллитах отмечается увеличение содержания магния, железа, натрия, калия, никеля, кобальта, ванадия, циркония, цинка, иттрия, стронция, молибдена, рубидия. Характерно сравнительно высокое содержание Ti и Zr в туфоаргиллитах Зангезурской подзоны.

Т а б л и ц а 3.22

Химический состав тонкодисперсной (0,001 мм) фракции пород вулканогенно-осадочной флишеидной субформации среднего эоцена Араксинской зоны

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	п.п.п.
1.	58,50	0,47	13,95	2,99	5,31	0,30	2,84	1,09	2,70	4,20	0,14	4,34
2.	63,48	0,65	18,05	1,60	2,80	0,04	2,10	1,47	1,70	2,60	1,76	4,02

Примечание: 1 - обр.2492, скв.30 - Фонтан, гл.3599-3603 м - туффит алевро-пелитовый; 2 - обр.2779, бассейн правобережья р.Арпа - туфоаргиллит.

Туфомергели - одна из разновидностей паратуффитов (Классификация и номенклатура вулканогенно-осадочных пород, 1970) в эоценовых бассейнах отлагались на участках морского дна, где существовали благоприятные условия для выпадения и смешения карбонатного и тонкообломочного пирокластического материалов. В разрезах субформации они имеют незначительное распространение, встречаясь в западной части Ширанского хребта, в разрезе скв.30 - Фонтан, в районах сс.Урцадзор, Агнджадзор. Обычно туфомергели ассоциируются с гравийно-псаммитовыми и алевроитовыми туфами или алевроитовыми туффитами, залегающая в верхней части циклотем (П ЭЦ). Это тонко- и толстослоистые плотные породы желтовато-серого и зеленовато-желтого цвета. Структура их алевро-пелитовая и псаммо-алевро-пелитовая. В основной пелитоморфной массе иногда встречаются сохранившиеся остроугольные частицы пирокластиков. Часто обнаруживаются известковые раковины мелких фораминифер, ядра которых нередко заполнены глинисто-хлоритовым материалом. Содержание карбонатного вещества составляет до 40% породы. Обломочные зерна псаммо-алевроитовой размерности представлены полевыми шпатами, кварцем, обломками эффузивов и туфов. Глинистые минералы представлены монтмориллонитом и гидрослюдой.

В минеральном составе тяжелой фракции (табл.3.12) обнаружены моноклинные пироксены, магнетит, обыкновенная роговая обманка, эпидот, циркон, базальтическая роговая обманка, сфен, барит-целестин. Данные химического анализа приведены в табл.3.6. Характерны сравнительно высокие содержания MnO (0,40%), K₂O - (4,60%) и резкое преобладание последнего над Na₂O - (0,51%).

Тефроидные породы

Вслед за Г.С.Дзоценидзе, И.В.Хворовой ("Классификация и номенклатура вулканогенно-осадочных пород", 1970), Е.Ф.Малеевым (1982) и другими, автор под тефроидными породами понимает синхронные вулканизму, сравнительно окатанные, отсортированные породы, состоящие из тефры.

К сожалению, пока нет общепринятой классификации тефроидных пород. Авторы очень интересной книги "Формации Санмарского аллохтона" (1978) тефроиды включают в семейство вулканогенных обломочных пород, в котором выделяются собственно пирокластические образования (вулканические брекчии, туфы) и тефрогены с небольшой примесью терригенного материала. Вслед за тефрогенами, приводятся описания осадочно-пирокластических (туффиты) и терригенных пород.

Е.Ф.Малеев (1982) тефроидные породы располагает между вулканокласто-осадочными (паратуйфиты) и вулкано-терригенными породами. Е.Ф.Малеев пишет (1982, с.7): "Для тефроидов характерно отсутствие глинистых прослоев. В вулкано-терригенных породах, наоборот, присутствует большое количество глинистого материала".

В табл.1 он между тем выделяет пирокласто-тефроидные и терригенно-тефроидные аргиллиты.

В разрезах среднего эоцена Базум-Зангезурской зоны встречаются породы, которые можно отнести к тефроидным образованиям. Но на основании вышеизложенного, автор пока воздерживается относить тефроиды к самостоятельному семейству, описывая их совместно с туффитами или с вулкано-терригенными породами. Ниже приводится описание тефроидных гравийных песчаников, которые обнажаются на северо-восточном склоне Памбакского хребта, в районе с.Лернаван.

Эти массивнослоистые светло-серые породы находятся в пачке алевро-псаммитовых тефроидов мощностью около 12 м, расположенной в нижней половине разреза среднего эоцена, где наблюдается чередование осадочных турбидитных образований и редких массивных, массивнослоистых туфов морских пирокластических потоков. Хотя внутри пачки тефроидных пород слоистость четко не выражена, все же выделяются слои более плотных и менее плотных пород разного гранулометрического состава. Можно добавить, что в нижней половине пачки преобладают толсто- и массивнослоистые гравийно-псаммитовые тефроиды, а в верхней - среднеслоистые псаммо-алевритовые разности. Микроскопи-

ческое изучение псаммитовых пород показывает, что они являются продуктом сравнительно кислой тэфры. В составе пород преобладают кристаллокласты, составляющие до 80% площади шлифа. Форма кристаллокластов и обломков пород полуокатанная, угловатая и редко - почти окатанная. Полуокатанную форму имеют не только обломки пород, но и крупные кристаллы полевых шпатов и кварца. Из-за плавных очертаний некоторых кристаллов создается даже впечатление, что контуры их частично оплавлены.

Кристаллокласты представлены плагиоклазами (50%) и калийнатриевыми полевыми шпатами (10%). Нередко встречаются зерна кварца, иногда трещиноватые. Отмечаются мелкие скопления магнетита, редкие зерна обыкновенной роговой обманки, единичные деформированные, почти обесцвеченные чешуи биотита. Литокласты, слабо хлоритизированные, окремненные обломки кислых эффузивов; наблюдаются редкие обломки кварцитов.

Характерно незначительное содержание цемента; иногда он почти отсутствует, но конформные структуры не наблюдались. Тип цемента - поровый, контактовый. Цемент часто кремнистый, иногда с хлоритом. Некоторые поры заполнены кальцитом. Кальцитом редко замещены участки в плагиоклазах. Отмечаются также мелкие участки, замещенные хлоритом.

Другой пример тэфроидных пород приводится из нижней половины разреза вулканогенно-осадочной флишеидной субформации, в районе с. Овунн. Здесь, в разрезе флишевого типа ритмично чередующихся карбонатно-терригенных и вулканогенно-терригенных пород, встречаются тонкие и толстые слои тэфроидных песчаников и туфов. Тэфроидные песчаники коричневые и зеленовато-серые плотные породы. Структура их псаммитовая и алевро-псаммитовая. Степень отсортированности зерен средняя и плохая. Форма зерен угловатая (часть кристаллокластов) и полуокатанная. Содержание цемента небольшое (3-5, реже до 10% объема породы). Цемент поровый, порово-пленочный; представлен хлоритизированным и окремненным веществом (возможно, первоначально-пирокластическим), иногда с примесью карбонатного материала. В обломочной части породы преобладают кристаллокласты (около 70%); пелитизированные, серицитизированные плагиоклазы (около 50%), обыкновенная роговая обманка (до 12%), моноклинные пироксены (до 4%), магнетит (до 5%). Часть ломанных призматических зерен плагиоклазов по краям имеет слегка сглаженные контуры. Литокласты представлены

полусферическими, реже угловатыми андезитами. Отмечаются единичные зерна с микрофельзитовой основной массой (вероятно, кислые везу-эны).

В минеральном составе тяжелой фракции обнаружены (табл.3.12) следующие минералы: обыкновенная роговая обманка, магнетит, моноклинные пироксены, лимонит, базальтическая роговая обманка, барит, целестин, авгит, эпидот, циркон.

Результаты химического анализа тефроидных песчаников приведены в табл. 3.17. В указанных породах спектральными анализами установлены Si - 10%; Al, Ca, Fe, Na, Mg (в порядке уменьшения процентного содержания) 5,8-1,8%; K, Ti - 0,75-0,32%; Mn, Sr, Zr, Ba, V - 0,075-0,018%; Cu, Cr, Zn, La, Li, Yt - 0,0056-0,001%; Pb, Rb, Be, Tl - 0,00042-0,0001%.

Вулкано-терригенные породы

Вулкано-терригенными являются те разновидности вулканогенно-осадочных пород, в которых значительная часть породообразующего материала представлена продуктами размыва литифицированных вулканитов, вулканических построек, почти синхронных (в геологическом смысле) седиментации* ("Классификация и номенклатура вулканогенно-осадочных пород", 1970; Мелев, 1982). По степени распространения вулканотерригенные породы уступают туфам, поскольку в среднем эоцене, в исследованной геодинамической обстановке преобладал эксплозивный вулканизм. В Базум-Зангазурской зоне они отмечены в разрезах Зангазурского, Ширакского, Памбакского хребтов, а в Араксинской зоне - в бассейнах рр. Раздан, Азат, Веди, Арпо, Нахичеванчай и Алинджачай.

Вулкано-терригенные гравелиты, песчаники и алевролиты серого, зеленовато-серого, буровато-серого цвета тонко- и толстослоистые плотные, реже слабо сцементированные породы. Слоистость их горизонтальная и горизонтально-волнистая. Как правило, они входят в состав флишевых многослоев, слегка соответственно 1в, 1с и 1д ПЭЦ.

Примеч. редактор: поскольку породы терригенные образовались за счет привноса обломочного материала с суши. Вулканические синхронные или близкие к ним по времени формирования поднятия нельзя отождествлять с оушами - это особый тип поднятий. Поэтому продукты их размыва, нередко и подводного, целесообразно именовать вулкано-обломочными, а не вулканотерригенными.

с редкими механоглифами и биоглифами (рис.3.25). Структура гравелитов псаммо-гравийная, песчаников - гравийно-алевро-псаммитовая, пелито-алевро-псаммитовая (рис.3.26), алевролитов-псаммо-пелито-алевритовая, пелито-алевритовая. Форма зерен угловатая, полуокатанная, реже - окатанная. С увеличением крупности зерен степень их окатанности обычно возрастает. Сортировка зерен у гравелитов и песчаников часто плохая, у алевролитов - часто средняя.

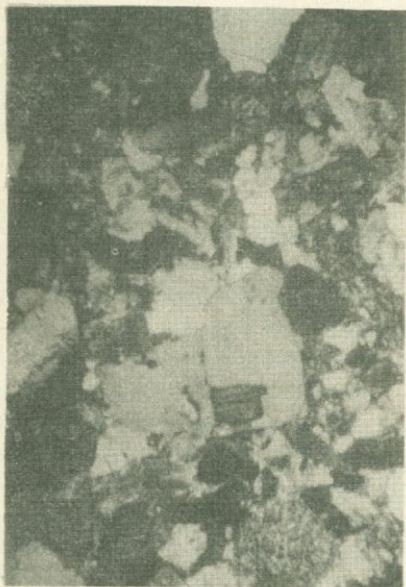


Рис.3.27. Песчаник аркозовый гравийно-псаммитовый. В центре шлифа - плотно соприкасающиеся зерна кварца и полевых шпатов с порово-пленочным, глинисто-лимонитистым цементом. Средний эоцен. Водораздел Памбанского хребта между сс.Лернаван-Цахнабер. Шлиф 6988, с анализатором. Увел.25х.

Ниже приводится описание вулканогенных песчаников, как наиболее представительных, информативных разновидностей вышеуказанных пород. Кластическая часть этих песчаников представлена обломками эффузивных пород (40-60% всех обломочных компонентов) среднего, реже основного и кислого состава; полевыми шпатами (30-55%), преимущественно андезиновыми плагиоклазами; обломками туфов, кварцем, моноклинными пироксенами (2-5%), магнетитом (2-3%), обломками кремнистых пород, обыкновенной роговой обманкой, биотитом. Обнаруживаются также (табл.3.12, 3.13) эпидот, хлориты, цеолиты, пирит, барит-целестин, ильменит, цоизит, гидроокислы железа, гипер-

стен, циркон, гранаты, базальтическая роговая обманка, апатит, глауконит, хромшпинелиды турмалин, сфен. Хромшпинелиды, ильменит часто встречаются в Базумской подзоне.

В указанных породах редко наблюдаются известковые раковины мелких и крупных фораминифер, обломки водорослевых и мшанковых образований. Изредка встречаются раковины нуммулитов, дискоциклин, по краям которых врезаны, вдавлены некарбонатные обломки кварца, полевых шпатов, вулканитов. Вероятно, это результат растворения под давлением одного из соприкасающихся зерен: в данном случае - карбонатной раковины. Более устойчивое к растворению зерно, угловатой соприкасающейся частью как бы врезается, внедряется в первое (Taylor, 1950; Нопелиович, 1965; Садоян, Агамалян, 1969).

Цемент вулканогенных гравелитов, песчаников и алевролитов карбонатный, известково-глинистый, глинистый, с примесью хлорита и гидроокислов железа. Преобладает тип цементации поровый, кроме того отмечаются базальный, базально-поровый, контактово-пленочный, равномерный, сгустковый типы цемента.

В вулканогенных песчаниках по сравнению с туффитами заметно уменьшается содержание SiO_2 и увеличивается карбонатное вещество (табл.3.17, 3.18). Анализ процентного содержания и величин отношений некоторых химических компонентов (табл.3.20, 3.21) позволяет предполагать, что вулканогенные породы формировались в обстановке континентальной островной дуги (Bhatia, 1983; Crook, 1974). Данные спектрального анализа приведены в табл.3.19. По сравнению с туфопесчаниками в вулканогенных песчаниках отмечается уменьшение содержания марганца, никеля, титана, ванадия, хрома, циркония, бария и увеличение содержания кобальта, меди, цинка, галлия, иттрия, стронция, лития, свинца. Среднее содержание меди в вулканогенных породах, особенно в бассейне р.Азат, выше, чем в остальных типах вулканогенно-осадочных пород.

Глины вулканогенные встречаются редко. Макроскопически это зеленовато-серые, желтовато-серые, коричневые, не очень плотные, преимущественно тонко- и среднеслоистые. Обычно они составляют интервал "с" текстурной последовательности А.Боумы. Редко в них встречаются мелкие хлоритизированные зеленые биоглифы. Структура глин пелитовая, псаммо-алевро-пелитовая, часто алевро-пелитовая. В породах редко наблюдаются известковые раковины мелких фораминифер.

Содержание карбонатного материала колеблется от 8 до 30%. Глинистые минералы представлены монмориллонитом, гидрослюдой с незначительной примесью хлорита и каолинита. Состав псаммо-алевритовых обломочных частиц: полевые шпаты (преимущественно плагиоклазы), кварц, обломки эффузивов. В тяжелой фракции обнаруживаются монолинные пироксены, магнетит, лимонит, ильменит, эпидот, циркон, гранаты, сфен, обыкновенная роговая обманка, очень редко, базальтическая роговая обманка, пирит, хромшпинелиды, турмалин. В тяжелой фракции вулканогенных пород Зангезурской подзоны циркон, гранаты, сфен, обыкновенная роговая обманка встречаются редко, в небольших содержаниях или же отсутствуют. Вероятно для морского бассейна Севано-Ширакского синклиория в среднем эоцене источником питания стали также вулканические образования кислого состава. Присутствие хромшпинелидов, вероятно, связано с выходами ультраосновных пород того же синклиория. Содержания химических элементов, по данным спектрального анализа приводятся ниже: Si, Al - 10%; Ca - 5,6-10%; Fe, Mg, K, Na - 1-3,2%; Ti - 0,32-0,56%; Ba, Mn, Sr - 0,07-0,56%; V, Cr - 0,01-0,018%; Zr, Cu - 0,0075-0,010%; Ni, Co, Pb, Zn, Ga, Yt, Sc - 0,001-0,0032%; Rb, Yb, Li, Be - 0,00013-0,00056%. Характерно некоторое увеличение содержания бария (до 0,56%) в маломощных глинистых породах бассейна верхнего течения р. Сисиан (Зангезурская подзона).

Терригенные и карбонатные породы

Терригенные и карбонатные породы имеют небольшое распространение (до 5% общей мощности субформации). Обычно встречаются в южной части Араксинской зоны, особенно в бассейне р. Веди. В Базум-Зангезурской зоне нередко отмечаются в западной части Памбанского хребта, в разрезах субформации между сс. Лернаван, Цахнабер и в Ширакском хребте. Терригенные породы представлены известковыми полиминтовыми обломочными образованиями, реже аркозами. Среди карбонатных пород, имеющих незначительное распространение в разрезах субформации, выделяются известняки и мергели.

Аркози. Аркозовые песчаники (алевролиты, гравелиты) впервые обнаружены нами в районе между сс. Лернаван, Цахнабер, в западной части Памбанского хребта (вершина высоты 2301,5 м и др.). Здесь отдельные слои и маломощные пачки аркозовых, субаркозовых песчаников наб-

людаются в средней части разреза субформации. Они почти белого, светло-серого, желтовато-серого цвета, со слабым розовым оттенком среднеслоистые, реже тонко- и толстослоистые, с сравнительно плотной упаковкой зерен обычно с незначительным содержанием цемента. Структура псаммо-гравийная, гравийно-псаммитовая, алевро-псаммитовая, псаммо-алевритовая. Форма зерен угловатая, полукатанная, окатанная. Редко наблюдаются вогнуто-выпуклые, длинные контакты зерен и своеобразные сутуровые швы. Сортировка зерен средняя, плохая. Основными породообразующими компонентами являются полевые шпаты (40-60%) и кварц (30-40%). Полевые шпаты представлены плагиоклазами, часто с серицитизированной, мутной поверхностью, а также пелитизированными ортоклазом и микронлином. В редких кристаллах плагиоклазов отмечаются мелкие участки, замещенные эпидотом. Отмечены также обломки кварцитов (6-8%), гранодиоритов (3-5%), пегматита. В незначительном количестве встречаются также призматические, часто ломанные кристаллы эпидота, обыкновенной роговой обманки и единичные чешуи биотита (рис.3.27). В тяжелой фракции (табл.3.8) обнаружены эпидот, магнетит, ильменит, циркон, обыкновенная роговая обманка, биотит, лейкоксен, лимонит, цоизит, сфен. Характерно сравнительно высокое содержание циркония (до 8%) и сфена (2%), которые вместе с обломками гранодиоритов, калий-натриевых полевых шпатов и кварца указывают на существование в эоцене выходов гранитоидов в качестве источников сноса (вероятно, Цилнарская интрузия гранодиоритов).

Результаты химического анализа приведены в табл.3.13. Характерны высокие содержания SiO_2 (67,2-70,9%), резкое преобладание Fe_2O_3 над FeO и Na_2O над K_2O .

Данные спектрального анализа аркозов приводятся ниже: Si - 10%; Al, Ca, Na, Fe - 5,6-1,0%; Mg, K - 0,75%; Ti, Zr - 0,13%; Mn, Sr, Ba, V - 0,042-0,013%; Cr, Cu, Zn, Ga, Co - 0,0032-0,0013%; Ni, Rb, Li, Be - 0,00075-0,00013%. Характерно высокое содержание циркония.

Карбонатно-терригенные породы

Гравелиты встречаются очень редко. Единичные выходы средне- и массивнослоистых известковистых гравелитов отмечены в северо-западной части Памбанского хребта. Это плотные породы светло-серого, желтовато-серого цвета. В районе с. Лернаван они образуют линзовидные

слои, мощность которых колеблется от 40 до 140 см. Здесь они ассоциируются с средне- и грубозернистыми известковыми песчаниками, представляя часть песчаного потока. Редко среднеслоистые гравелиты залегают в основании C_{II} . Структура породы обычно псаммо-гравийная. Сортировка зерен средняя или плохая. Форма зерен округлая, полуокатанная и угловатая. Обломочная часть представлена (в порядке уменьшения процентного содержания) кварцем, кварцитами, плагиоклазами, обломками эффузивных пород кислого и среднего состава, гранодиоритов, туфов и редкими призматическими зернами обыкновенной роговой обманки. К интрокластам можно отнести цельные и ломаные раковины нуммулитов и редкие обломки бурых водорослевых известняков. Иногда центральные части срезов нуммулитов заполнены кремнистым веществом. Например, отмечается фибровидное заполнение полостей (спиралей) раковины нуммулита халцедоном. В минеральном составе тяжелой фракции встречаются ильменит, магнетит, циркон, обыкновенная роговая обманка, эпидот. Цемент поровый, порово-базальный, глинисто-карбонатный. Карбонатность породы достигает 25%.

Песчаники полимиктовые, известковистые имеют сравнительно большее распространение, чем гравелиты. Обычно отмечаются в нижней и верхней частях субформации (особенно в Араксинской зоне). К югу от осевой полосы Базум-Зангезурской зоны наблюдается уменьшение частоты встречаемости этих пород, особенно крупно-грубозернистых полимиктовых песчаников. В Базум-Зангезурской зоне, в районе между сс. Лернаван, Цахнабер отмечаются массивнослоистые тела песчаных потоков. В остальных разрезах песчаники обычно встречаются в виде тонко- и толстослоистых пачек в составе флишевых многослоев. На нижней поверхности песчаников, залегающих в основании циклотем третьего типа (C_{III}), редко наблюдаются механоглифы. Биоглифы отмечаются сравнительно чаще.

Макроскопически это серые, светло-серые, с зеленым или бурым оттенком, тонко- и среднеслоистые, плотные, реже - слабо сцементированные породы. Слоистость горизонтальная, градационная. Сортировка материала плохая, реже - средняя. Коэффициент сортировки (S_0) колеблется от 3 до 6. Обычно степень отсортированности возрастает с уменьшением медианного размера зерен. Наблюдаются окатанные, полуокатанные и почти неокатанные, угловатые зерна. Как правило, окатанными являются обломки пород, угловатыми - кристаллокласты. Очень редко встречаются окатанные зерна кварца, вероятно, из более древ-

них питающих провинций. Обломочная часть песчаников представлена обломками пород и кристаллокластами. В крупно- и грубозернистых песчаниках преобладают (до 60%) обломки пород, в мелкозернистых - кристаллокласты. Обломки пород представлены андезитами, андезито-базальтами, риодацитами и очень редко - спилитами. Более окатанными являются обломки эффузивных пород основного состава. Наблюдаются также обломки кварцитов (до 15% обломочной части породы), полевошпатово-кварцевых песчаников и алевролитов. Содержание кварцитов и кварца с северо-запада на юго-восток постепенно увеличивается.

Кристаллокласты представлены полевыми шпатами (резко преобладают), кварцем (до 8%), пироксенами (преимущественно авгитом), амфиболами (преимущественно обыкновенной роговой обманкой), эпидотом, биотитом, магнетитом, ильменитом. Среди полевых шпатов преобладают андезиновые плагиоклазы. Иммерсионным анализом определены также хлориты, цеолиты, пирит, гидроокислы железа, гранаты, циркон (табл. 3.12, 3.13). Цемент песчаников глинисто-карбонатный, иногда с примесью хлоритов, цеолитов или гидроокислов железа. Тип цемента поровый, базальный, контактовый. Цементирующее вещество распределяется равномерно (глинистое, карбонатное) или сгустками, пятнами (гидроокислы железа, хлорит, реже кальцит). В некоторых породах преобладает глинистый, в других - карбонатный цемент. Содержание карбонатного (преимущественно кальцитового) вещества колеблется от 5 до 20%, часто составляет 7-12%. Встречаются единичные известковые раковины фораминифер, в том числе дискоциклин, нуммулитов. Следует отметить, что наблюдающиеся в крупно- и грубозернистых песчаниках флишевых циклотем раковины крупных (диаметром до 1,5 см) фораминифер представляют переотложенные интракласты (Садоян, 1979).

Данные химического анализа полиминтовых песчаников приведены в табл. 3.17, 3.18. Характерно частичное увеличение, по сравнению с туфопесчаниками, содержания CaO. Результаты спектрального анализа следующие: Si, Ca - 10%; Al, Fe, Na, K - 5,6-1,0%; Mn, Ti - 0,42-0,18%; Sr, V, Zr, Ba - 0,1-0,018%; Cu - 0,032-0,0056%; Cr, Ni, Rb, Co, Yt, Li, Pb - 0,0032-0,00013%; Ga, Yb, Be - 0,001-0,0001%.

Известковистые алевролиты, глины, мергели и известняки данной субформации мало отличаются от аналогичных типов пород карбонатно-терригенной флишевой субформации среднего-верхнего эоцена Араксинской зоны, поэтому описание их приводится в следующем разделе (3.2.1.3.2) совместно. Отметим незначительное увеличение содержания кар-

бонатного и глинистого вещества в обломочных породах карбонатно-терригенной флишевой субформации.

3.1.3. Карбонатно-терригенная флишевая субформация (верхняя часть среднего эоцена-верхний эоцен)

3.1.3.1. Разрезы

Отложения карбонатно-терригенной флишевой субформации развиты преимущественно в Араксинской и почти отсутствуют в Базум-Зангезурской зонах - в этом одно из главных отличий рядов формаций палеогена указанных зон. Обнажаются они в бассейнах рр. Азат, Веди, Арпа и вскрыты скважинами на Разданской (2, 3, 4, 5, 6, 8, 11, 13, 14, 15, 16, 20), Фонтанской (30), Арамусской (33) и Шорахбурской (1, 31) разведочных площадях на глубинах 490-4320 м. Наиболее мощные, полные разрезы отложений карбонатно-терригенной флишевой субформации отмечены в Ереван-Фонтанском прогибе, в скважинах 31-Шорахбур (1350 м) и 30-Фонтан (1114 м). В скв. 33 - Арамус мощность отложений субформации составляет 1100 м, но разрез ее снизу неполный (бурение прекращено на глубине 4320 м). К северу, югу и юго-востоку от указанного прогиба и в бассейнах рр. Веди, Арпа мощности разрезов субформации резко уменьшаются (рис. 3.28). Следует отметить, что между отложениями карбонатно-терригенной субформации флишевой формации и перекрывающей ее нижнемолассовой формации наблюдается постепенный, согласный переход. Таково же их соотношение с подстилающей ей вулканогенно-осадочной флишеидной субформацией среднего эоцена. В отличие от вулканогенно-осадочной флишеидной субформации, строение данной субформации отчетливо флишевого типа, особенно в нижней и средней ее частях (рис. 3.29).

Одним из полных, эталонных разрезов субформации в Араксинской зоне является разрез правобережья р. Азат по линии сс. Зовашен-Барцрашен. Здесь обнажается мощная толща флишевого типа; ритмично чередующиеся песчано-глинистые известнякостые породы среднего-верхнего эоцена. Согласно они залегают на вулканогенно-осадочных флишеидных образованиях среднего эоцена (разрез 5, рис. 3.30). Переход к залегающим выше отложениям формации нижних моласс постепенный.

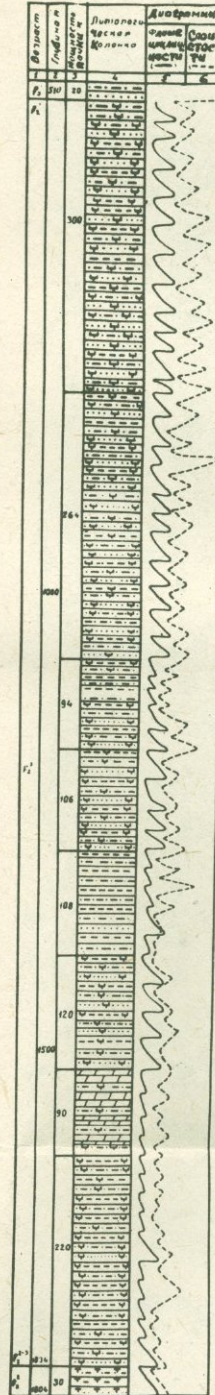
По характеру циклотем, процентному содержанию отдельных элементов и подэлементов циклотемы, изменению карбонатности пород разрез субформации разделяется на четыре части.

РАЗРЕЗЫ КАРБОНАТНО-ТЕРРИГЕННОЙ ФЛИШЕВОЙ СУБФОРМАЦИИ СРЕДНЕГО-ВЕРХНЕГО ЗОЦЕНА АРМЯНСКОЙ ССР

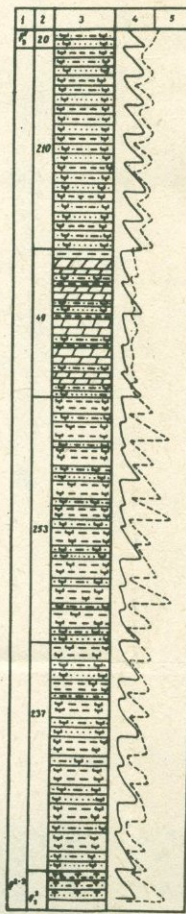
Составил А.А. САДЖИАН

В м 0 20 40 60 80

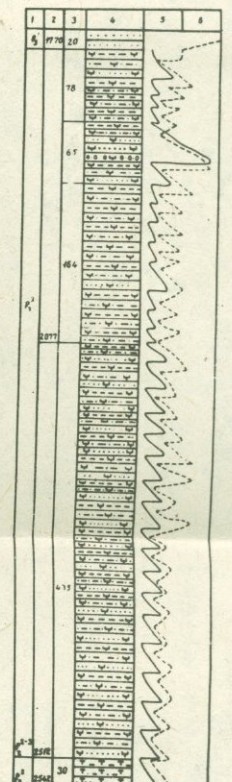
Скв 31 с. Шорасбюр



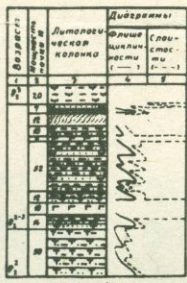
с. Забашен - с. Бацрашен



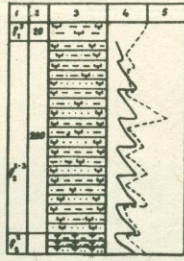
Скв 30 с. Фантан



«Танат - с. Мелик»



с. Гарс



с. Урцадзор

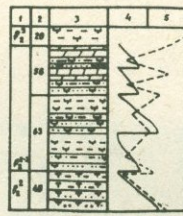


Рис.3.28. Разрезы карбонатно-терригенной флишевой субформации среднего-верхнего зоцена Армянской ССР. Условные обозначения см. на рис.3.1.

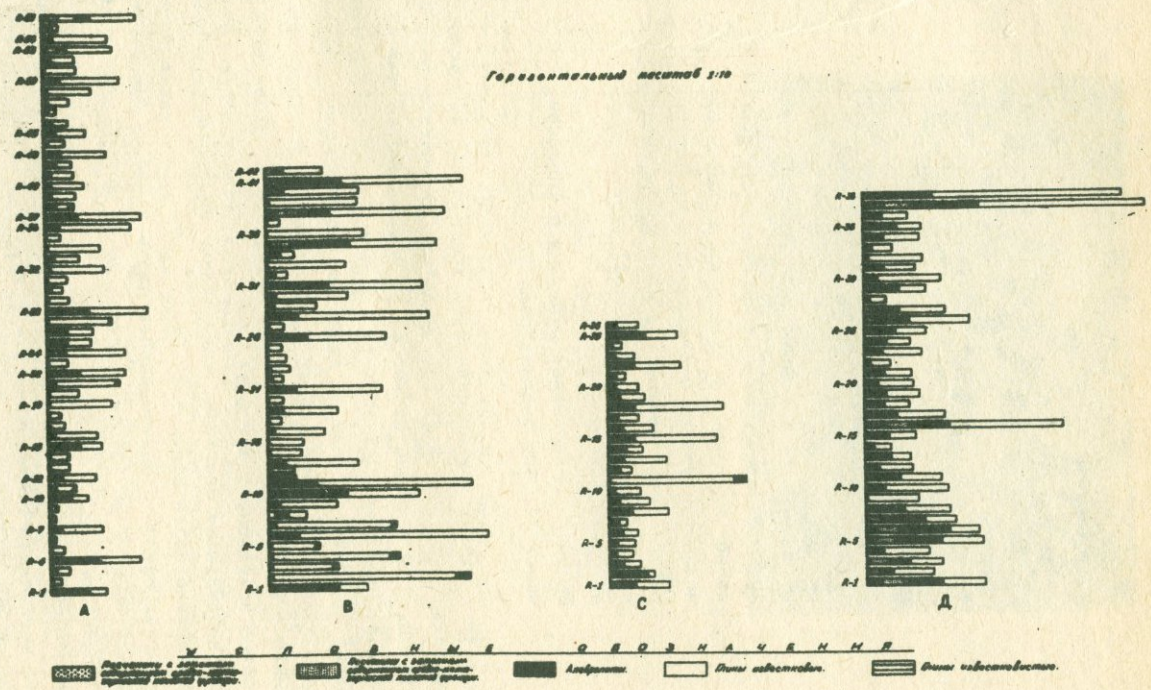


Рис.3.29. Циклотемогаммы карбонатно-терригенной флишевой субформации Арансинской зоны



Рис.3.30. Частичное растворение под давлением некоторых участков известковых раковин нуммулитов и внедрение в них острых краев некарбонатных (полевые шпаты, кварц, кварциты, обломки эффузивов) зерен. Карбонатно-терригенная флишевая субформация. Бассейн правобережья р.Веди у с.Урцадзор. Обр.2134, без анализатора. Увел.27.

1. *Нижняя* - первая (мелноциклическая) часть - 237 м, где мощность циклотем 3-49 см, часто 5-25 см. Циклотемы четвертого типа $C_{1y} = 1d + II + III$ или $C_{1y} = 1d + III$ составляют 64,5% всех циклотем нижней части субформации. Циклотемы $C_{III} = 1c + 1d + III$ или $C_{III} = 1c + 1d + II + III$, C_{III} составляют 35,5% всех циклотем этой части субформации.

1с пэц - песчаники составляют 4,4% суммарной ее мощности, 1d пэц - алевролиты - 22,5%, III эц - глины - 73,1%.

Флишевый коэффициент $f = 0,37$.

Часто наблюдаются биоглифы, ходы мелких пескожилов и илоедов. Средняя карбонатность пород = 20,0%.

2. *Вторая*, крупно-среднециклическая часть - 253 м. Мощность циклотем колеблется от 7 до 108 см, часто - 20-60 см. C_{1y} составляют 57,1%, а циклотемы C_{III} - 42,9%.

1с пэц - составляет 4,4%, 1d пэц - 18,6%, III эц - 77,0% общей мощности этой части субформации $f = 0,30$.

Основной отличительной чертой циклотем второй части субформации является их значительная мощность. Помимо биоглифов, здесь встре-



Рис.3.31. Длинные контакты и внедрение зерен под давлением. Полимиктовый песчаник с инкорпорационной структурой. Карбонатно-терригенная флишевая субформация. Снв.15 Раздан, гл.1950-1962 м. Шлиф 488 с анализатором. Увел.90х.

чаются механоглифы. Последние наблюдаются в основании циклотем и, как правило, только на нижних поверхностях средне- и крупнозернистых песчаников. Средняя карбонатность пород =21,3%.

3. *Третья* - мелкоциклическая часть - 150 м. Мощность циклотем 7-68 см, часто 12-30 см. Циклотемы четвертого типа составляют 61,5%, а циклотемы третьего типа - 38,5% всех циклотем этой части.

1с пэц составляет 3,6%, 1д пэц - 36%, а II эц - 60,4% общей мощности этой части. $f = 0,65$.

На основании циклотем наблюдаются биоглифы. Редко встречаются длинные, пересекающие породы циклотемы, шестовидные цилиндрики, заполненные алевритовым материалом.

Характерной особенностью отложений этой части субформации является резкое преобладание (до 10 раз) алевролитов над песчаниками. Здесь наблюдается некоторое повышение содержания карбонатного материала. Средняя карбонатность пород равна 29,5%.

4. *Четвертая* - (верхняя) средне-крупноциклическая часть - 210 м.

1с пэц - песчаники составляют 15,9%, 1д пэц - алевролиты - 30,8%, а II эц - известковые глины - 53,3% общей мощности этой части суб-

формации. Мощность циклотем колеблется от 11 см до 136 см, часто 21-44 см. Циклотемы мощностью более 1 м появляются в самой верхней части разреза. Ц_{Iy} составляет 23,7%, а Ц_{II} - 76,3% всех циклотем. $f = 0,87$.

Среднее содержание карбонатного материала - 17,5%. Для этой части разреза субформации характерно значительное увеличение процентного содержания 1 эц - 46,7% и резкое преобладание циклотем третьего типа над циклотемами четвертого типа. Основными типами турбидитных последовательностей субформации являются: Tabcde, Tabe, Tbcde, Tbe, Tde. Краткая литологическая характеристика этой субформации приведена в таблице 3.23.

Типы пород

Конгломераты встречаются редко, распространены в верхней части разреза субформации, в бассейне р.Раздан (скв.30 - Фонтан) в бассейне среднего течения р.Арпа, в районе между сс.Азатек и Агаракандзор. Мощность слоев колеблется от 0,4 до 1,5 м. Конгломераты мелко- и среднегалечные, серого, зеленовато-серого цвета. Окатанность галек средняя, реже хорошая, они представлены андезитами, андезито-базальтами, туфами, реже кварцитами. Заполнитель - гравийно-песчаный, с глинисто-карбонатным цементом. В составе заполнителя, кроме обломков вышеуказанных пород, наблюдаются зерна полевых шпатов, кварца, магнетита и темноцветных минералов, встречаются редкие раковины нуммулитов и обломки пелеципод.

Гравелиты в виде редких слоев отмечаются в северо-западной (бассейн среднего течения р.Раздан, скв.11,30,33) и в северо-восточной (бассейн среднего течения р.Арпа) частях Араксинской зоны. Они тяготеют к средней и верхней частям разрезов субформации. В бассейне р.Веди и гравелитам отнесены единичные слои карбонатно-терригенных и терригенно-карбонатных образований, где до 45% породы составляют некарбонатные гравийно-песчаные зерна, а 40% - песчано-гравийной размерности раковины и детрит переотложенных крупных фораминифер. Макроскопически гравелиты серого, светло-серого, желтовато-серого цвета, плотные, реже слабо цементированные породы, с горизонтальной слоистостью. Мощность слоев составляет 10-15 см, реже достигает 60 см. Гравелиты слагают основание циклотем второго типа, где они с резким контактом залегают над глинами или мергелями подстила-

Т а б л и ц а 3.23

Краткая литологическая характеристика карбонатно-терригенной флишевой субформации средне-верхнего эоцена Араксинской зоны

Местоположение разреза	Мощность в м пределы среднее	Основные типы пород	Характерные минеральные ассоциации	Обстановка осадконакопления
Арамусская (скв. 33); Разданская (скв. скв. 2, 3, 4, 5, 6, 8, 11, 13, 14, 15, 16, 20); Фонтанская (скв. 30); Шорахбюрская (скв. скв. 1, 31) разведочные площади; сс: Зовашен, Барцрашен, Урцадзор, Горс, Малишца, Заритап	111-1351 685	Гравелиты, песчаники, глины, известняки	Плагиоклазы, кварц, монтмориллонит, гидрослюда, пирит, магнетит, обыкновенная роговая обманка, биотит, эпидот, циркон, барит, целестин	Умеренноглубоководный бассейн фронтальной части магматической островной дуги Эллинского типа. Склоны и равнины подножья вулканических и невулканических островных поднятий. Конусы выноса турбидитов (их верхних, часто средних и нижних вееров, а также сапрофенов).

ющей циклотемы и постепенно, с градационной слоистостью, перекрываются песчаниками той же самой циклотемы.

Сортировка зерен в гравелитах плохая, реже средняя. Зерна, особенно обломки пород гравийной размерности, окатаны или полуокатаны. Пластическая часть обычно резко преобладает над цементом и представлены преимущественно обломками вулканических пород среднего, кислого и основного состава (50-65%), обломками гранодиоритов, пегматитов и жильных пород (3-10%); встречаются также кварциты (5-8%), силициты (4-5%), интракласты мшанково-водорослевых известняков (5-9%), кварц-амфиболово-слюдистых сланцев (1-3%), отмечаются небольшие комки известновистых глин, полевые шпаты (5-15%), часто представленные округло-угловатыми зернами псаммитовой размерности. Преобладают измененные плагиоклазы, реже встречаются ортоклаз и микронлин. Кварц (3-8%), иногда с волнистым погасанием, представлен округло-угловатыми зернами псаммитовой и гравийной размерности. Особенно в образцах пород из глубоких скважин (30 - Фонтан и 33 - Арамус), наблюдаются деформированные, заметно обесцвеченные чешуи биотита. Изредка встречаются раковины и детрит крупных фораминифер (нуммулитов, дискоцилин), которые привнесены мутьевыми потоками из шельфовой зоны моря. В единичных слоях грубозернистых песчаников и гравелитов бассейна р.Веди их содержание возрастает до 40% от объема породы. Под геостатическим давлением, по-видимому, в стадию эпигенеза, в контуры этих раковин оказываются внедрены угловатые зерна плагиоклазов, обломков вулканических и кварцитов (рис.3.30). В скв.33 - Арамус в интервале 3300-4300 м в единичных слоях гравийно-песчаных пород со скудным цементом или почти без цемента наблюдаются конформные, инкорпорационные структуры. Последние наблюдаются не только между карбонатными и силикатными обломочными образованиями, но также между силикатными обломками (например, внедрение полевого шпата в хлоритизированный обломок эффузивной породы, рис.3.31). В породах с заметным содержанием цемента эти структуры отсутствуют. Цемент гравелитов поровый, базально-поровый, контактово-пленочный, представленный карбонатно-глинистым с примесью хлорита и карбонатным материалом, реже - гидроокислами железа в виде пленок вокруг зерен. В образцах из естественных обнажений в бассейне р.Веди гидроокислы железа проникают даже в контакты между спиральными камерами и во внутренние пустоты раковин нуммулитов и дискоцилин. Редко здесь отмечаются также снопле-

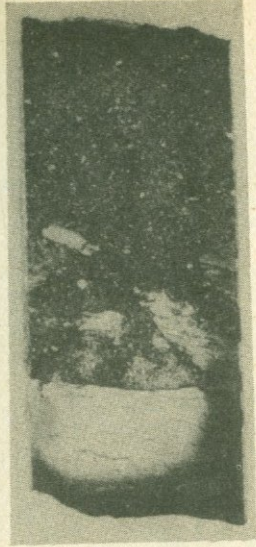


Рис.3.32. Резкий контакт между глинами нижезалегающей и песчаниками вышелегающей циклотем. Большая часть верхней циклотемы представлена плохо фракционированным интервалом градационной слоистости, сложенным преимущественно песчаниками. В низах этого интервала наблюдаются обломки, комки глин (белые, светло-серые), нередко с нитевидными углефицированными остатками, четко выделяющимися в глинах нижней циклотемы. В самой верхней части рисунка зерна еще заметны светло-серые следы пелитового интервала, отслоившегося во время отбора образца. Скв.П Раздан, гл.1549-1552 м

ния хлорита. В тяжелой фракции гравелитов (табл.3.24) обнаружены пирит (преобладает в образцах из скважин), магнетит, биотит, циркон, барит-целестин, эпидот, ильменит, авгит, обыкновенная роговая обманка, актинолит, тремолит, глаукофан, гранаты, турмалин, апатит, корунд, цоизит, гематит, гидроокислы железа.

Характерно увеличение содержания амфиболов в северо-западной части Арансинской зоны (скв.П - Раздан), связанное преимущественно с Апаран-Арзананской областью сноса. В Вайоцдзоре отмечается увеличение содержания барита и целестина.

Данные спектрального анализа гравелитов приведены в табл.3.25.

Песчаники полимиктовые (грауванки) имеют заметное распространение в разрезах карбонатно-терригенной флишевой субформации Арансинской зоны. В Еревано-Ордубадской подзоне наблюдается тенденция уменьшения частоты встречаемости грауванк, их мощности и медианного размера зерен с востока на запад, в Еревано-Вединской ее части с севера и северо-востока на юг и юго-запад (рис.3.29). Если в Фонтанской, Арамусской и Разданской разведочных площадях (по данным бурения) общая мощность песчаных пород составляет 10-15% от мощности субформации, то в бассейне р.Азат (по естественным обнажениям)

Т а б л и ц а 3.24

Минеральный состав пород карбонатно-терригенной флишевой субформации
среднего-верхнего эоцена Арансинской зоны

№ п/п	№ образцов	карбонатность в %	тяжелая фрак- ция в %	легкая фракция							тяжелая фракция						
				обломки пород	вулканиче- ское стек- ло	полевые шпаты	кварц	хлориты	цеолиты	глауконит	разложные зерна гли- нистые ча- стицы	пироксены моноклинные	пироксены ромбические	обманка рог. обманка	актинолит и тремолит	глаукофан	биотит
1	82	5,26	3,01	20	-	30	5	1	-	-	44	22	-	7	15/3	+	5
2	2333	31,04	0,7	15	-	25	8,5	1,5	-	-	50	1,5	-	-	-	-	1,5
3	6318	16,64	0,5	-	+	15	3	-	-	+	82	+	-	-	-	-	5
4	652	10,56	1,1	20	-	55	4	0,5	-	-	20	-	-	+	-	-	5
5	2327	42	0,6	-	-	31	3	4	2	-	60	-	-	1	-	-	5
6	2327 ^A	24	0,5	-	-	31	3	4	2	-	60	-	-	-	-	-	9
7	5193	18,2	1,8	-	2	14	4	-	-	-	30	6	-	1,5	-	-	5
8	640	11,2	0,5	-	-	20	5	-	-	-	75	-	-	0,5	-	-	3
9	2350	27,3	0,3	-	-	50	5	-	-	-	45	-	0,5	3	-	-	10
10	84	12,5	0,3	-	-	12	1	+	-	-	97	-	2	-	-	-	+
11	2144	10,2	0,2	-	-	1	+	-	-	-	99	-	-	-	-	-	-
12	2340	27,2	0,4	-	-	+	+	-	-	-	100	-	-	1	-	-	1

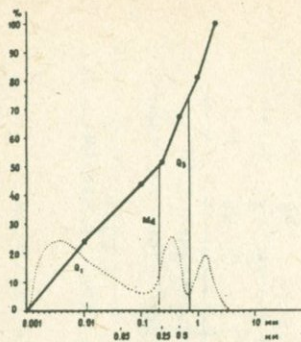
Продолжение табл.3.24

№ п/п	№ образца	тяжелая франция															
		эпидот	цоизит	гранаты	циркон	сфен	рутил	турмалин	корунд	анатаз	магнетит	ильменит	гематит и гематит-тизир. зерна	хлориты	гидроксиды железа	пирит	барит и целестин
1	82	15	1	-	1	1,5	-	-	-	+	14	1,5	2	-	5	7	-
2	2333	10	-	1,5	1,5	-	-	-	-	0,5	50	2	3	-	24	1	2,5
3	6318	-	-	+	2,5	0,5	+	+	-	-	2	+	-	-	-	75	15
4	652	1,5	-	-	4	-	-	-	-	-	32	4	24	-	16	-	14
5	2327	25	-	-	-	-	-	-	-	-	35	2	5	-	5	22	-
6	2327 ^a	22	-	-	3	-	-	-	-	-	40	2	14	-	7	2	1
7	5193	54	2	-	3	+	-	+	-	-	8	+	3	-	2	15	-
8	640	3	-	1	10	-	0,5	-	-	-	52	3	10	0,5	10	-	4
9	2350	-	-	-	1,5	-	-	-	-	-	65	2,5	2	-	5	-	10
10	84	3	-	-	-	-	-	-	+	-	1	1	-	-	-	93	-
11	2144	0,5	-	-	-	-	-	-	-	-	8	2	14,5	-	75	-	-
12	2340	3	-	-	1	-	-	-	-	-	2	-	-	-	2	89	1

Гравелиты: 82 - скв.П Раздан, гл.1818-1821м; 2333 - с.Азатек. Песчаники: 6318 - скв.33 Арамус, гл.3847-3853м; 652 - с.Зовашен; 2327 - с.Азатек; 2327^A - биоглиф псаммитовый из обр.2327.

Алевролиты: 5193 - скв.30 Фонтан, гл.2701-2703м; 640 - с.Зовашен; 2350 - с.Азатек.

Глины: 2144 - с.Урцадзор; 2340 - с.Азатек.



$Q_1 = 0.011$ $Md = 0.21$
 $Q_3 = 0.741$ $S_0 = 8.2$
 скв. 11 Р. 059.85
 гл. 1900-1903

Рис.3.33. Кумулятивная кривая и кривая распределения гранулометрического состава песчаника карбонатно-терригенной флишевой субформации

она составляет лишь 6-8%. К востоку, в бассейне правобережья р.Веди содержание песчаников составляет около 14%, в бассейне среднего течения р.Арпа — 10-35%. Следует добавить, что в бассейне р.Арпа наибольшие содержания песчаных пород отмечены на южном склоне Арпинского синклинория, а наименьшие — в его осевой части и особенно на западе. Снизу вверх по разрезу субформации содержание песчаников увеличивается. Эта тенденция особенно четко наблюдается в разрезах бассейнов р.Азат (от 4,1 до 15,9%) и р.Арпа (от 21 до 38,3%). Песчаники залегают в основании C_{III} с редкими биоглифами и более редкими механоглифами. В разрезах C_{II} они согласно залегают на гравелитах и также согласно перекрываются алевролитами. Хотя в разрезе каждой полной циклотемы градационная слоистость ясно выражена (рис.3.32), в песчаном, особенно в средне- и мелкозернистом его интервале, она гораздо менее отчетливо. Контакт с перекрывающими алевролитами нередко фиксируется горизонтальной тонкоплитчатой отдельностью по слоистости. В песчаниках изредка отмечается горизонтально-волнистая слоистость, которая фиксируется по расположению тонких, обуглившихся растительных остатков.

Песчаники субформации тонко- и толстослоистые, с частой встречаемостью среднеслоистых разновидностей (рис.3.29). Мощность слоев колеблется от 1 до 80 см, часто составляет 3-12 см. Тонкослоистые,

Т а б л и ц а 3.25

Содержание малых элементов ($10^{-4}\%$) в породах карбонатно-терригенной
флишевой субформации среднего-верхнего эоцена Араксинской зоны

Эле- менты	Гравелиты		Песчаники		Алевриты		Глины		Известняк обломочный		Мергель	
	пределы	сред.	пределы	сред.	пределы	сред.	пределы	сред.	пределы	сред.	пределы	сред.
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Mn	32-560	181	320-7500	1451	200-5600	858	300-750	454	420-3200	1540	320-6500	2624
Ni	0-10	2,5	10-75	30	1-100	39	10-75	29	0-0	0	24-100	46
Co	0-10	2,5	0-42	16	0-75	20	0-13	8	0-0	0	0-10	3
Ti	3200-6500	4000	2000-10000	4805	3200-13000	5474	1300-7500	4000	750-2000	1350	3000-6500	3925
V	4-620	276	100-650	309	130-1000	386	0-650	279	130-650	260	130-300	207
Cr	0-32	9	3-75	28	4-75	29	10-65	38	3-20	7	24-65	46
Zr	24-100	64	30-240	107	56-320	135	56	56	18-65	37	65-100	76
Cu	13-100	53	5-300	105	10-750	198	0-300	105	7-24	13	65-100	82
Pb	0-10	45	0-30	9,5	0-30	11	0-10	6	0-0	0	0-30	14
Zn	0-0	0	0-100	25	0-100	35	0-42	8	0-0	0	0-100	42
Ga	6-30	14	1-65	22	7-65	26	0-30	16	2-10	5	7-30	23
It	0-24	14,5	1-100	27	0-56	18	10-56	21	0-10	7	10-30	23
Ib	0-3	1	0-10	4	0-5	2	1-6	3	0-1	1	0-3	2
La	0-32	8	0-650	79	0-100	16	0-500	100	0-0	0	0-0	0

9 - 408

-129-

Продолжение таблицы 3.25

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Sr	130-1000	432	130-7500	1119	130-3000	786	100-3000	1171	100-1000	507	130-1000	710
Ba	130-1000	432	130-3200	893	32-3200	668	42-650	361	42-180	107	130	130
Li	2-30	15	6-100	42	6-100	33	13-100	45	0-24	13	4-100	45
Be	0	0	0-3	1	0-5	1,6	0-3	1,6	0-2	1	0-2	1
B	-	-	7-10	9	7-10	8	0-18	9	0-0	0	3	3
Mo	-	-	0-10	2,5	0-10	4	0-10	4	0-0	0	0-0	0
Ag			0-3	0,2					0-0	0	0-2	1,5

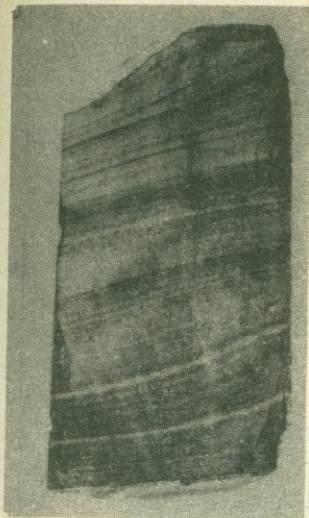


Рис.3.34. Горизонтальная, пологоволнистая слоистость в циклотемах преимущественно четвертого типа. Карбонатно-терригенная флишевая субформация. Снв.13 - Раздан, гл.1745-1748 м

средне- и мелкозернистые песчаники чаще наблюдаются в бассейне среднего течения р.Азат и в осевой полосе Арпинского синклинория. Средне- и толстослоистые песчаники (обычно с заметным содержанием крупно-среднезернистой псаммитовой фракции) были выявлены в кернях скв.30-Фонтан, 33-Арамус, 11-Раздан, в северной части Араксинской зоны и в районе сс.Азатек, Зейта, в юго-восточной части той же зоны. Как известно (Walker, 1978; Normark, 1978), средне- и крупнозернистые песчаные осадки турбидитных последовательностей обычно отлагаются в зоне формирования верхнего и среднего вееров конуса выноса мутьевых потоков, причем в зависимости от первоначальной массы мутьевого потока, его плотности, скорости передвижения и других факторов, меняется ареал интенсивной разгрузки песчаного материала.

Окраска полиминтовых песчаников преимущественно серая с разными оттенками, реже буровато-желтая. Цвет осадочных пород зависит от многих факторов, среди которых наиболее важным является состав первичных компонентов и продуктов вторичных преобразований (В.И. Данчев, 1957). Светло-серая окраска характерна для полиминтовых песчаников с заметным содержанием карбонатного вещества. Темно-серый цвет обычно обусловлен присутствием органического вещества и

ассоциирующих с ним тонкорассеянных сульфидов тяжелых металлов. Зеленовато-бурая окраска характерна для песчаников с примесью закисных соединений железа и, часто, с хлоритизацией вулканокластического материала. Желтовато-бурая окраска внешней тонкой оболочки некоторых песчаников в основном связана с увеличением содержания гидроокислов железа в зоне гипергенеза.

Песчаники обычно плотные, реже менее плотные, слабо сцементированные.

По гранулометрическому составу песчаники флишевой субформации разнозернистые: содержание отдельных фракций (0,1-0,25; 0,25-0,5; 0,5-1 мм) не превышает 50%. Кривые распределения зерен по гранулометрии часто двух- и трехвершинные (рис.3.33). Медианный размер



Рис.3.35. Известняк органогенно-обломочный, цельнораковинно-детритовый с псаммо-алевритовой структурой. Карбонатно-терригенная флишевая субформация. Бассейн р.Азат. Шлиф 63, без анализатора. Увел.64х

зерен (M_d) колеблется от 0,10 до 0,71 мм. В бассейнах рр.Раздан, Азатек и Арпа снизу вверх по разрезу субформации, особенно в ее верхней части, наблюдается возрастание M_d песчаников. В Западном Вайоцдзоре и в басс. р.Веди эта тенденция четко не улавливается. Сортировка зерен песчаников средняя, часто плохая. Коэффициент сортировки (S_o по Траску) колеблется от 2,8 до 9,3. Форма зерен угло-

ватая, полуокатанная, реже - окатанная. Окатанность основных компонентов песчаников ухудшается в следующем порядке: обломки эффузивных пород основного, среднего состава - обломки кислых эффузивных пород - полевые шпаты - кварц. В составе крупнозернистых полимиктовых песчаников, как и гравелитов, преобладают обломки пород (45-75%). Они представлены андезитами, андезито-базальтами, андезито-дацитами, рио-дацитами, их туфами, реже спилитами, кварцитами, яшмами, известняками, гранодиоритами и сланцами. Среди кристаллокластов преобладают полевые шпаты, составляющие 35-65% обломочной части средне- и мелкозернистых и 20-45% средне- и крупнозернистых песчаников. Плагиоклазы часто серицитизированы, реже по трещинам карбонатизированы. Нередки и сравнительно свежие, альбитизированные зерна. Форма зерен преимущественно угловатая, короткопризматическая. Редко встречаются также ортоклаз и микроклин. Кварц (3-10%) представлен угловатыми и полуокатанными зернами, иногда с волнистым погасанием. Последний связан по источнику с метаморфическими и метаморфизованными породами и имеет небольшое распространение. Обозначается нечетко выраженная тенденция увеличения кварца второго типа в песчаниках басс. р. Раздан. В минеральном составе тяжелой фракции песчаников обнаружены (в убывающем порядке): магнетит, пирит (особенно в скважинах), гематит, биотит, гидроокислы железа, барит, целестин, эпидот, обыкновенная роговая обманка, актинолит, авгит, диопсид, циркон, цоизит, гранаты, тремолит, глаукофан, мусковит, сфен, рутил, гиперстен, турмалин, апатит, пикротит, корунд (табл. 3.24). Актинолит, тремолит, мусковит сравнительно часто появляются в разрезах северо-западной части Араксинской зоны. Удлиненный, деформированный, частично обесцвеченный биотит наблюдается в песчаниках из кернов в скважинах, особенно на больших (3000-4300 м) глубинах. В песчаниках с незначительным содержанием цемента (скв. 33-Арамус, глубина 3700-4300 м) отмечаются конформные, инкорпорационные структуры, длинные контакты и единичные микростилолитовые швы.

В терригенных породах платформенных и геосинклиальных областей такие структуры отмечались неоднократно (Taylor, 1950; Нопелиович, Носсовская, Шутов, 1961; Симанович, 1964; Якушев, Смирнов, 1964; Садоян и Агамалян, 1969).

Цемент песчаников карбонатный с примесью глин и глинистый с примесью карбонатного и тонкого пирокластического материала. Глинистые

минералы представлены преимущественно монтмориллонитом, гидрослюдой и хлоритом. Карбонатное вещество состоит из мелкозернистого и реже - крупнозернистого кальцита, имеется также примесь доломита, реже - сидерита. Тип цемента поровый, базальный, реже - контактовый и пленочный. Пленочный тип цемента состоит из гидроокислов железа. Содержание глинистого минерала часто составляет 10-20%. Количество карбонатного цемента (3-25%) с юга (бассейн р.Веди) на север, северо-запад (бассейн р.Раздан) и северо-восток (бассейн р.Арпа) уменьшается. В крупнозернистых песчаниках (особенно в бассейнах рр.Веди и Арпа) в качестве обломочного компонента наблюдаются мелкие и, реже, ломанные раковины нуммулитов, дискоциклин. Отмечаются также единичные интракласты водорослевых известняков.

Результаты химического анализа полиминтовых песчаников приведены в табл.3.26. Содержание SiO_2 в песчаниках колеблется от 48,58 до 59,42%, в среднем составляет 53,05%. Выше отмечалось, что содержание кварца в них обычно не превышает 10%. Величина отношения $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ колеблется от 0,36 до 1,65, причем у половины исследованных образцов она меньше единицы. Интересно отметить, что отношение $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ больше единицы у песчаников, в которых наблюдается повышенное содержание глинистого материала. Таким образом, несмотря на некоторые отклонения величины отношения $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$, полиминтовые песчаники карбонатно-терригенной флишевой субформации в основном относятся к первой группе пород, происхождение которых Н.Крун связывает с разрушением магматических островных дуг. Анализ величин отношений $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$; $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$; $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O})$ и содержаний $\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{FeO}+\text{MgO}$; TiO_2 песчаников карбонатно-терригенной флишевой субформации (табл.3.27) по методу М.Бхатия (1983) показывает, что они формировались в бассейнах геодинамической обстановки континентальной островной дуги. Сравнение величин отношений некоторых окислов, особенно $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ (табл.3.7, 3.20, 3.21, 3.27) указывает, что песчаные породы среднего и верхнего эоцена исследованного региона менее зрелые, чем палеоцена - нижнего эоцена. Следует учесть, что в среднем и позднем эоцене небольшая часть терригенного материала поступала с островных поднятий, сложенных преимущественно палеозойскими осадочными породами.

Содержание малых элементов приводится в табл.3.25. Сравнительно высокие содержания марганца, никеля, кобальта, меди, цинка отмечаются в песчаниках восточной части Араксинской зоны (Вайоцдзор).

Т а б л и ц а 3.26

Химический состав пород карбонатно-терригенной флишевой
субформации Арансинской зоны

№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	S _{общ}	CO ₂	п.п.п.	Сумма
2587	50,10	0,71	17,08	3,92	3,16	0,07	8,40	1,68	2,30	3,80	0,92	0,28			5,87	1,57	99,86
445	59,42	0,70	16,87	2,32	2,87	0,05	4,06	3,16	3,46	1,27	0,53	0,33	0,50	0,20	-	3,57	99,31
490	58,10	1,00	17,17	1,93	2,59	0,05	4,76	2,39	2,61	1,91	1,40	0,35	0,88	0,35		4,48	99,97
9	52,20	0,85	16,22	3,26	1,35	0,26	9,33	3,59	3,15	3,00	1,04	-				6,39	100,64
65	50,13	0,62	12,45	5,20	0,81	0,88	12,85	0,75	3,05	3,60	1,90	0,13		0,10	-	8,50	99,97
639	48,58	0,41	15,54	3,67	0,44	-	12,28	1,08	-	-	-	-			-	-	-
2321	52,84	0,57	12,27	6,89	1,15	0,12	11,13	1,86	1,37	2,50	1,18	-				8,99	100,87

Песчаники: № 2587 - скв.33 Арамус, гл.3997-4000 м; №№ 445,490 - скв.15 Раздан, гл.1416-1421 м и 1970-1984 м, басс. р.Раздан; № 9 - разрез 7, №№ 65, 639 - разрез 5, басс. р.Азат; № 2321 - басс. р.Арпа

Продолжение табл.3.26

№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	S _{общ}	CO ₂	п.п.п.	Сумма	
470	54,39	0,62	15,24	1,18	3,45	0,06	6,23	3,08	2,30	2,04	0,96		1,27	0,51		8,25	100,58	
640	52,78	0,35	15,79	7,01	0,28	-	7,59	1,90										
641	53,72	0,38	15,96	5,61	0,50		7,45	1,81										
5553	32,70	0,39	11,20	5,06	0,56	0,49	24,50	2,10	2,10	0,45	3,00	0,18				17,60	0,05	99,68
24а	43,32	0,45	14,17	3,35	2,84	0,07	13,72	2,12	2,40	2,20	3,20	0,18				11,35	0,28	99,65
460	48,73	0,80	15,82	3,50	3,16	0,06	8,76	2,93	1,91	1,47	1,92	-	1,62	0,65	-	7,90	99,23	
643	45,83	0,43	12,30	5,07	0,90	-	12,42	2,33										
11	49,88	0,75	13,65	4,65	1,29	0,08	8,05	4,55	1,58	0,96	3,08	0,14	-	0,09	-	10,30	99,05	
66	46,93	0,70	15,12	4,90	0,35	0,03	9,70	2,44	3,26	1,33	3,84	0,10	-	0,12	-	11,23	100,05	
2323	50,35	0,54	16,75	6,41	1,15	0,07	6,72	2,86	1,00	3,12	3,29	-	-	0,12	-	8,25	100,71	
10	24,42	0,30	6,31	5,91	0,43	0,69	29,32	2,55	0,97	0,73	1,91	0,16				26,21	99,97	

Алевриты: № 470 - скв.15 Раздан, гл.1735-1753 м, басс. р.Раздан; №№ 640,641 - разрез 5; № 24а - скв.1200 Гарни, гл.890-910 м; басс. р.Азат; № 5553 - бассейн р.Арпа.

Глины: № 460 - скв.15 Раздан, гл.1585-1597 м, басс. р.Раздан; № 11 - разрез 7, № 66, 643 - разрез 5, басс. р.Азат; № 2323 - басс. р.Арпа.

Известняк обломочный - № 10, разрез 7, басс. р.Азат

низкие - в западной ее части. Содержания титана, циркония, стронция, бария относительно выше в песчаниках западной части Араксинской зоны (бассейны рр. Раздан, Азат). Здесь же, в скв. П-Раздан, обнаружено серебро.

Алевролиты полиминтовые глинисто-известковые имеют большое распространение в разрезах субформации и особенно в южной и юго-западных частях Еревано-Ордубадской подзоны. Во многих разрезах алевролиты преобладают над песчаниками, часто составляя 25-28% от мощности субформации. В северной и северо-восточной частях Еревано-Ордубадской подзоны содержание алевролитов снижается до 17% (например, в районе с. Агаракадзор, в бассейне р. Арпа).

Со сравнительно резким контактом относительно подстилающих пелитоморфных пород и нередко с биоглифами на нижней плоскости слоя, алевролиты залегают в основании циклотем четвертого типа. В остальных типах циклотем они согласно подстилаются песчаными и перекрываются пелитовыми породами.

Макроскопически алевролиты серого, темно-серого, зеленовато-серого, буровато-желтого цвета породы, плотные, реже - сравнительно слабо сцементированные, почти рыхлые. Слоистость горизонтальная, нередко с тонкоплитчатой отдельностью по слоистости. Наблюдаются также параллельные полого-волнистые, линзовидно-волнистые текстуры (рис. 3.34). Мощность слоев колеблется от 1 до 30 см, часто составляет 3-5 см. Алевролиты в основном разнозернистые, с некоторым преобладанием крупнозернистой алевритовой фракции. Md зерен колеблется от 0,011 до 0,09 мм, увеличиваясь снизу вверх по разрезам субформации. Коэффициент сортировки (S_o) варьирует от 1,46 до 7,7 часто - от 3 до 4,5. Кривые распределения гранулометрического состава пород одновершинные и двувершинные. Обломочные зерна имеют угловатую, округло-угловатую форму. В составе кластического материала преобладают плагиоклазы (40-70%), представленные преимущественно андезином. Встречаются в основном серицитизированные, реже карбонатизированные зерна. Полевые шпаты иногда альбитизированы, со сравнительно чистой поверхностью. Калий-натриевые полевые шпаты количественно резко уступают плагиоклазам. Обломки пород (10-35%) представлены измененными, в основном хлоритизированными, эффузивными породами кислого и среднего состава; реже встречаются обломки кварцитов. Кварц составляет 3-15% обломочной части породы. Слюды (1-5%) представлены преимущественно биотитом. Буровато-корич-

Т а б л и ц а 3.27

Величины содержаний и отношений химических компонентов в песчаниках карбонатно-терригенной флишевой и мелко-водной субформаций среднего-верхнего эоцена Араксинской зоны

Содержания и отношения химических компонентов	ф л и ш е в а я								мелко-водная
	2587	445	490	9	65	639	2321	1/36	
$Al_2O_3/(Na_2O+CaO)$	1,60	2,24	3,80	1,30	1,33		0,98	0,75	
Al_2O_3/SiO_2	0,34	0,28	0,29	0,31	0,25	0,32	0,23	0,42	
K_2O/Na_2O	1,65	0,37	0,73	0,95	1,18	-	1,82	0,75	
$TiO_2\%$	0,71	0,70	1,00	0,85	0,62	0,41	0,57	0,39	
$Fe_2O_3+FeO+MgO$	8,76	8,35	6,91	8,20	6,76	5,19	9,90	5,53	
SiO_2/Al_2O_3	2,93	3,52	3,38	3,22	4,02	3,13	4,31	2,40	
Al_2O_3/Na_2O	7,42	4,87	6,58	5,14	4,08		8,96	5,65	
$(K_2O+Na_2O)/Al_2O_3$	0,36	0,18	0,26	0,38	0,53		0,31	0,25	
$(Fe_2O_3+FeO+MgO)/Al_2O_3$	0,51	0,49	0,40	0,50	0,54	0,33	0,81	0,35	
Fe_2O_3/FeO	1,24	0,81	0,74	2,41	6,42	8,34	5,99	3,07	
MgO/CaO	0,2	0,78	0,80	0,38	0,06	0,09	0,17	0,04	

невые, зеленые чешуи биотита нередко имеют удлиненную, волнистую форму. Последние обычно заметно обесцвечены. Минеральный состав алевролитов приведен в табл.3.24. В легкой фракции алевролитов, кроме отмеченных породообразующих компонентов, обнаружены также хлорит и глауконит. Тяжелая фракция породы представлена магнетитом (10-55%), гематитом (10-24%), биотитом (3-20%), эпидотом (3-35%), гидроокислами железа (в скважинах 0-2%, в естественных обнажениях-10-37%), баритом, целестином (0,5-8%), пиритом (0-72%), обыкновенной роговой обманкой (0,5-5%, реже до 32%), авгитом (0-10%), диопсидом (0-3%), цирконом (1-10%), гранатами (0-2%), цоизитом (0-3%), мусковитом (0-1%), сфеном (0-1,5%), глаукофаном (0-1,5%). Апатит, пикотит и рутил встречаются в виде единичных зерен.

Цемент поровый, базальный, глинистый с примесью карбоната и хло-

рита или карбонатный (кальцитовый) с примесью глинистого материала. Глинистые минералы представлены монтмориллонитом, гидрослюдой и хлоритом. Содержание карбонатного вещества (преимущественно кальцит) колеблется от 3,5 до 32,96%, часто составляя в бассейнах рр.Раздан и Азат 5-10%, в бассейнах рр.Веди и Арпа - 15-20%. Наблюдаются известковые раковины мелких фораминифер и обуглившиеся растительные остатки. Последние нередко образуют вытянутые по слоистости, слабо волнистые полосы.

Результаты химического анализа алевритов показывают (табл. 3.26), что с юга на север и северо-запад отмечается некоторое увеличение SiO_2 , MgO и уменьшение CaO . Вероятно, это связано с возрастанием содержания вулканокластического материала в алевритовых осадках в этом направлении. Характерно, что средние содержания подавляющего большинства малых химических элементов (Ni , Co , Ti , V , Cr , Zn , Cu , Pb , Zr , Ga , Be , Mo) в алевритовых породах выше, чем в гравелистах, песчаниках, глинах, мергелях и известняках (табл.3.25).

Глинистые породы наиболее распространены и составляют 50-65% общей мощности разрезов субформации в Араксинской зоне. С юга-запада на северо-восток в Араксинской зоне содержание глинистых пород уменьшается. В бассейне р.Азат отмечается также тенденция уменьшения глин снизу вверх по разрезу субформации от 73 до 53%. В бассейнах рр.Веди и Арпа эта тенденция четко не выражена. По содержанию карбонатного вещества выделяются известковистые (CaCO_3 от 1 до 25%) и известковые (CaCO_3 от 25 до 50%) глины. Последних можно отнести также к глинистым мергелям (Вишняков, 1933; Методы изучения осадочных пород, т.1, 1957).

По содержанию частиц песчано-алевритовой фракции выделяются песчанисто-алевритовые, песчанисто-алевритистые и реже - алевритистые глины. Из гранулометрического состава (табл.3.28) видно, что они часто крупнодисперсные (фракция 0,01-0,001 мм - больше 50%, а фракция 0,001 мм - до 19,05%).

Глины известковистые являются самым распространенным типом пород карбонатно-терригенной флишевой субформации. Среди них преобладают песчанисто-алевритистые, крупнодисперсные разновидности. Цвет породы серый, светло-серый, нередко с буровато-желтым и желтым оттенком. Слоистость обычно горизонтальная. Мощность слоев колеблется от 1 до 92 см, часто составляя 4-40 см в юго-западной (бассейны рр.Азат, Раздан) и 3-12 см в северо-восточной (бассейн р.Арпа) частях Ереван-

Т а б л и ц а 3.28

Гранулометрический состав глин

№ образца	53	489	41
Место взятия	разрез 5	скв.15р, гл. разрез 10 1962-1965 м	
Навеска в гр.	10,207	10,246	10,095
Влажность, %	4,50	2,76	6,49
Абсолютно сухая навеска в гр.	9,76	9,97	9,48
Содержание фракций, %	0,25 мм	0,34	0,60
	0,25 - 0,05 мм	2,16	1,56
	0,05 - 0,01 мм	8,32	15,74
	0,01 - 0,005 мм	21,11	9,41
	0,005 - 0,001 мм	44,80	20,04
	0,001 мм	23,27	52,65

Примечание: обр. обр.53 и 489 - карбонатно-терригенная флише-
вая субформация; обр.41 - нижнемолассовая формация

но-Ордубадской подзоны. Излом глин землистый у менее плотных, слабо известковистых пород и раковистый у сравнительно уплотненных, известковистых разностей. Часто порода распадается на мелкие остроугольные куски. Иногда глины имеют эллипсоидальную скорлуповатую отдельность. Структура глин мегапелитовая, алевропелитовая. Строение агрегатов глинистых образований тонковолокнистое, спутанно-волокнистое, с различной ориентировкой. В основной массе породы равномерно, иногда сгустками, рассеяны скопления мелкозернистого кальцита, нередко мелкие стяжения пирита, в образцах из естественных обнажений наблюдаются мелкие шаровидные обособления и бурые пятна гидроокислов железа. Последние, по-видимому, являются продуктом разложения пирита. Отмечаются, особенно часто в бассейнах рр. Раздан и Арпа, скопления хлорита. Встречается обуглившийся растительный детрит, иногда с вкраплениями пирита, а также с остатками споры и пыльцы. Наблюдаются известковые фораминиферы, ядра которых иногда заполнены пиритом, хлоритом или гидроокислами железа. Обломочная часть алевро-псаммитовой размерности составляет 5-30% породы в юго-западной и 20-40% - в северо-восточной частях Еревано-Ордубадской подзоны. Представлена она полевыми шпатами (преимущественно-

но плагиоклазами), кварцем, слюдами и реже - обломками кварцитов и эффузивных пород. В минеральном составе кластической, нерастворимой в соляной кислоте, части глин обнаружены (табл.3.24): пирит (резко преобладает в образцах скважин), гидроокислы железа, гематит (часто в образцах естественных обнажений), биотит, обыкновенная роговая обманка, эпидот, магнетит, барит-целестин, хлорит, циркон, цоизит, гранаты, антинолит, авгит, турмалин, рутил, сфен. Из глинистых минералов установлены монтмориллонит, гидрослюда, хлорит, каолинит и смешанно-слоистое образование с неупорядоченно расположенными слюдястыми и монтмориллонитовыми слоями. В отличие от глин вулканогенно-осадочной флишеидной субформации в глинах карбонатно-терригенной флишевой субформации резко возрастает содержание гидрослюда, а в некоторых образцах левобережья р.Арпа обнаружен каолинит. Этот факт еще раз подтверждает, что в конце среднего эоцена и в позднем эоцене продолжается снос материала из заметно пенепленизированной суши, сложенной параплатформенным палеозоем-триасом.

Данные химического состава глин, в том числе и пелитовой фракции, отобранной после обработки слабой соляной кислотой, приведены в табл.3.26, 3.29. Наблюдается некоторое увеличение содержания SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , K_2O и уменьшение содержания CaO , MgO , Na_2O в глинах бассейна р.Арпа. Глины карбонатно-терригенной флишевой субформации характеризуются низкой степенью зрелости (Pettijohn, 1957), где величины отношений $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}$ и $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ соответственно составляют от 7,0 до 16,75 и от 0,61 до 1,48. На этом фоне глины юго-восточной части Араксинской зоны более зрелые, чем в ее северо-западной части. Содержания малых элементов в глинах приведены в табл. 3.26. Характерно, что средние содержания многих элементов в глинах меньше, чем в песчано-алевритовых породах. Сравнительно высокие (выше кларка) концентрации в глинах образуют стронций, медь и ванадий.

Глины известковые (глинистые мергели) наблюдаются в основном в средней части разрезов субформации. Это светло-серые, желтовато-серые, буровато-желтые сравнительно плотные породы с неровным, шероховатым, раковистым изломом. Часто разбивается на мелкие остроугольные куски. Нередки также скорлуповатые, эллипсоидальные отдельности. Слоистость глин горизонтальная. Мощность слоев колеблется

Т а б л и ц а 3.29

Химический состав пелитовой фракции глин
карбонатно-терригенной флишевой субформации

№ об- разц.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO
2624	58,55	0,82	18,38	3,18	2,31	-	1,61
2809	62,40	0,82	18,92	1,13	3,23	-	0,84

№ об- разц.	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	S _{общ}	п.п.п.	Сумма
2624	2,35	2,30	3,40	2,44	0,19	5,24	100,77
2809	1,57	2,70	2,90	1,68	0,02	4,38	98,59

от 3 до 80 см и часто составляет 10-20 см. Встречаются алевритовые и алевритистые разности глин, характерна незначительная примесь песчаных частиц. Структура породы алевро-пелитовая. Известковые и известковистые глины близки по минеральному составу, основное различие - в содержании карбонатного компонента, в частности, вариаций количества известковых раковин фораминифер. Наемки раковин сложены мелкозернистым кальцитом, ядра заполнены пелитоморфным карбонатно-глинистым материалом, реже пиритом, гидроокислами железа и хлоритом. Глинистые минералы в мергелях вулканогенно-осадочной флишеидной и карбонатно-терригенной флишевой субформаций представлены гидрослюдами и монтмориллонитом.

Результаты спектрального анализа мергелей приведены в табл.3.25. Характерны сравнительно высокое содержание марганца и низкое содержание бария, а также высокие значения отношения Sr/Ba в глинах (от 2,5 до 6,5, в среднем 3,0) и в мергелях (от 1 до 7 в среднем 5), подтверждающие их морской генезис (Натченко, 1959).

Известняки органично-обломочные, переходящие нередко в песчаники известковые, имеют незначительное распространение и встречаются в средней и верхней частях разрезов субформаций. Сравнительно чаще они наблюдаются в бассейне р.Раздан. Это светло-серого, желтого, буровато-желтого цвета плотные породы с горизонтальной слоистостью, при мощности слоев 8-40 см. Структура породы псаммо-алевритовая, псаммо-гравийная, цельнорановинно-детритовая (рис.3.35). Из-

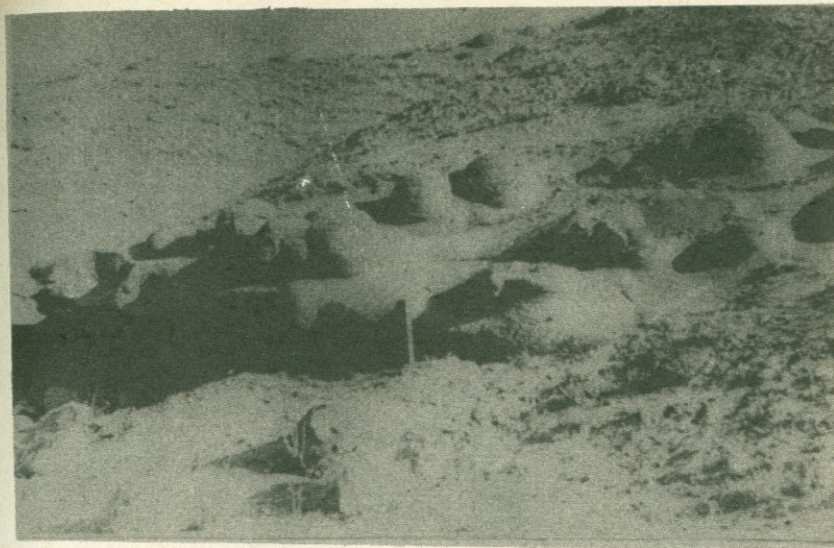


Рис.3.36. Горизонт шаровидных и эллипсоидальных карбонатно-песчаных конкреций. Нижняя молассовая формация. С.Шорахбюр

известняки с псаммо-алевритовой структурой встречаются в бассейне рр.Азат, Веди, а гравийно-псаммитовые - в бассейне р.Арпа. Основная масса (или базальный цемент) представлена микрозернисто-мелкозернистым карбонатом кальция с примесью глинистого вещества и гидроокислов железа. Наблюдаются также участки средне- и крупнозернистого кальцита. Гидроокислы железа изредка окаймляют обломочные (в том числе и раковины нуммулитов) компоненты пород (бассейн р.Арпа). В основной массе известняков рассеяны раковины мелких (преимущественно глобигерины) и крупных (нуммулиты) фораминифер, обломки мшанок, водорослевых образований, реже - остатков известковой микрофауны. Раковины нуммулитов обычно почти цельные, и очень трудно распознать - окатаны ли они? Диаметр их 4-7 мм при толщине 1-3 мм. Раковины нуммулитов более или менее ориентированы вдоль слоистости. Промежутки выполнены рассеянными обломками зерен полевых шпатов, эффузивных пород, кварцитов, кварца, кремней и слюд округло-угловатой и полуокатанной формы. Некарбонатные обломочные зерна составляют 5-25% объема породы. В тяжелой фракции известняков обнаружены

(табл.3.24): гидроокислы железа, магнетит, гематит, биотит, обыкновенная роговая обманка, барит, целестин, циркон, авгит, эпидот, гранаты, пирит. Нередкие в известняках из естественных обнажений гематитизированные, лимонитизированные мелкие шаровые образования, вероятно, первоначально были представлены пиритом.

Химический состав породы приведен в табл.3.26. Характерно сравнительно высокое содержание окиси марганца (0,69%). Данные спектрального анализа приведены в табл.3.25. Следует отметить, что содержания малых элементов в обломочных известняках заметно ниже (за исключением марганца, иногда и стронция), чем во всех прочих глинистых и обломочных породах карбонатно-терригенной флишевой субформации.

3.2. НИЖНЯЯ МОЛАССОВАЯ (ШЛИРОВАЯ) ФОРМАЦИЯ (верхняя часть верхнего эоцена - нижний олигоцен)

3.2.1. Разрезы

Породы формации распространены в западной и центральной частях Араксинской зоны. К востоку их мощности и ареал распространения сокращаются. Если на западе и северо-западе отложения формации погружаются под более молодые комплексы (в скважине 33 Арамус подошва их вскрыта на глубине 3504 м), то в центральной и особенно, в восточной частях Араксинской зоны, они слагают ряд естественных обнажений.

К формации относятся отложения шорахбюрской, шагапской свит (нижний-средний олигоцен) и их аналогов в пределах Еревано-Ордубадской подзоны и, вероятно, Октемберянская толща (верхняя часть верхнего эоцена - средний олигоцен) в Приараксинской подзоне. В Вайоцдзоре (восточная часть Еревано-Ордубадской подзоны) отложения верхней части верхнего эоцена также относятся к нижнемолассовой формации. Наиболее полные, мощные разрезы нижнемолассовой формации находятся в бассейнах рр. Азат (ацаванский разрез, мощностью 815 м) и Раздан (разрезы скв. 4 Раздан и 33 Арамус, мощностью 800 и 940 м). В бассейне р. Веди мощность формации составляет 670 м (разрез сверху неполный). В бассейне р. Арпа мощность осадочных олигоценых отложений составляет около 150 м, причем разрез в верхней части также неполный. Здесь к нижнемолассовой формации относится разрез значи-

РАЗРЕЗЫ НИЖНЕМОЛАССОВОЙ ФОРМАЦИИ АРМЯНСКОЙ ССР

М 1:2000
1979 10 10 87

составил САДОВНИК А.

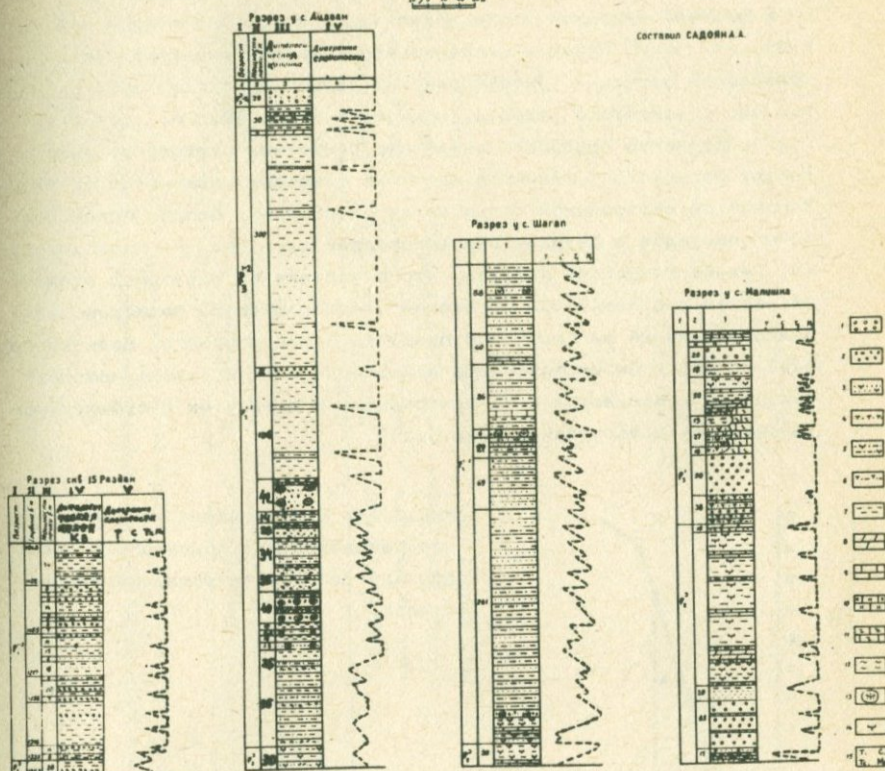


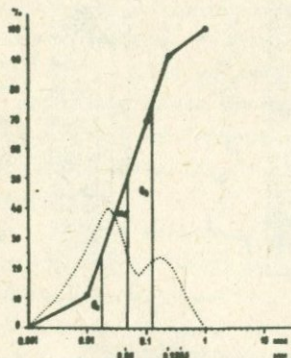
Рис. 3.37. Разрезы нижнемолассовой формации Армянской ССР.

1. Брекчии, конгломераты, туфоконгломераты.
2. Гравелиты.
3. Песчаники известковистые.
4. Туфопесчаники.
5. Алевриты известковистые.
6. Туфоалевриты.
7. Глины, аргиллиты.
8. Мергели.
9. Известняки органогенно-детритовые.
10. Известняки кремнистые.
11. Известняки рифогенные.
12. Туффиты разнозернистые.
13. Конкреции песчано- и алеврито-карбонатные.
14. Знак известковистости.
15. Т-тонкослоистый, С-среднеслоистый, Т_с-толстослоистый, М_с-массивнослоистый

10 - 408

тельной части верхнего эоцена, мощностью около 400 м (район с. Малишка). К востоку мощность верхнеэоценовых отложений резко уменьшается, а осадочные олигоценовые образования выклиниваются.

В крайней западной части Араксинской зоны (Октемберянский прогиб), по данным бурения максимальная мощность нижнемолассовой и молассовой формации (Октемберянская толща) достигает 3000 м. Нижняя часть вскрытого разреза, мощностью свыше 1000 м, составляет преимущественно грубообломочные пестроцветные отложения. Выше залегают сероцветные глинисто-песчаные отложения мощностью до 1750 м. Возраст октемберянской толщи остается спорным. Вопрос более подробно обсужден в разделе палеогеографии олигоцена и нижнего миоцена. Анализ мощностей показал, что с востока на юго-запад отмечается увеличение мощностей отложений нижнемолассовой формации, особенно отложений олигоцена. В пределах Вайоцзорского, Вединского, Ереванского и Октемберянского палеопрогибов наибольшие мощности отложений наблюдаются в их центральных и вытянутых в субширотном направлении осевых зонах (рис. 3.36).



$$Q_1 = 0.017 \text{ мм}; \quad M_d = 0.030 \text{ мм}$$

$$Q_2 = 0.125 \text{ мм}; \quad S_0 = 2.7$$

РАЗРЕЗ Ю; ОБР. 19

Рис. 3.38. Кумулятивная кривая и кривая распределения гранулометрического состава алевролита формации нижних моласс.

Из анализа разрезов многих скважин и естественных обнажений можно предположить, что переход между верхним эоценом и олигоценом, в основном постепенный, с согласным залеганием слоев.

Т а б л и ц а 3.30

Литологическая характеристика нижнемолассовой формации верхней части верхнего эоцена - нижнего олигоцена Арансинской и Базум-Зангезурской зон

Местоположение разреза	Мощность в м пределы среднее	Основные типы пород	Характерные минеральные ассоциации	Обстановка осадконакопления
Разрезы скважин в Октемберянской, Разданской, Шорахбурской, Фонтанской, Арамусской, Мхчанской и других разведочных площадях, естественные обнажения у сс.Шорахбур, Шагап, Ринд, Малишна, Гергер и другие.	150-2000 857	Гравелиты, песчаники, алевролиты, глины, реже рифовые известняки	Плагиоклазы, монтмориллонит, пирит, магнетит, биотит, эпидот	Мелководный морской бассейн активной континентальной окраины

Краткая литологическая характеристика нижнемолассовой формации приведена в таблице 3.30.

3.2.2. Типы пород

Разрезы нижнемолассовой формации Араксинской зоны слагаются пестрым набором осадочных и вулканогенно-осадочных пород, описание основных разновидностей которых приводится ниже.

Терригенные породы

Конгломераты встречаются, в основном, в западной (Октемберянский прогиб), восточной (Арпинская синклиналь), а также в юго-восточной (Ордубадская подзона) частях Араксинской зоны. Это мелко-крупногалечные, часто достаточно плотные, реже сравнительно слабо сцементированные породы серого, буровато-серого, бурого и буровато-красного цвета. Пестроцветные породы наиболее характерны для нижней части разреза формации Октемберянского прогиба, сероцветные конгломераты наблюдаются в Арпинской синклинали, реже в нижней части разреза формации, вскрытой в Фонтанском прогибе (скв.30 Фонтан). В Арпинской синклинали они слагают крупные линзы, максимальной мощностью до 4-8 м, реже до 60 м, которые на расстоянии 200-500 м от раздува быстро выклиниваются и являются внутриформационными. В разрезе субформации у с.Малишка выделяются 3 линзы конгломератов. Верхняя и нижняя линзы мелко-среднегалечные, а средняя - крупногалечные конгломераты и валунные накопления. Улавливается уменьшение размеров галек от центра (раздува) к ее перифериям (по продольному срезу левого борта ущелья Лали дзор, на северо-восточной окраине с.Малишка). В центральной части линзы конгломератов гальки менее отсортированы, чем на участках ее выклинивания. Гальки умеренно уплощенные, окатанные и полуокатанные. Размеры галек и редких валунов колеблются от 1 до 50 см. Представлены они трахибазальтами, трахиандезито-базальтами, андезитами и их туфами. Редко, в районе с.Малишка встречаются окатанные карбонатные образования с жеодами целестина. Заполнитель конгломератов гравийно-псаммитовый, с базально-поровым карбонатным цементом и примесью глин, гидроокислов железа, хлорита. Обломочные зерна имеют преимущественно полуокатанную форму, плохую сортировку ($S_0 = 5,9$) и представле-

ны обломками эффузивов и туфов среднего состава, плагиоклазами, обломками кварцитов, известняков и кварцем. Содержание карбонатного вещества колеблется от 3 до 9%. В тяжелой фракции заполнителя присутствуют магнетит, авгит-диопсид, барит-целестин (в районе с.Малишка), лимонит, пирит, биотит, обыкновенная роговая обманка, циркон, гранаты. Отметим, что авгит-диопсид и обыкновенная роговая обманка чаще встречаются в разрезах левобережья р.Арпа. Указанные конгломераты являются морскими образованиями: в цементе нередко встречаются нуммулиты, моллюски.

Основным отличием конгломератов Октемберянского прогиба и Вайоцдзора является заметное содержание в первых гидроокислов железа, которые совместно с глинистым и карбонатным материалами слагают их цемент. Этим и обусловлена пестрая, часто буровато-красная окраска породы. Они преимущественно средне-мелкогалечные образования с размером галек от 2 до 10 см. В петрографическом составе галек, кроме эффузивов основного и среднего состава, наблюдаются андезит-дацитовые разности. Отмечаются также гальки силицитов, известняков и метаморфических сланцев.

Гравелиты. Районы развития их и конгломератов совмещены. Это средне-толстослоистые породы серого, буровато-серого и буровато-красного цвета. Петрографо-минералогический состав гравелитов мало отличается от состава заполнителя вышеописанных конгломератов, а также крупнозернистых песчаников. Для краткости изложения подробного описания не приводится. Отметим, что в гравелитах северо-западной части Араксинской зоны (скв.33 Арамус) наблюдается заметная примесь (до 10%) обломков гранодиоритов.

Песчаники полимиктовые (грауванки) составляют 15-40% отложений формации нижних моласс. В Араксинской зоне содержание их постепенно увеличивается с юга на север, северо-запад. Выделяются сероцветные и буровато-красноцветные песчаники. Последние распространены только в Октемберянском прогибе, в нижней части разреза формации, где надо отметить, встречаются песчаники и зеленовато-серого цвета. Порода обычно достаточно плотная, крепкая, но нередки и сравнительно слабо сцементированные разновидности. Слоистость горизонтальная реже горизонтально-волнистая и косая. Мощность слоев колеблется от 0,06 до 14,5 м, часто составляя 0,3-0,6 м. Тонкослоистые песчаники обычно характерны для самой нижней части разреза формации, а толстомассивнослоистые - для нижней и средней. В массивных, массивносло-

истых, сравнительно слабо сцементированных песчаниках, особенно в Еревано-Вединской части Араксинской зоны, наблюдаются песчано-карбонатные шаровидные, реже эллипсоидальные и матрацевидные конкреции. Последние отмечены только в Шорахбюрской долине. Диаметр шаровидных конкреций - от 0,1 до 1,1 м, а длина матрацевидных и эллипсоидальных - от 0,6 до 3,7 м. Более крупные конкреции встречаются в северо-западной части Еревано-Ордубадской подзоны, особенно в Шорахбюрской долине, в более мощных, массивнослоистых песчаниках (рис.3.39). В конкрециях изредка наблюдаются комки глины светло-серого, желтого цвета, размером от 3 до 20 см. В песчано-карбонатных конкрециях, реже и во вмещающих песчаниках отмечаются отпечатки листьев, которые наряду с другими обуглившимися растительными остатками и обломками известковых раковин, в стадии диagenеза служили центрами стяжения конкреций (Саркисян и др., 1966). Гранулометрический анализ показал, что песчаники нижнемолассовой формации в основном плохо отсортированы (S_0 от 2,4 до 9,5, часто 4-5). Структура породы пелитово-алевро-псаммитовая, гравийно-алевро-пелито-псаммитовая. Содержание ни одной из фракций не превышает 50%. Форма псаммитовых зерен угловато-округлая, округло-угловатая реже угловатая. Медианный размер зерен колеблется от 0,11 до 0,55 см. С юго-востока на северо-запад Md постепенно увеличивается. На нижней поверхности песчаников, особенно в нижней части разреза формации, изредка наблюдаются механоглифы. Пластическая часть песчаников состоит из следующих компонентов: обломки эффузивных пород основного, среднего (30-65%) и кислого (3-15%) состава и их туфов (0-10%). Обломки эффузивов кислого состава более крупные и менее измененные; обломки андезитов, андезито-базальтов, трахибазальтов заметно хлоритизированы, карбонатизированы, лимонитизированы. Встречаются также обломки гранитоидов (0-8%), кварцево-сланцев (0-3%), известняков (0-6%), силицитов (2-10%). Обломки гранитоидов и сланцев встречаются в западной части Араксинской зоны, а наибольшие содержания обломков известняков и силицитов отмечаются в южной и юго-восточной частях зоны. Обломки пород обычно преобладают в средне-крупнозернистых песчаниках, а кристаллокласты - в средне-мелкозернистых разностях. Полевые шпаты (15-45%) представлены преимущественно андезином (№ 37-44), реже олигоклазом (17-20) и лабрадором. Наблюдаются свежие и измененные (серицитизированные, карбонатизированные) разности. Содержание калий-натриевых полевых



Рис.3.39. Электронномикроскопический снимок (угольная реплика) фракции $< 0,001$ мм глины, состоящая из монтмориллонита, гидрослюды, палыгорскита или галуазита. Нижнемолассовая формация. Правобережье р.Веди у с.Урцадзор. Обр.2144. Увел.30000х.

шпатов небольшое (до 4%). Кварц (2-12%) встречается в виде округло-угловатых, реже окатанных зерен. Последние вероятно, связаны с палеозойскими областями сноса. В тяжелой фракции песчаников обнаружены (в убывающем порядке) магнетит, пирит (в образцах из скважин), гидроокислы железа, гематит, обыкновенная роговая обманка, биотит, эпидот, барит-целестин, авгит, циркон, гранаты, цоизит, актинолит, глаукофан, сфен, рутил, мусковит, турмалин, апатит (табл.3.31). Содержание биотита возрастает в западной, а обыкновенной роговой обманки - в центральной и восточной частях Еревано-Ордубадской подзоны. В легкой фракции, кроме вышеотмеченных породообразующих компонентов, наблюдаются также хлорит, реже - глауконит. Цемент песчаников глинисто-карбонатный или карбонатно-глинистый, с примесью хлорита и гидроокислов железа. Содержание последнего резко возрастает в Октемберянском прогибе в песчаниках нижней части разреза формации. Цемент поровый, реже базальный и контактово-пленочный. Цементация равномерная, реже сгустковатая (Смирнова, 1959). Глинистые минералы состоят, в основном, из монтмориллонита и гидрослюда, с примесью (особенно в Вайоцдзоре) хлорита. Карбонатная составляющая представлена мелкозернистым, крупнозернистым, реже микрозернистым кальцитом, с незначительной примесью доломита и сидерита. Карбонатность породы составляет 1-30%, часто 5-10%. Содержание карбонатного вещества в песчано-карбонатных конкрециях составляет 31-42%. В песчаниках изредка наблюдаются раковины и детрит фораминифер и моллюсков. По данным химического анализа (табл.3.32, 3.33) характерно резкое повышение содержаний CaO , CO_2 и понижение содержаний SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 в песчано-карбонатных конкрециях по сравнению с вмещающими породами.

Результаты химического анализа солянокислых вытяжек указывают на небольшое содержание доломита и сидерита в карбонатном веществе песчаников. Содержания малых элементов приведены в таблице 3.34. Содержания Mn , Ni , Ti , V , Cu , Zn , Ga , La , Sr , Ba , Mo выше кларкового для песчаников показателя, причем для Mn , Ni , Ba на один, а для Sr даже на два порядка. Высокие содержания марганца характерны для песчано-карбонатных конкреций (бассейн р.Веди и др.).

Алевролиты являются одним из основных типов пород нижнемолассовой формации Араксинской зоны, составляя в разрезах Еревано-Ордубадской подзоны до 6-15% от общей мощности формации. В мелкообломочной сероцветной субформации Октемберянского прогиба содержание

Т а б л и ц а 3.31

Минеральный состав пород нижнемолассовой формации верхов
верхнего эоцена-олигоцена Араксинской зоны

№ п/п	№ образцов	Карбонатность в %	Тяжелая фракция в %	Легкая фракция						Тяжелая фракция					
				обломки пород	вулканичес- кое стекло	полевые шпа- ты	кварц кремни	хлориты	разлож. зерна глинистые частицы	гранаты	циркон	сфен	рутил	турмалин	апатит
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
1.	3610	7,36	1,70	-	-	5	+	-	95	-	-	+	+	-	-
2.	2933	7,04	4,0	-	-	70	3	+	27	-	3	-	-	-	-
3.	3000а	19,5	12,7	5	+	40	2	+	45	-	-	-	-	-	-
4.	62196	24,6	1,6	-	-	12	2	-	86	-	5	7	1,5	1,5	-
5.	2976	20,0	9,3	10	-	55	3	-	32	+	-	-	-	-	-
6.	51	11,6	0,12	5	+	40	3	-	52	+	1,5	1,5	-	-	-
7.	1/82	6,72	6,4	-	2	31	3	1	63	0,5	1,5	+	-	-	-
8.	6688	8,15	0,5	23	-	70	2	-	5	+	+	+	-	+	-
9.	2369	17,9	0,6	50	-	7	3	-	40	-	-	-	-	-	-
10.	422	13,2	0,1	-	-	20	3	1	76	+	4,5	-	-	-	-
11.	1/87	5,44	0,5	-	0,5	11	3	0,5	85	2	1,5	-	-	-	-
12.	2987	25,4	0,5	-	-	20	2,5	0,5	77	-	1,5	-	-	-	-
13.	3626	5,76	0,3	+	+	1	0,5	+	98	-	2	-	-	-	+

Продолжение табл.3.31

		Тяжелая фракция																	
№ п/п	№ образца	эпидот	цоизит	биотит	пироксены моноклинные	пироксены ромбические	обыч.роговая обманка	базальтическая роговая обманка	актинолит и тремолит	глаукофан	магнетит	ильменит	гематит и ге- матизирован- ные зерна	пикотит	хлориты	гидроксилы железа	пирит	доломит	барит и целе- стин
1	2	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34
1.	3610	9,7	1,2	3	-	-	-	-	-	-	25	5	27	-	-	25	+	+	4,4
2.	2933	-	-	-	-	-	-	-	-	-	38	2	8	-	-	10	12	-	2,7
3.	3000a	-	-	0,5	53	-	10	1,5	-	-	35	-	-	-	-	-	-	-	-
4.	6219б	-	-	1	-	-	0,5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
5.	2976	-	-	8	24	-	-	-	-	-	60	1	-	-	-	2	-	-	-
6.	51	10	-	15	-	-	-	-	-	-	5	2	20	-	-	-	3	-	43
7.	1/82	5	1	-	2	-	30	5	2	-	41	2	5	-	-	5	-	-	-
8.	6688	63	-	+	-	2	-	-	-	-	5	-	-	-	-	10	-	-	-
9.	2369	-	-	6	-	-	3	-	-	-	43	2	6	-	-	20	-	-	20
10.	422	4	-	15	-	-	1	-	0,5	-	4	-	3	+	-	2	57	-	9
11.	1/87	3	1,5	12	-	-	6	-	1	-	35	-	6	-	-	20	-	-	13
12.	2987	20	2	12	10	-	-	-	-	-	8	-	-	-	-	45	-	-	-
13.	3626	0,5	-	3,5	-	-	+	-	-	0,5	2	-	-	+	-	-	90	-	-

Продолжение табл.3.31

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
14.	1/89	20,5	0,2	-	1,5	25	3	0,5	70	0,5	1	-	-	-	-
15.	6630	12,8	0,1	-	-	15	5	-	80	-	-	-	-	-	-
16.	1/83	45,4	0,3	-	1,5	33	4	1,5	60	0,5	0,5	-	-	-	-
17.	3006	50,1	0,2	-	0,5	14	3	0,5	82	-	0,5	-	-	-	-
18.	111	87,2	0,5	-	-	15	4	1	80	4,5	3	-	2	1	-
19.	2972	77,4	0,3	-	-	18	3,5	0,5	78	1,5	5	-	-	-	-
20.	50	95,5	0,2	-	-	6,5	3	+	90	2	2	-	-	-	-
21.	3529	92,5	0,3	-	-	47	17	-	36	-	-	-	-	0,5	-
22.	3018а	65,2	0,4	-	-	-	95	-	5	-	-	-	-	-	-
23.	3016	47,2	0,13	-	-	-	90	-	10	-	-	-	-	-	-
24.	3002	-	13	62	-	32	3	1,5	3,5	-	-	-	-	-	-
25.	3001б	3,3	1,9	25	2	21	-	2	50	-	-	-	-	-	-

Продолжение табл.3.31

1	2	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34
14.	1/89	1	-	3	4	-	2,5	-	-	-	1	-	6	-	-	80	-	-	-
15.	6630	7	-	2	2	-	-	-	-	-	36	2	6	-	-	-	45	-	-
16.	1/83	2	0,5	2	10	-	11	2	1	-	30	0,5	10	-	-	29	1	-	-
17.	3006	-	-	1,5	20	-	1	-	-	-	43	2	5	-	-	6	15	-	-
18.	111	2,5	-	3	2	-	5	2	-	-	3	1	-	-	1,5	70	2	-	+
19.	2972	7	-	2,5	4	2	-	-	-	-	5	-	3	-	-	54	4	-	12
20.	50	0,5	-	3,5	+	-	4,5	-	+	-	-	-	4	-	-	82	1	-	+
21.	3529	-	-	0,5	6	1,5	-	-	-	-	45	1	-	-	-	15	-	-	30
22.	3018а	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2	-	-	-	-	85	5	-	8
23.	3016	-	-	1	3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	45	-
24.	3002	-	-	2	54	-	0,5	5,5	-	-	36	-	-	-	-	2	-	-	-
25.	3001	6	1	1,5	20	-	12	-	-	-	50	1	5	-	-	2	-	-	-

Примечание к таблице 3.31. Конгломераты: 3610 - скв.8 Ахурян, гл.1909-1912 м., 2933 и 3000а - с.Малишка. Гравелиты: 6219а - скв.33 Арамус, гл.3262-3268 м., 2976 - с.Малишка. Песчаники: 51 - скв.11 Раздан, гл.1252-1256 м., 1/82 - с.Шаган; 6688 - с.Ланджар; 2369 - с.Азатек. Алевриты: 422 - скв.15 Раздан, гл.1181-1187 м., 1/87 - с.Шаган, 2987 - с.Малишка. Глины: 3626 - скв.31 Шорахбюр, гл.86-90 м., 1/89 - с.Шаган, 6630 - с.Малишка. Мергели: 1/83 - с.Шаган, 4723 - с.Шатин. Известняки органогенно-обломочные: 111 - с.Урцадзор; 2972 - с.Малишка. Известняки органогенных рифовых построек: 50 - с.Шорахбюр, 3529 - с.Зейта. Известняки кремнистые: 3018а - с.Малишка. Доломиты известнявые: 3016 - с.Малишка. Туффиты псаммо-алевритовые: 3001а - с.Малишка.

Т а б л и ц а 3.32

Химический состав песчаных пород нижнемолассовой формации
Арансинской зоны

обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	SO ₃	S _{общ}	п.п.п.	Сумма
431	38,68	0,65	14,61	1,05	2,30	0,28	20,47	1,32	2,03	1,31	0,81	0,34	-	0,93	0,37	14,69	99,84
15	58,48	0,90	17,09	5,01	0,43	0,05	3,88	2,35	3,27	3,25	1,72	0,13	-	-	0,08	3,18	99,82
16	40,54	0,41	12,11	2,60	0,72	0,58	20,44	1,73	2,84	0,55	0,60	0,23	-	-	0,18	16,05	99,58
47	42,37	0,51	10,91	2,85	0,81	0,49	19,41	1,85	2,50	3,20	0,93	-	-	-	-	14,95	100,78
560	52,40	0,66	10,99	8,91	0,96	0,23	9,30	1,87	3,10	3,50	2,22	0,13	-	-	0,05	6,72	100,99
561	40,72	0,53	9,24	2,52	2,41	0,70	19,07	2,12	2,80	3,00	1,30	0,13	-	-	0,05	14,78	99,38
563	41,07	0,35	12,42	3,41	1,61	0,70	19,00	1,77	2,30	2,30	1,16	0,13	-	-	0,05	14,94	100,81
69	35,67	0,50	12,94	6,32	0,58	0,75	21,30	1,00	2,40	2,00	0,96	0,19	13,22	-	-	1,80	99,23
70	44,15	0,58	15,84	9,12	0,87	0,10	9,74	3,24	3,35	2,05	2,74	0,20	7,80	-	-	0,90	100,68
55	43,86	0,75	15,71	7,46	-	-	12,76	3,02	-	4,65	-	-	-	0,56	-	10,10	98,87

Песчаники: обр.15,47,560 - бассейн р.Раздан, обр.70 - бассейн р.Веди, обр.55 - бассейн р.Арпа.
Песчано-марбонатные конкреции: обр.431 - сив.15 раздан, гл.1332-1335 м, обр.16, 561,563 - бассейн
р.Раздан; обр.69 - бассейн р.Веди

Т а б л и ц а 3.33

Химический состав песчано-алевритовых пород формации
нижних моласс Октемберянского прогиба

№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	S _{общ}	п.п.п.	Сумма
292	58,55	0,45	18,98	0,02	4,82	сл.	3,72	1,15	2,84	3,22	1,25	0,46	сл.	0,15	4,47	100,08
333	58,60	0,60	17,28	0,24	3,60	сл.	4,52	1,71	2,66	2,16	2,12	0,22	сл.	0,20	5,30	99,23
344	60,62	0,75	18,27	1,60	2,37	сл.	2,79	1,27	2,66	2,80	2,25	0,32	сл.	0,15	4,23	100,01
353	51,83	0,55	14,10	0,30	2,23	0,14	14,88	0,99	2,32	1,84	0,62	0,11	сл.	0,25	10,30	100,47
4222	49,35	0,55	14,15	0,02	4,68	сл.	10,11	4,68	2,32	0,70	1,20	0,20	сл.	0,15	11,43	100,36
385	67,55	0,32	16,90	1,18	2,16	сл.	1,41	1,08	2,84	3,00	1,07	0,20	сл.	0,42	2,58	100,73
419	68,30	0,40	15,32	1,37	2,09	сл.	2,56	1,17	3,20	2,88	0,46	0,14	сл.	1,92	0,84	100,60
23	52,56	0,62	19,19	2,26	2,92	0,10	4,22	1,70	2,16	2,34	3,32	0,35	2,27	1,41	4,60	100,02
349	59,20	0,65	19,23	1,84	2,16	сл.	1,86	1,89	1,96	2,38	2,97	0,32	0,68	0,36	5,36	100,87
351	56,20	0,77	17,57	4,18	2,45	сл.	1,74	1,62	1,88	2,08	3,25	0,18	-	1,78	6,55	100,26

Песчаники: обр.292 - скв.22, гл.1325-1335 м; обр.333 - скв.22, гл.1488-1550; обр.344, 353 - скв.24, гл.271-280,5 м и 805-817 м; обр.4222 - скв.36, гл.480-490 м; обр.385, 419 - скв.42, гл.1120-1135 м, 650-665 м; алевриты: обр.23 - скв.11, гл.2224-2228; обр.349-скв.24, гл.556-564 м; обр.351 - скв.13, гл.575-584 м (данные Нургинян Э.Н.)

Т а б л и ц а 3.34

Содержание малых элементов ($10^{-4}\%$) в терригенных породах нижнемолассовой формации Араксинской зоны

Эле- менты	песчанины		алевролиты		глины	
	пределы	средн.	пределы	средн.	пределы	средн.
Mn	240-30000	6302	300-2400	1031	100-4200	1124
Ni	6-65	30	30-65	41	13-200	72
Co	10-75	27	10-100	38	0-32	17
Ti	2000-10000	6494	1300-6500	4685	2400-7500	6215
V	100-650	393	0-650	235	130-750	337
Cr	10-100	68	3-65	30	4-75	28
Zr	20-1000	173	56-130	75	56-320	109
Cu	30-320	140	32-240	124	100-320	211
Pb	0-30	9	0-10	5	0-30	10
Zn	0-130	32	0-30	14	10-75	31
Ga	20-65	31	20-65	30	18-32	27
It	6-65	30	10-56	30	13-65	37
Ib	0-3	2	0-5	1	4-18	05
La	0-650	215	0-650	257	0-130	19
Sr	100-2000	1003	180-1000	471	130-1000	440
Ba	240-2000	775	130-3200	767	130-650	373
Li	0-100	16	0-300	50	10-100	54
Be	0-3	2	0-3	1	1-2	1
Sc	0-30	5	-	-	-	-
Mo	0-65	7	0-20	4	-	-

их достигает 30%. Макроскопически это тонко-толстослоистые, реже массивнослоистые породы серого, темно-серого, зеленовато-серого цвета. Буровато-серые и буровато-красные алевролиты отмечаются только в нижней части разрезов Октемберянского прогиба. В массивнослоистых алевролитах, например в Ацаванском разрезе бассейна р. Азат, наблюдаются шаровидные и эллипсоидальные алевритово-карбонатные конкреции, сходные с вышеописанными в песчано-карбонатных образованиях.

Структура породы пелитово-псаммо-алевритовая, пелитово-алевритовая. Медианный размер зерен алевролитов составляет чаще 0,03-0,05мм.

Степень отсортированности в основном средняя. Коэффициент сортировки колеблется от 1,5 до 4,4, часто составляя 3-3,5. Кривые распределения зерен одновременные и двугорбинные. Последние дают резкий максимум в интервале 0,01-0,1 мм и невысокий пологий максимум в интервале 0,25-0,5 мм (рис.3.38). Форма зерен угловатая. Состав

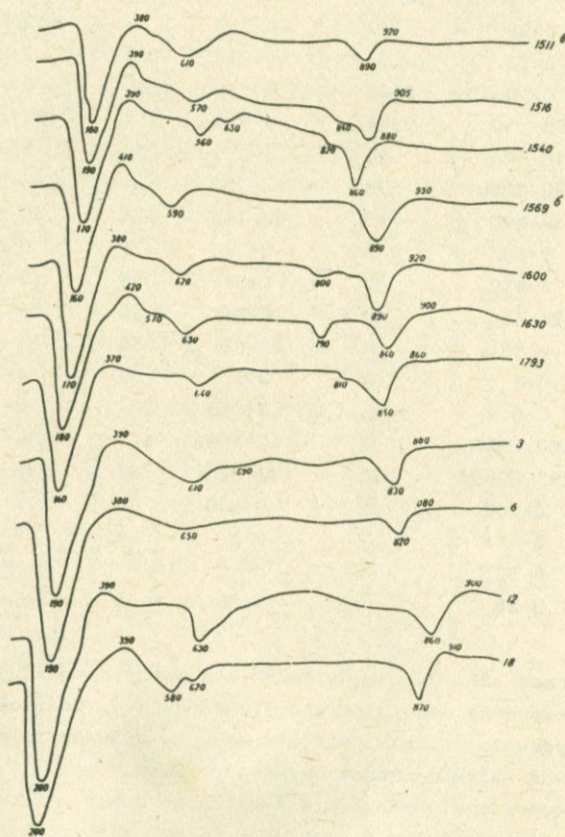


Рис.3.40. Термограммы глин формации нижних моласс

породы полиминеральный: полевые шпаты (45-65%), при резком преобладании плагиоклазов, обломков эффузивов отмечаются также силициты, реже известняки, гранодиориты, метаморфические сланцы, кварц, темноцветные, рудные минералы, углефицированные растительные остатки, хлорит, глаукогонит. В тяжелой фракции алевролитов обнаружены (в убывающем порядке): пирит, магнетит, бурые окислы железа (особенно в породах естественных обнажений), биотит, обыкновенная роговая обманка, эпидот, барит-целестин, авгит, диопсид, актинолит, циркон, базальтическая роговая обманка, гиперстен, анатаз, апатит (таблица 3.31). Цемент породы поровый, базальный, реже контантово-пленочный, глинистый, глинисто-карбонатный, карбонатный с примесью хлорита, цеолитов и гидроокислов железа. Содержание гидроокислов железа резко увеличивается в алевролитах нижней части разреза формации Октемберянского прогиба. Содержание карбонатного вещества составляет 1,5-42,0%, часто 4-12%. Кроме цемента карбонатный материал представлен также резкими раковинами и детритом раковин микро- и макрофауны.

Результаты химического анализа алевролитов приведены в таблицах 3.33, 3.35, а спектрального анализа - в таблице 3.36. Содержание многих элементов в алевролитах выше их кларнового показателя для осадочных пород, в целом же ниже, чем в песчаниках.

Глины широко распространены в разрезах формации Араксинской зоны, особенно в ее западной части. В бассейнах рр. Азат и Раздан они соответственно составляют 68-73% и 55-60% мощности формации, преобладая в средней и верхней частях разреза. В северной и восточной частях Ереванско-Ордубадской подзоны, а также с приближением к южным палеоподнятиям Араксинской зоны мощность глин уменьшается, увеличивается в них песчано-алевритовая примесь с переходами к обломочным породам. Наиболее мощные пачки глин отмечаются в Приереванском и Октемберянском прогибах. Мощность слоев глин колеблется в широких интервалах - от 0,1 м до 80 м. В нижней части разреза формации слои в основном средне-толстослоистые, а в верхней части - массивные. Обычно они менее плотные, чем глины флишевой формации, легко размокают в воде. Образцы глинистых пород, отобранные из скважины 33 Арамус с глубины 2000-3000 м, достаточно плотные, почти не размокающие в воде, представляют аргиллиты. Излом глин землистый, реже - раковистый. Окраска породы серая, зеленовато-серая, реже буровато-серая, желтовато-бурая и буровато-красная.

Т а б л и ц а 3.35

Химический состав алевролитов и глин нижнемолассовой формации
Арансинской зоны

№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	CO ₂	P ₂ O ₅	S _{общ}	SO ₃	H ₂ O	п.п.п.	Сумма
51	39,00	0,62	8,49	4,28	2,25	0,42	19,54	4,00	2,80	2,40	-	0,06	сл.	-	1,16	15,76	100,78
5	40,00	0,75	15,37	7,10	-	-	12,07	1,37	5,07		-	-	-	1,87	-	16,59	100,19
422	50,99	0,82	16,46	3,50	3,30	0,06	4,90	3,58	2,08	1,58		0,37	0,51	1,28	3,02	6,88	99,43
17	52,53	0,70	15,22	4,72	1,14	0,07	7,78	4,11	3,60	0,89	-	0,22	0,10	-	1,48	7,22	99,78
41	48,40	0,80	17,42	7,13	сл.	-	4,61	2,81	4,73		-	0,32	-	-	12,68		98,90
85	38,79	0,45	12,63	4,88	0,58	0,30	16,00	1,88	1,20	2,35	13,29	0,18	-	-	4,40	2,89	99,82

Алевролиты: обр.51 - бассейн р.Азат; обр.5 - бассейн р.Арпа. Глины: обр.422 - скв.15 раздан,
гл.1181-1187, обр.17 - комок глины в песчано-карбонатной конкреции; обр.41 - бассейн р.Раздан;
обр.85 - бассейн р.Веди

По гранулометрическому составу (таблица 3.28) выделяются глины крупнодисперсные и тонкодисперсные. Массивные глины средней-верхней части разреза формации, особенно в Приереванском прогибе обычно тонкодисперсны. Тонкодисперсные глины чаще являются алевритистыми, а крупнодисперсные - песчанисто-алевритистыми и алевритовыми. Текстура глин слабо ориентированная, пятнистая. В основной массе породы мелкими сгустками рассеяны скопления микрозернистого, реже мелкозернистого кальцита. Встречаются мелкие скопления пирита или гидроокислов железа. Последние часто отмечаются в глинах естественных обнажений. Наблюдаются также обуглившийся растительный детрит, нередко с пиритом, с остатками споры и пыльцы, раковин известковых фораминифер. В глинах Октемберянской толщи отмечены также обломки скелетов рыб. Содержание карбонатного вещества колеблется от 4,4 до 38,16%, часто 6-15%, при этом в бассейне р.Веди отмечается некоторое повышение карбонатности глин. По данным термического, рентгеноструктурного и электрономикроскопического анализов (рис.3.39) глинистые минералы представлены преимущественно монтмориллонитом, а также гидрослюдами, хлоритом, реже - палльгорскитом. В глинах верхней, мелкообломочной субформации Октемберянского прогиба выделяется также постоянная примесь каолинита.

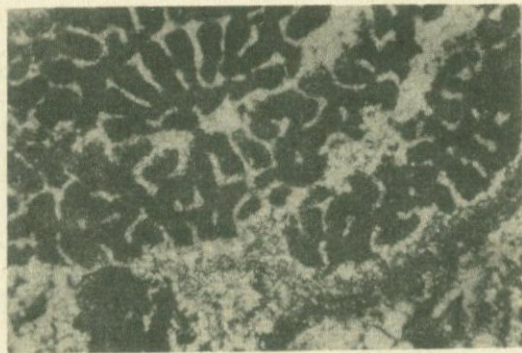


Рис.3.41. Биогермный, преимущественно коралловый известняк. Субформация рифогенных органогенных построек. Гора Аджимал у с.Малишка. Шлиф 3525, без анализатора. Увел.72х.

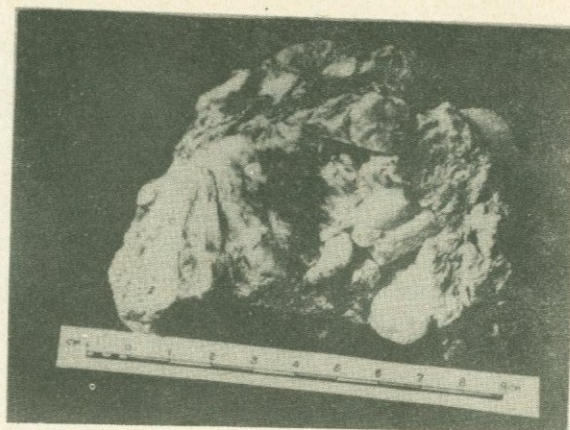


Рис.3.42. Жеода крупнокристаллического, радиальнолучистого и таблитчатого целестина в органогенном известняке. Нижнемолассовая формация. С.Малишка

Обломочная часть глин имеет псаммо-алевритовую размерность и составляет 6-40% породы. Она представлена полевыми шпатами (преимущественно плагиоклазы), кварцем, кварцитами, обломками эффузивов. В тяжелой фракции глин обнаружены: пирит (преобладает), гидроокислы железа (часто встречается в глинах из естественных обнажений), магнетит, гематит, биотит, эпидот, барит-целестин, обыкновенная роговая обманка, авгит, циркон, гранаты, цоизит, апатит, турмалин, сфен (таблица 3.31). В Араксинской зоне на фоне сравнительно небольшого содержания роговой обманки (0-25%) и авгита (0-10%), обозначается увеличение содержания этих минералов в направлении с запада на восток и северо-восток. Это обстоятельство свидетельствует о существовании в позднем эоцене и в олигоцене локальных очагов вулканизма в Вайоцдзоре и в Сюнике.

Результаты химического анализа глинистых пород приведены в таблицах 3.35, 3.36. В Араксинской зоне и особенно в Еревано-Вединской подзоне с севера на юг, юго-восток отмечается некоторое уменьшение содержания SiO_2 , увеличение CaO и карбонатности пород. Данные спектрального анализа приведены в таблице 3.34. Содержания Mn , Ni , Ti ,

У, Си выше их кларка для глин. По сравнению с алевролитами и песчаниками отмечается некоторое снижение содержаний Sr, Ba, La, Mn, Co, Cr, Ga и увеличение - Li, Ni, Cu.

Пирокластические и вулканогенно-осадочные породы отмечены только в восточной и северо-восточной частях Еревано-Ордубадской подзоны (Вайоцдзор, район г. Дарри-даг).

Туфы распространены по обоим бортам долины р. Арпа (сс. Агаранадзор, Малишка и Дайлахлу). Выделяются розовые, розовато-коричневые, буровато-зеленые и зеленовато-серые толстослоистые и массивные (до 12 м) разновидности туфов. По структуре туфы алевро-псаммитовые, псаммо-гравийные и агломератовые. По составу они преимущественно андезитовые, реже андезито-базальтовые, витро-кристаллокластические, витро-кристалло-литокластические, кристалло-литокластические. Туфы нередко заметно лимонитизированы или хлоритизированы, отмечаются также мелкие скопления кальцита, опал-халцедонового, халцедонового или кварц-халцедонового вещества. Минеральный состав туфов представлен преобладающими плагиоклазами, а также хлоритом, магнетитом, лимонитом, кварцем, авгитом, базальтической роговой обманкой, цеолитами, гематитом, гиперстеном. Содержание малых элементов в туфах приведено в таблице 3.37. Следует отметить, что содержания многих элементов в туфах ниже кларка магматических пород среднего состава, за исключением бария, меди, кобальта и ванадия.

Туфобрекчии и туфокогломераты развиты в центральной части Арпинского синклинория. Туфобрекчии часто встречаются по левобережью р. Арпа и близ пойменной полосы правобережья. Туфокогломераты обнажаются в основном по правобережью долины. С юга на север наблюдается уменьшение размеров валунов и галек и улучшение их окатанности. Макроскопически туфобрекчии имеют зеленовато-серый, буровато-серый и розовый цвет. В районе с. Агаранадзор встречаются преимущественно туфобрекчии буровато-серой и розовой окраски. Мощность туфобрекчий колеблется от 15 до 50 м. Наблюдается постепенный переход туфобрекчий в туфокогломераты через фангломераты. Размер псефитовых обломков колеблется от 1 до 90 см, часто составляя 10-20 см, это преимущественно обломки трахибазальтов, трахиандезито-базальтов, трахиандезитов и реже туфов*. Отмечены также единичные гальки силицитов.

*Примеч. редактора: судя по преобладанию в составе обломков эффузивов, такие породы правильнее называть вулканическими брекчиями (и вулканообломочными конгломератами соответственно).

Т а б л и ц а 3.36

Химический состав глинистых пород формации нижних моласс
Октябрьянского прогиба

№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	S _{общ}	п.п.п.	Сумма
3	53,95	0,55	16,17	0,31	6,04	0,10	4,99	1,96	1,00	1,50	2,70	0,22	сл.	0,57	10,10	100,61
15	51,98	0,62	16,72	2,27	3,38	сл.	6,91	2,14	1,92	1,80	2,76	0,35	сл.	0,20	8,46	99,51
269	57,10	0,55	16,16	0,74	4,32	сл.	1,98	3,74	0,84	1,20	3,22	0,16	1,45	0,82	7,70	99,98
354	53,89	0,75	19,76	1,40	3,88	0,10	2,36	1,74	1,66	2,56	3,25	0,30	0,50	0,20	6,99	99,34
421	43,60	0,45	13,61	4,59	1,44	сл.	8,96	5,97	0,82	0,91	5,90	0,14	сл.	0,60	12,65	99,64
420	54,62	0,72	19,46	3,71	2,23	сл.	2,43	1,71	1,66	1,90	4,30	0,22	сл.	0,20	6,50	99,66
226	44,90	0,45	11,17	2,75	2,50	0,07	12,33	4,88	1,66	1,26	2,95	0,21	сл.	0,20	13,90	99,23
4231	55,95	0,65	17,55	1,67	6,62	0,07	1,96	2,40	1,92	2,16	1,27	0,22	сл.	0,20	6,23	98,87

Обр. 3, 15 - скв.11, гл.927-931 м, 1959-1963 м; обр.269 - скв.22, гл.877-885 м. Обр.354 - скв.24, гл.908-913 м; обр.421, 420, 226 - скв.25, гл.380-392 м, 545-560 м, 800-813 м; обр.4231 - скв.36, гл.914-924 м (по данным Кургинян Э.Н.)

халцедонового состава. В гальках вулканических пород часто наблюдаются пустоты причудливой формы, заполненные (по периферии) пре-нитом, хлоритом, селадонитом и в центральной части изредка опал-халцедоном. Цвет туфобрекчий и туфокогломератов почти одинаковый. Петрографический состав гравийно-псаммитовых зерен заполнителя почти аналогичен составу валунов и галек туфокогломерата. В за-полнителе присутствуют зерна плагиоклазов, авгита и магнетита. По правобережью р. Арпа, на площади распространения туфокогломератов можно выделить (с некоторой условностью) южную и северную зоны. В южной зоне преобладают плохо отсортированные валунные туфокогло-мераты с очень слабо окатанными валунами. Кроме валунов здесь час-то встречаются также крупные и мелкие гальки эффузивов и их туфов. В северной зоне развиты крупно-мелкогалечные туфокогломераты, ко-торые к северу фациально переходят в более мелкообломочные породы. С юга на север наблюдается заметное увеличение карбонатного (от 0,6 до 19,5%) и глинистого материала в цементе туфокогломератов. По левобережью р. Арпа с запада (район между сс. Агаранадзор и Зейта) на юго-восток (район с. Азатек) по мере удаления от вулканических построек в цементе туфокогломератов увеличивается содержание гли-нисто-карбонатного вещества. В составе цемента и заполнителя туфо-когломератов присутствуют (таблица 3.31) вулканическое стекло, опал-халцедоновые силициты, плагиоклазы, цеолиты, хлориты, магне-тит, авгит, лимонит, базальтическая роговая обманка, гематит, био-тит и гиперстен (последний встречается в районе с. Агаранадзор). Очень редко наблюдаются обломки рановин пеллеципод. Данные о содер-жании малых элементов в туфокогломератах и туфобрекчиях приведены в таблице 3.32. В них вышекларновыми содержаниями характеризуются

Туффиты имеют заметное распространение в северо-восточной части Еревано-Ордубадской подзоны, особенно в средней и верхней частях бассейна р. Арпа. Паратуффиты обычно развиты на удаленных от основ-ных вулканических построек (район с. Агаранадзор, с. Гндеваз) обла-стях. Сравнительно мощный (до 150 м) разрез средне-толстослоистых разнозернистых гравийно-песчаных и алевро-пелитовых туффитов, с про-слоями туфов и кремнистых известняков наблюдается в районах сс. Ехе-надзор, Дайлаху и Азизбеков. Цвет туффитов серый, зеленовато-серый, буровато-серый, розовато-фиолетовый. Структура их гравийно-псамми-товая, алевро-пелитовая, чаще алевро-псаммитовая. Степень отсорти-рованности туфогравелитов и туфопесчаников средняя, плохая, у туфо-

Т а б л и ц а 3.37

Содержание малых элементов ($10^{-4}\%$) в вулканогенно-осадочных и пирокластических породах нижнемолассовой формации Араксинской зоны

Элементы	Туфоногломераты туфобрекчии		Туфогравелиты туфопесчаники		Туфоалевролиты туфоаргиллиты		Туфы разнозернистые	
	пределы	сред.	пределы	сред.	пределы	сред.	пределы	сред.
Mn	750-1000	850	750-10000	5875	130-1000	550	750-1800	1100
Ni	10-42	29	10-180	68	3-32	16	3-56	21
Co	10-56	31	13-180	64	0-42	15	24-75	41
Ti	7500-7500	7500	3200-13000	6466	1000-7500	3375	1000-18000	6333
V	320-750	550	0-1000	358	10-1000	497	10-1000	336
Cr	0-3	2	0-100	52	0-75	21	0-3	1
Zr	32-180	90	24-320	125	56-180	124	130-320	150
Cu	180-180	180	24-420	166	100-420	176	24-320	114
Pb	4-6	5	0-24	9	0-10	6	4-13	4
Zn	30-30	30	0-75	25	0-56	30	0-75	36
Ga	32-56	42	7-32	13	10-24	12	13-32	19
It	24-24	24	0-56	19	0-24	12	10-18	14
Ib	3-3	3	0-18	6	0-7	2	1-2	1
Sr	240-420	340	240-420	360	24-560	311	240-320	260
Ba	1000-3200	1900	240-750	335	320-750	347	1000-3200	1400
Li	75-75	75	18-100	39	2-22	7	10-13	11
Be	1-6	3	1-3	2	0-2	1	2-3	2
Mo	-	-	0-3	1	0-3	1	0	0
B	10-18	15	0-18	6	0-18	9	0	0

алевролитов - средняя. Цемент туффитов поровый, глинисто-хлоритовый (девитрифицированное тонкообломочное пирокластическое вещество), с примесью карбонатного материала, содержание последнего в алевропсаммитовых паратуффитах увеличивается. Преобладающими породообразующими компонентами алевро-гравийных туффитов являются обломки эффузивов и туфов андезитового, трахиандезитового состава. Часто они пелитизированы, хлоритизированы, лимонитизированы. Полевые шпаты (плагноклазы) обычно алевритовой мелкопсаммитовой размерности, угловатой призматической формы. Встречаются преимущественно анде-

зин-плагиоклазы, частично измененные-серицитизированные, хлоритизированные, с мутной поверхностью и новообразования с чистой поверхностью, преимущественно альбитового состава. Характерно заметное содержание (до 10% площади шлифов) авгита и магнетита, наблюдаются также обыкновенная и базальтическая роговые обманки, гиперстен. Отмечаются причудливые скопления хлорита и цеолита. В туфогравелитах и туфопесчаниках редко встречаются обломки силицитов.

В минеральном составе тяжелой фракции туффитов определены: магнетит, авгит (преобладающие компоненты), лимонит, гематит, обыкновенная роговая обманка, базальтическая роговая обманка, барит-целестин (в туфопесчаниках района г.Спитан-сар, с.Азатек), гиперстен, биотит, ильменит, лейконсен (таблица 3.31). Результаты спектрального анализа туффитов представлены в таблице 3.37. В туфогравелитах и туфопесчаниках над кларновыми содержаниями характеризуются Ni, Co, V, Cu, Li . В туфоалевролитах и туфоаргиллитах содержания многих малых элементов частично ниже их кларновых показателей.

Отметим, что вопросы вулканогенно-осадочного литогенеза Вайоц-дзора (басс. р.Арпа) подробно обсуждены в работах Р.Т.Джрбашяна и А.А.Садояна (1978), Г.О.Пиджяна, А.И.Нарапетяна, А.А.Садояна, П.М.Асланяна (1982).

Окремнелые известняки или известняки со стяжениями кремня в виде нечетко выраженного горизонта обнажаются в верхней части разреза формации нижних моласс Арпинской синклинали. В районах сс.Дайлахлу, Ехегнадзор, Зейта, Азатек они залегают в верхней части пестроцветной туфогенной пачки, представленной известновистыми туфогравелитами, туфопесчаниками, туфоалевролитами и туфоаргиллитами. В районе вершины г.Спитансар выделяется пачка, мощностью 15 м, представленная чередующимися слоями кремнистых известняков, доломитизированных известняков, известняков доломитов и окремненных, слабо доломитизированных, лимонитизированных туфопесчаников и туфоалевролитов. В верхней части этой пачки наблюдаются два сравнительно мощных (до 2 м) слоя окремнелых известняков с крупными стяжениями разноцветных кремней. Эта пачка перекрывается рифовыми известняками, образующими массив г.Шрешти-кар. В районах сс.Зейта и Азатек кремнистые известняки тоже перекрываются рифовыми известняками. Показательно, что кремнистые известняки нередко встречаются в самых нижних частях рифовых образований (Депплес, 1971). К западу и востоку от с.Малишка встречаются единичные мелкие (площадью до 100 м²)

выходы кремнистых известняков (мощностью 1,5-3 м), залегающих непосредственно на туфоконгломератах верхнего эоцена. К юго-западу от с.Гетеп кремнистые известняки залегают на песчано-глинистой толще верхнего эоцена. Таким образом, кремнистые известняки, стратифицированные в разрезе верхней части верхнего эоцена, являются хоть и не достаточно четким, но все же довольно характерным литологическим репером.

Цвет кремнистых известняков желтый, светло-желтый, буровато-желтый, фиолетово-серый. Кремнистые стяжения разноцветные: матово-белые, светло-серые, бурые и почти черные. Мощность слоев кремнистых известняков колеблется от 0,5 до 6 м, часто 1-1,5 м. Размеры и форма кремнистых образований разные: мелкие (0,01-10 см) включения, крупные (до 80 см) и пластообразные линзы длиной до 2 м и максимальной мощностью до 40 см. В крупных слоях линзовидные стяжения кремня нередко ориентированы вдоль плоскости наложения, образуя две-три прерывистые полосы. Иногда они расположены хаотично. Кремнистые стяжения имеют угловатую, причудливую и очень редко округлую форму. Кремнистое вещество представлено халцедоном, кварц-халцедоновыми образованиями. Очень редко отмечаются полуокруглые (с глинисто-лимонитовой каймой) псаммитовой размерности обособления заполненные микрозернистым опалоподобным материалом. Кварц-халцедоновые кремни под микроскопом при скрещенных николях имеют кварцитоидную, мозаично-бластовую, разнозернистую (преимущественно алевро-псаммитовую) структуру. Наблюдается также халцедон волоконнистого, радиально-лучистого строения. Кварц-халцедоновые новообразования встречаются как в перекристаллизованных мелко-среднезернистых кальцитовых участках, так и в микрозернистом карбонатном материале.

И.В.Хворова (1968) отмечает, что чем больше органического и глинистого материала, тем хуже раскристаллизован кремнезем. В кремнистых известняках почти не наблюдаются (вероятно не сохранились) известковые раковины. Содержание карбонатного вещества в кремнистых известняках составляет 35-86%, оно представлено кальцитом и доломитом. В районе г.Спитак-сар содержание доломита заметно возрастает (таблица 3.31). Здесь появляются окремненные доломитизированные известняки и известковые кремнистые доломиты. Наблюдается также примесь обломочных некарбонатных частиц алевро-псаммитовой размерности.

В минеральном составе кремнистых известняков, кроме кальцита, установлены: халцедон, кварц, лимонит, гематит, плагиоклазы, магне-

тит, пирит, барит-целестин, авгит, обыкновенная роговая обманка, лейкоксен и ильменит.

Химический состав разноцветных кремней и кремнистого известняка приведены в таблице 3.38. Содержание SiO_2 в кремнях колеблется от 94,63 до 97,00%, в среднем составляя 96,03%. Содержания малых элементов в кремнистых известняках и кремнях приведены в таблице 3.34. Содержание большинства малых элементов в кремнистых известняках и кремнях ниже, чем в органогенно-обломочных известняках, за исключением никеля и меди. В кремнях заметно выше содержания меди и мышьяка. В них обнаружены также молибден и серебро. Следует отметить, что чередование кремнистых известняков с туфогенными породами свидетельствует о связи кремненакопления с щелочным вулканизмом основного-среднего состава.

Доломитизированные известняки и известковые доломиты имеют незначительное распространение в нижнемолассовой формации Арансинской зоны. Как уже отмечалось, маломощная (до 15 м) пачка окремненных, доломитизированных туфогенных пород, кремнистых известняков, известковых доломитов и доломитизированных известняков залегает в основании Спитансар-Шрештикарского рифового массива, в районе г. Спитансар, протягиваясь на расстоянии около 2 км. В других районах доломиты еще не обнаружены, но обогащенные MgO кремнистые известняки в Вайоцдзоре встречаются. Макроскопически это бледно-розового, буровато-желтого и серовато-желтого цвета плотные, среднетолстослоистые породы с зернистым изломом. Иногда порода имеет пятнистый облик: на бледно-розовом или буровато-желтом фоне развиты небольшие участки светло-серого цвета или наоборот, на светло-сером фоне - бледно-розового цвета.

Основная связующая масса породы представлена мелко-микрозернистым карбонатным веществом, составляющим до 50% в сильно кремнистых известковых доломитах и до 86% - в слабо окремненных доломитистых известняках. Мутный облик карбонатного материала преимущественно связан с присутствием точечных, мелких скоплений гидроокислов и окислов железа. На этой мутной поверхности в шлифах определяются белые, светло-желтые чистые кристаллы доломита, часто ромбической формы, размером от 0,03 до 0,12 мм, обычно окаймленные тонкой (0,01-0,03 мм) каймой гидроокислов железа. В породе наблюдаются пустоты оваловидной, изредко призматической формы средних размеров в 0,02-0,20 мм, часто заполненных белым, почти изотропным веществом: опа-

Т а б л и ц а 3.38

Химический состав кремней и окремненных доломитизированных пород нижнемолассовой формации Арансинской зоны

№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	S _{общ}	N ₂ O	п.п.п.	Сумма
4108	97,00	-	0,10	0,02	2,27	-	0,67	0,07	0,05	0,12	-	-	-	-	0,40	100,70
5814a	96,11	0,06	1,56	0,23	0,49	0,03	0,63	0,07	0,13	0,45	-	-	-	0,02	0,07	100,55
5814б	96,40	0,06	0,73	0,51	1,13	0,03	1,33	0,03	0,11	0,12	-	-	-	0,09	0,08	100,71
5552	94,63	0,75	0,28	0,05	0,87	-	2,03	0,54	0,13	0,10	0,05	1,76	-	-	0,17	100,36
4206	3,25	0,02	1,59	0,39	0,56	1,00	48,63	3,62	0,13	-	0,04	41,40	-	-	-	100,63
3012	37,04	0,80	12,39	4,30	3,16	0,32	14,11	6,15	1,30	0,90	0,17	15,55	-	0,40	4,07	100,66
3017	45,00	0,69	11,35	5,79	1,14	0,09	12,11	4,25	0,12	0,22	0,23	14,15	-	0,25	5,02	100,41
4614	32,01	0,46	10,25	6,07	0,78	0,44	16,02	7,14	0,15	0,66	0,04	23,30	0,21	1,12	0,53	99,18
3016	8,44	-	2,54	1,42	0,84	0,55	29,57	15,78	-	-	0,16	40,00	-	0,08	0,30	99,48

Кремни разноцветные: обр.4108, 5814a, 5814б, 5552; обр.4206 - кремнистый известняк; обр.3016 - кремнистый доломит; обр.3012, 3017, 4614 - туфогенные окремненные, доломитизированные породы. Все образцы из бассейна р. Арпа

Т а б л и ц а 3.39

Содержание малых элементов ($10^{-4}\%$) в нижнемолассовой
формации Араксинской зоны

Эле- менты	Кремнистые извест- няки		Кремни		Доломиты и доломити- зированные породы	
	пределы	средн.	пределы	средн.	пределы	средн.
Mn	750-5600	2916	130-180	155	2400-10000	3520
Ni	10-56	26	0-75	37	0-18	12
Co	0-10	7	0	0	10-18	13
Ti	420-3200	1393	320-560	440	180-3200	1267
V	0	0	4	4	4-42	15
Cr	3-10	5	0-3	2	0	0
Cu	7-56	29	42-560	300	32-240	134
Pb	0-4	1	0-180	90	0-10	3
Zn	0	0	0-100	50	0-32	11
Ga	0-6	2	0-1	1	0-3	2
It	0-10	3	0	0	0-10	3
Ib	0-1	1	0	0	0-1	1
Sr	0-130	77	0-100	50	130-1000	456
Ba	0-32	15	0-56	28	18-1000	373
Li	0-2	1	0	0	0-24	8
Be	0-1	1	0	0	1-2	1
Ag	0	0	0-4	2	4-24	9
Mo	0	0	0-3	2	0-3	1
As	0	0	0-1000	500	0	0
Zr	0-56	22	10	10	0-56	22

лом, опал-халцедоном. Встречаются также редкие, почти изотропные зерна, по структуре (без анализатора) похожие на обломки вулканического стекла. Характерно почти полное отсутствие известковых и кремнистых раковин в доломитах.

В минеральном составе доломитовых пород присутствуют доломит, лимонит, пирит, магнетит, авгит, биотит (таблица 3.31).

Результаты химического (силикатного) анализа (таблица 3.38) показывают, что образец 3016 можно отнести к кремнистым доломитам, а образцы 3012, 4614 и 3017 к туфогенным окремненным, доломитизи-

рованными породами. Данные спектрального анализа приведены в таблице 3.39. Характерно высокое содержание марганца, меди и серебра. Содержания остальных малых элементов ниже или равны кларковым.

Ассоциация кремнистых известняков и доломитов с туфогенными породами, их сравнительно близкое расположение относительно Ага-ранадзорского и Дайлахлинского вулканических построек (Джрбашян, Садоян, 1978) указывает на тесную связь вулканизма, кремненакопления и доломитообразования. Она подтверждается также изучением кремненакопления в верхнеюрских (Мандалян, 1979), верхнемеловых (Сатян, 1974, Степанян, 1979) формациях региона, а также в других геосинклинальных областях (Хворова, 1957, 1963; Гречин, 1984 и др.).

3.2.3. Субформация рифовых органогенных построек

3.2.3.1. Типы пород

Рифогенные известняки органогенных построек являются характерными образованиями верхнего эоцена-нижнего олигоцена Еревано-Орду-бадской подзоны. Они распространены в бассейне р. Арпа, небольшие локальные постройки встречаются в бассейнах рр. Веди и Раздан. Широкое развитие ископаемых органогенных построек палеогена отмечается в разрезе верхнего эоцена-олигоцена Вайоцдзора (Садоян, Асланян, 1981). Представлены они биогермами, изредка биостромами и мелкими банками. Органогенные постройки обособлены друг от друга, слагая ряд выходов. Наиболее крупная и сложная из них - Шрештикар-Спитансарская. Этот карбонатный рифогенный массив имеет площадь около 9,5 км², длину с северо-запада на юго-восток - до 5 км, при ширине на севере - 2,5 км, на юге - 1 км. В северной части массива выделяются Шрештикарские скалы, высотой около 80 м, которые представляют группу биостел или обособленный биогерм. На восточной и северо-восточной частях Шрештикар-Спитансарского массива контакты с подстилающими породами не резкие, с пологой, выровненной поверхностью карбонатного тела. На западе, юго-западе, местами оно круто обрывается, образуя отвесные стены высотой 40-60 м. В разрезе этих обрывов по трещинам напластования выделяются несколько крупных пластов известняков мощностью 10-15 м, макроскопически почти не отличающихся друг от друга. В строении этой крупной, сложной органогенной постройки ядро и склоновые (шлейфовые)

фа́ции четко не выделяются. Склоновые фа́ции обломочных карбонатных пород, видимо, имеют ограниченное распространение. Останцы слоев, отдельные линзы брекчиевидного-конгломератовидного известняка мощностью 2-5 м отмечены к юго-востоку от вершины г.Спитансар, на расстоянии 2-4 км в верхней части разреза рифогенного массива. Известняковые обломки, диаметром 2-10 см, имеют угловатую, полуокруглую форму и почти однородный петрографический состав. В теле Спитансар-Шрештикарского массива изредка встречаются крупные пустоты и вертикальные трещины шириной до 2 м. Эти проломы, вероятно, являются следами бывших желобов внешнего склона рифовой постройки. Рифогенные известняки этого массива залегают в основном, на мелкообломочных (на севере) и на крупнообломочных (на юге) вулканогенно-осадочных породах, в пределах которых у южной окраины массива обнажается небольшой выход габбро-диоритов.

Крупной органогенной постройкой является также Зейтинский массив, общей площадью около 8 км². Прочие средних размеров карбонатные массивы (рифовые органогенные постройки) в виде прерывистой цепи, протягиваются с юго-востока на северо-запад (Азатекский, Агаранадзорский, Ехегнадзорский, Шатинский, Гетапский, Риндский, Элпинский, Ланджарский, Шагапский, Урцадзорский и Шорахбюрский). В бассейне р.Аракс встречаются также многочисленные мелкие органогенные постройки.

Основными типами пород, слагающими вышеуказанные органогенные постройки, являются биогермные известняки, реже брекчия-конгломератовидные, гравийно-песчаные известняки шлейфовой фа́ции.

Макроскопически известняки ископаемых органогенных построек светло-желтого, желтого, буровато-желтого, светло-серого, реже почти белого цвета крепкие породы с кристаллически зернистым и раковистым изломом. Текстура их массивная, реже - массивнослоистая и инкрустационная. Структура породы преимущественно биоморфная, цельнорановинная и органогенно-детритовая (рис.3.41). В известняках органогенных построек встречаются участки яснозернистого кристаллического кальцита, иногда в виде мозаичных агрегатов, наблюдаются также участки, сложенные микрозернистым, часто мутным афанитовым карбонатом кальция. Основными пороодообразующими биогенными компонентами (рифостроителями) ископаемых органогенных построек являются водоросли, кораллы, фбраминиферы и иногда мшанки.

В отдельных органогенных постройках и в разных участках крупных органогенных карбонатных массивов процентное содержание указанных биогенных компонентов варьирует. В известняках внешнего вала (Гаджималский, Шрейтинарский, Зейтинский) преобладают водоросли и кораллы, а во внутреннем вале - увеличивается содержание фораминифер. В густо заселенных рифовых зарослях обитали также двустворки, брюхоногие (часто крупные, сверлящие формы), морские ежи и другие рифолюбы. В известняках Зейтинского массива обнаружены ископаемые зубы акул. Биогенный компонент, слагающий каркас органогенной постройки, сцементирован мелким детритом и микрозернистым, отчасти, возможно, хомогенным карбонатом кальция (Henson, 1950; Mazzullo and Cys, 1979; Swart, 1979). Внутренняя часть органогенных построек обычно заметно перекристаллизована. Более перекристаллизованы кораллы, менее водоросли (Диагенез и катагенез осадочных образований, 1971).

В известняках органогенных построек в районе сс.Ехегнадзор и Малишка встречаются редкие небольшие выходы преимущественно коралловых известняков с мелкими скоплениями целестина. Целестиновые скопления (жеоды) образовались в пустотах внутренней, почти полностью перекристаллизованной части органогенных построек. На наружной поверхности, где хорошо сохранились очертания кораллов, они не наблюдаются.

Биогермные известняки вышеуказанных карбонатных массивов характеризуются крайне незначительной примесью терригенного материала или ее отсутствием и высокой карбонатностью (до 98,5%). В конгломерато-брекчиевидных и гравийно-песчаных известняках шлейфовой фации содержание карбонатного вещества снижается до 75%. Следует отметить, что брекчии, гальки (почти полностью) и преобладающая часть гравийно-псаммитовых зерен по составу не отличаются от биогермных известняков, слагающих состав рифовых массивов. В породах шлейфовой фации присутствует также заметная примесь некарбонатного терригенного материала. В минеральном составе известняков органогенных построек, кроме породообразующего кальцита, установлены: кварц, плагиоклазы, пирит, лимонит, магнетит, авгит, барит-целестин, биотит, эпидот, обыкновенная и базальтическая роговые обманки. Содержание барит-целестина, авгита, биотита, амфиболов в органогенных постройках внутреннего вала в Вайоцдзоре замет-

но выше, а пирита - ниже, чем в биогермных известняках внешнего вала. Результаты химического анализа (таблица 3.40) показывают, что известняки органогенных построек бассейна р.Аракс преимущественно низкомагнезиальные, содержание SiO_2 часто составляет 0,5-0,8%. Характерно незначительное содержание в них щелочей, окислов железа, алюминия. В некоторых пробах обнаружены окислы стронция. По данным спектрального анализа (3.41) в известняках органогенных построек содержания химических элементов распределяются в следующем порядке: Ca > 10%; Mg - 3,2-0,42%; Si, Al, Fe - 1-0,1%; Sr - 3,2-0,01%; Ba - 1,0-0,03%; Na, K, Ti, Mn - 0,56-0,01%; Ni, Cr, Cu, Ga, It, Li - 0,0024-0,0001%. В основании некоторых рифогенных массивов Вайоцдзора наблюдаются слои кремнистых известняков, в районе вершины горы Спитаксар вместе с ними встречаются также единичные прослои доломитизированных известняков и известковых доломитов бледно-розового, оранжевого цвета. Данные химического и спектрального анализов доломитизированных известняков и доломитов приведены в таблицах 3.38, 3.39. На окраинах Ехегнадзорского и особенно в основании южной, шлейфовой фации Спитаксар - Шрештинарского массива наблюдаются слои органогенных (нуммулиты, моллюски, одиночные кораллы с преобладанием первых) известняков. Интересно отметить, что в низах этого разреза, в контактовой зоне с силлом габбро-порфири раковины нуммулитов и др. покрыты тонкой черной каймой. Вверх по разрезу цвет раковин постепенно осветляется.

Известняки органогенно-детритовые имеют небольшое распространение в разрезах нижнемолассовой формации. В Араксинской зоне, особенно в ее Еревано-Вайоцдзорской части с севера, северо-запада на юг, юго-восток в разрезах формации заметно увеличивается частота встречаемости и суммарная мощность слоев известняков. Это тонкослоистые, реже массивнослоистые (особенно в районе г.Спитаксар); плотные, крепкие, изредка сравнительно слабо сцементированные, ракушнякоподобные породы светло-серого, желтого и буровато-желтого цвета. Плотные известняки местами (с.Малишка) среди песчано-глинистых отложений слагают карнизы. Основная связующая масса породы представлена микро-мелкозернистым, участками крупнокристаллическим кальцитом. Значительную часть (около 40%) породы составляют раковины мелких и крупных фораминифер, фрагменты водорослевых, коралловых и мшанковых образований, редки обломки моллюс-

Т а б л и ц а 3.40

Химический состав известняков органогенных построек
нижнемолассовой формации Араксинской зоны

№ об- разца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	SrO	BaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	SO ₃	S _{общ}	H ₂ O	п.п.п.	Сумма
50	1,04	-	0,29	0,42	0,43	0,09	52,58	0,87	-	-	0,10	0,05	0,10	43,10	-	0,08	-	0,11	99,26
4572	1,30	-	0,30	0,15	-	-	55,40	0,20	-	-	0,11	0,06	-	42,40	-	-	-	-	99,92
4710	1,93	-	1,12	0,08	0,56	0,02	52,50	1,04	-	-	0,20	0,10	0,23	42,70	-	-	0,02	-	100,50
3503	1,36	-	-	1,21	0,57	-	53,08	1,55	-	0,04	0,17	0,04	0,39	39,22	0,04	0,51	0,02	1,12	99,43
3525	5,26	-	1,12	0,54	0,43	-	49,31	0,52	-	0,03	0,65	0,22	0,34	31,95	-	-	0,04	0,31	100,72
3019	4,94	-	0,47	1,17	0,93	-	49,70	0,55	-	0,04	0,17	0,07	0,39	40,35	0,02	-	0,08	0,41	99,39
3022	0,75	-	0,77	-	0,70	-	52,71	4,50	-	0,05	0,20	0,02	0,39	39,21	0,03	-	-	0,31	99,64
3029	4,03	-	-	2,12	0,86	-	50,33	0,62	-	0,07	0,12	0,05	0,34	40,64	-	-	0,06	0,14	99,40
95	0,83	сл.	0,64	0,18	-	-	54,30	сл.	0,45	сл.	0,32	-	-	43,59	1,25	-	-	-	101,56

Обр.50 - бассейн р.Раздан; обр.4572, 4710, 3503, 3525, 3019, 3022, 3029, 95 - бассейн р.Арпа

Т а б л и ц а 3.41

Содержание малых элементов ($10^{-4}\%$) в карбонатных породах нижнемолассовой формации Араксинской зоны

Эле- мен- ты	Мергели		Известняки органо- генно-обломочные		Известняки рифоген.	
	пределы	средн.	пределы	средн.	пределы	средн.
Mn	420-10000	3473	1800-30000	6577	320-30000	3286
Ni	6-32	12	0-10	4	0-18	5
Co	20-24	21	0-32	6	0-10	2
Ti	4200-6500	5105	100-3000	1138	75-4200	838
V	300-420	326	0-180	20	0	0
Cr	10-32	18	0-100	28	0-18	5
Zr	65-100	73	0-56	23	0-42	15
Cu	65-320	125	6-130	25	1-30	8
Pb	0-10	3	0-4	1	0	0
Zn	30-100	41	0	0	0	0
Ga	30-42	35	0-13	2	0-13	2
Yt	24-30	26	0-56	23	0-10	1
Yb	3-13	5	0-6	1	0	0
Sr	100-2000	650	240-32000 240-1000	4166 380	180-3000 180-32000	557 2585
Ba	240-2000	745	0-10000 0-750	938 32	3-240 3-10000	67(10) 969(11)
Li	0-24	8	0-32	10	0-6	1
Be	1-1	1	0-1	1	0-1	0,125

нов. Некарбонатные терригенные песчано-алевритовые, реже гравийно-песчаные зерна составляют от 3-5% (бассейн р.Веди) до 20% (бассейн р.Арпа) от объема породы. Они имеют полуокатанную, угловатую форму, иногда разъеданные контуры и представлены полевыми шпатами (преимущественно плагиоклазами), андезитами, андезито-базальтами, кварцем, силицитами. Изредка наблюдаются мелкие скопления хлорита, пирита и гидроокислов железа. Карбонатность известняков колеблется от 55 до 90%, в среднем заметно падая в разрезах Вайоцдзора. Здесь, особенно в районе с.Малишка, в слоях органогенных известняков нередко встречаются скопления целестина в виде жеод (рис.3.42) размерами от 3x3x5 см³ до 5x10x15 см³. Целестин голубого, голубовато-

белого, желтовато-голубого цвета. Целестиновые образования и вопросы их генезиса рассмотрены в работе А.А.Садояна и Г.М.Миртчаня (1980). Здесь отметим, что в указанных породах основным источником стронция нужно считать карбонатные образования, слагающие биохемогенный цемент, раковины и детрит. Дополнительным источником, вероятно, являются полевые шпаты и продукты вулканической деятельности (Stanley, Faure, 1979). Известно, что значительная часть кораллово-водорослевых карбонатных образований и раковин многих моллюсков, фораминифер и других известь выделяющих организмов первоначально была сложена преимущественно арагонитом (Карбонатные породы, т.1, 1970; т.П, 1971; Kalp et al., 1952; Siegel, 1960). В силу изоморфизма стронция и кальция в кристаллических решетках карбонатных минеральных образований, особенно арагонитовых, в благоприятных условиях стронций может частично замещать кальций.

Выделяющими известь организмами из морской воды наряду с кальцием поглощено и накоплено значительное количество стронция. В стадии диагенеза и катагенеза, после перехода арагонита в кальцит происходит перераспределение вытесненного стронция. Соединившись с сульфат-ионами подземных вод, стронций отлагается в порах и пустотах пород преимущественно в виде целестина. Изредка в пустотах породы под микроскопом наблюдается тонкая кайма ангидрита-гипса, садка которых из поровых вод обычно предшествует садке заполняющего пустоты целестина (Бурков, Подпорина, 1962). В стадии катагенеза и гипергенеза могут образоваться также невыдержанные инфильтрационные жилы целестина. Таким образом, первоначальное извлечение из морской воды и накопление стронция в карбонатных отложениях происходит биогенным путем, а дальнейшее постседиментационное преобразование и минеральное скопление - хемогенным способом.

По данным иммерсионного анализа (таблица 3.31) в минеральном составе органогенно-детритовых известняков присутствуют лимонит, гематит, магнетит, пирит, барит-целестин, биотит, эпидот, авгит, циркон, обыкновенная роговая обманка, гиперстен и рутил.

Результаты химического анализа органогенно-детритовых известняков, в том числе содержащих и прожилки целестина, приведены в таблице 3.42. Характерно высокое содержание целестина в жеодах и жилах Малишкинского месторождения. Данные спектрального анализа

Т а б л и ц а 3.42

Химический состав пород и целестина нижнемолассовой
формации Араксинской зоны

№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	SrO	BaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	SO ₃	S _{общ}	H ₂ O	п.п.п.	Сумма
21	11,17	сл.	4,74	0,53	-	-	40,36	сл.	5,39	сл.	0,51	-	-	30,71	5,91	-	-	0,44	100,30
164	1,40	сл.	0,01	0,99	-	-	6,27	0,73	39,80	3,20	сл.	сл.	-	4,64	39,69	-	-	4,92	101,65
165	2,00	сл.	0,03	2,13	-	-	2,40	0,25	45,76	сл.	сл.	сл.	-	1,54	43,25	-	-	2,04	
96	49,00	0,50	10,91	7,46	-	-	10,00	1,64	сл.	сл.	0,47	-	-	-	1,03	-	-	17,56	98,57
102	2,93	-	2,61	1,44	-	0,55	51,88	1,40	-	-	0,25	-	-	-	-	-	0,33	38,48	99,87
93	30,63	0,39	9,12	4,56	-	0,10	25,55	2,09	-	-	0,65	1,50	-	-	-	-	3,79	22,21	100,59

Обр.21 - органогенный известняк с жеодами целестина; обр.164 - целестин из жеода; обр.165 - целестин из
прожилка; бассейн р.Арпа, район с.Малишка; обр.102 - известняк органогенно-детритовый; обр.93 - мергель -
бассейн р.Веди, район с.Урцадзор

приведены в таблице 3.41. Отметим, что сравнительно большим, рудным образованиям стронция как правило, соответствуют заметные содержания бария, в силу изоморфизма этих элементов (Турекян, Калп, 1959).

Мергели сравнительно мало распространены в разрезах нижнемоласовой формации Араксинской зоны. Это серые, светло-серые, буровато-желтые, средне-толстослоистые плотные породы. Структура их алевро-пелитовая, реже - псаммо-алевро-пелитовая. Основная масса породы сложена микромелкозернистым кальцитом и глинистым веществом. Глинистые минералы представлены монтмориллонитом и гидрослюдами, при преобладании первых. В основной массе определяются известковые раковины микрофауны. Обломочные зерна псаммо-алевропитовой размерности имеют угловатую, полуокатанную форму и составляют 5-10%, изредка до 28% веса породы. В их составе преобладают полевые шпаты и кварц. Редко встречаются обломки силицитов и вулканистов. В минеральном составе тяжелой фракции мергелей (таблица 3.31) обнаружены: гидроокислы железа, магнетит, гематит, авгит, обыкновенная и реже базальтическая роговые обманки, барит-целестин, биотит, пирит, актинолит, циркон, эпидот, цоизит, гранаты.

Данные химического и спектрального анализов представлены в таблицах 3.40, 3.41.

Г л а в а 4

ЛИТОФАЦИАЛЬНО-ПАЛЕОГРАФИЧЕСКИЕ И ПАЛЕО- ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ПАЛЕОГЕОНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ МАЛОГО НАВКАЗА И СОПРЕДЕЛЬНЫХ ОБЛАСТЕЙ

Горные породы палеогенового возраста имеют большое распространение на Малом Кавказе и в сопредельных областях Малой Азии и Ирана. Они представлены мощными (до 5 км) комплексами осадочных, вулканогенно-осадочных и магматических образований, в которых размещены скопления разнообразных полезных ископаемых. Выяснение условий накопления и формирования палеогеновых отложений Армянской ССР и сопредельных регионов в определенных геодинамических обстановках, является одной из главных задач данного исследования.

Исследуемая территория находится в центральной части Тавро-Кавказского сегмента Альпийско-Гималайского складчатого пояса. Значительная часть этого региона расположена между Амасия-Севано-Акеринским (с севера) и Тавро-Загросским (с юга) шовными зонами и в палеогене относилась к активной континентальной окраине Евразии (И.Штеклин, 1979; Р.Стонли, 1979 и др.). Некоторые исследователи (Ломизе, 1972; Хаин, 1975 и др.) в ее пределах выделяют также промежуточную Вединскую зону*. Согласно традиционным геотектоническим концепциям геосинклинали можно отметить, что в палеогеновое время Малый Кавказ находился во второй стадии геосинклинального

*Примеч.редактора: в мезозое Тавр, включая на севере комплекс известняков Мунзурдана, относится, по мнению большинства исследователей, к платформенному комплексу, на котором офиолиты залегают аллохтонно, соответственно Северо-Анатолийско-Севанский офиолитовый шов рассматривается в качестве главного литосферного раздела, севернее которого была расположена активная континентальная окраина. Следуя этой схеме Вединский офиолитовый трог в среднем мезозое, а в палеогене - мощный вулканогенно-осадочный комплекс северной части Ереванско-Ордубадской зоны следует относить к структурам растяжения, активизации параплатформенного, по крайней мере, домезозойского основания.

развития. На значительной части территории Малого Кавказа в палеогене существовал морской режим с устойчивыми и неустойчивыми вулканическими и невулканическими поднятиями, сложенными осадочными и метаморфическими породами. По сравнению с концом верхнего мела, здесь в палеогене (особенно в палеоцене и эоцене), в плане ориентированного расположения основных геоструктурных элементов существенных изменений не наблюдается.

Важным рубежом в изменении состава и интенсивности осадконакопления является средний эоцен, когда преимущественно в морской акватории возникли и начали бурно действовать многочисленные вулканы. Они стали основными поставщиками пирокластического и реже - лавового материалов. Амасия-Севано-Зангезурская зона наряду с Аджаро-Триалетской зоной, Восточными Понтидами и на юго-востоке - Тальшем и горными сооружениями северо-западной части Ирана составили эоценовую вулканическую островную дугу. В ее пределах в сложной гамме среднеэоценовых гетерогенных вулканических и осадочных пород наибольшим распространением пользуются пирокласто-осадочные флишеидные образования.

В конце среднего эоцена и в верхнем эоцене в связи с ослаблением вулканической деятельности формируются отложения карбонатно-терригенной флишевой субформации. В конце верхнего эоцена и в олигоцене происходит резкое изменение в тектоническом развитии региона в связи с пиренейской фазой складчатости. Формируются отложения нижних моласс, а в конце верхнего олигоцена и в нижнем миоцене - пестроцветные, преимущественно красноватые образования молассовой формации.

Графический материал этой главы представлен впервые. Литофациально-палеогеографические карты заметно отличаются от карт аналогичного названия для палеогена, приведенных в томе 5, Геология Армянской ССР, 1974 года: по размеру исследованного региона (охватывают не только территорию Армянской ССР, но и прилегающие области Азербайджанской и Грузинской ССР); они составлены для интервалов времени образования отложений флишевой и нижнемолассовой формаций с учетом новых геологических данных. Палеогеодинамические карты Тетиса составлены Дж.Дернуром и др. (Dercourt et al., 1986) с частичными дополнениями автора (включены ареалы распространения флишевых образований палеогена Армянского нагорья и Малого Кавказа).

4.1. ПАЛЕОЦЕН - РАННИЙ ЭОЦЕН

В данный - раннеэоценовое время значительную часть территории Малого Кавказа и сопредельных районов Ирана и Малой Азии занимало море, с сохранением и расширением основных областей сноса терригенного материала, которые существовали в верхнем сенеоне (Асланян, 1959; Азизбеков, 1961; Габриелян, 1964; Сатиан, 1979, 1984, 1976; Штенлин, 1979 и др.). В южной части исследованной территории располагалась дугообразная прерывистая цепь островных поднятий, континентальных блоков, сложенных преимущественно палеозой-донембрийскими осадочно-метаморфическими породами. Северный, также дугообразный, прерывистый пояс поднятий представлен континентальными блоками Ардаин-Болнисской глыбы и мезозойскими, преимущественно подводными осадочными и вулканическими постройками Сомхето-Нарабахской зоны (рис.4.1). По сравнению с верхним мелом, в данный-раннеэоценовое время происходило некоторое изменение геодинамической обстановки. Для морского бассейна исследованной территории (особенно междуречья Аракс-Нура) одной из основных областей сноса с палеоцена становятся Армянские блоковые поднятия (Южноармянский блок по Дж.Деркуру и др. (Dercourt J. et al., 1986). Хотя и слабыми темпами, продолжали действовать северные зоны поглощения, в основном прекратилось раскрытие южной ветви океана Тетис (рис.4.2).

Недостаточная геодинамическая изученность Малого Кавказа и сопредельных районов затрудняет однозначное определение наклона зоны Беньофа (или зоны Беньофа-Вадати-Заварицного) в этом регионе. Н.М.Мурадян, 1981; С.О.Ачингезян и др., 1983; С.О.Ачингезян, 1985 на основании преимущественно петрохимических исследований считают, что в юрско-палеогеновое время зона Беньофа была наклонена на юг, юго-запад. В.Е.Хаин (1975) в юрско-меловое время допускает наличие некоторых разнонаправленных зон Беньофа. В эоценовое время он полагает существование только Вединской зоны Беньофа, наклоненной на север. Л.П.Зоненшайн и др. (1979); Ш.А.Адамия и др. (1982) считают, что Севанская зона субдукции наклонена на север. Почти все исследователи Р.Стонли, (1979), И.Штенлин (1979), Л.П.Зоненшайн и др. (1979), А.М.Сенгер, И.Илмаз (Sengör, Yılmaz, 1981), Адамия и др. (1982) единодушно принимают северное наклонение зоны Беньофа в Загрос-Таврском поясе.

Представляет большой интерес и является наглядным примером суб-

развития. На значительной части территории Малого Кавказа в палеогене существовал морской режим с устойчивыми и неустойчивыми вулканическими и невулканическими поднятиями, сложенными осадочными и метаморфическими породами. По сравнению с концом верхнего мела, здесь в палеогене (особенно в палеоцене и эоцене), в плане ориентированного расположения основных геоструктурных элементов существенных изменений не наблюдается.

Важным рубежом в изменении состава и интенсивности осадконакопления является средний эоцен, когда преимущественно в морской акватории возникли и начали бурно действовать многочисленные вулканы. Они стали основными поставщиками пирокластического и реже лавового материалов. Амасия-Севано-Зангезурская зона наряду с Аджаро-Триалетской зоной, Восточными Понтидами и на юго-востоке - Тальшем и горными сооружениями северо-западной части Ирана составили эоценовую вулканическую островную дугу. В ее пределах в сложной гамме среднеэоценовых гетерогенных вулканических и осадочных пород наибольшим распространением пользуются пирокласто-осадочные флишеидные образования.

В конце среднего эоцена и в верхнем эоцене в связи с ослаблением вулканической деятельности формируются отложения карбонатно-терригенной флишевой субформации. В конце верхнего эоцена и в олигоцене происходит резкое изменение в тектоническом развитии региона в связи с пиренейской фазой складчатости. Формируются отложения нижних моласс, а в конце верхнего олигоцена и в нижнем миоцене - пестроцветные, преимущественно красноцветные образования молассовой формации.

Графический материал этой главы представлен впервые. Литофациально-палеогеографические карты заметно отличаются от карт аналогичного названия для палеогена, приведенных в томе 5, Геология Армянской ССР, 1974 года: по размеру исследованного региона (охватывают не только территорию Армянской ССР, но и прилегающие области Азербайджанской и Грузинской ССР); они составлены для интервалов времени образования отложений флишевой и нижнемолассовой формаций с учетом новых геологических данных. Палеогеодинамические карты Тетиса составлены Дж.Дернуром и др. (Dercourt et al., 1986) с частичными дополнениями автора (включены ареалы распространения флишевых образований палеогена Армянского нагорья и Малого Кавказа).

4.1. ПАЛЕОЦЕН - РАННИЙ ЭОЦЕН

В даний - раннеэоценовое время значительную часть территории Малого Кавказа и сопредельных районов Ирана и Малой Азии занимало море, с сохранением и расширением основных областей сноса терригенного материала, которые существовали в верхнем сеноне (Асланян, 1959; Азизбеков, 1961; Габриелян, 1964; Сатиан, 1979, 1984, 1976; Штенлин, 1979 и др.). В южной части исследованной территории располагалась дугообразная прерывистая цепь островных поднятий, континентальных блоков, сложенных преимущественно палеозой-донембрийскими осадочно-метаморфическими породами. Северный, также дугообразный, прерывистый пояс поднятий представлен континентальными блоками Ардвин-Болнисской глыбы и мезозойскими, преимущественно подводными осадочными и вулканическими постройками Сомхето-Нарабахской зоны (рис.4.1). По сравнению с верхним мелом, в даний-раннеэоценовое время происходило некоторое изменение геодинамической обстановки. Для морского бассейна исследованной территории (особенно междуречья Аракс-Нура) одной из основных областей сноса с палеоцена становятся Армянские блоковые поднятия (Южноармянский блок по Дж.Деркуру и др. (Dercourt J. et al., 1986). Хотя и слабыми темпами, продолжали действовать северные зоны поглощения, в основном прекратилось раскрытие южной ветви океана Тетис (рис.4.2).

Недостаточная геодинамическая изученность Малого Кавказа и сопредельных районов затрудняет однозначное определение наклона зоны Беньофа (или зоны Беньофа-Вадати-Заварицного) в этом регионе. Н.М.Мурадян, 1981; С.О.Ачингезян и др., 1983; С.О.Ачингезян, 1985 на основании преимущественно петрохимических исследований считают, что в юрско-палеогеновое время зона Беньофа была наклонена на юг, юго-запад. В.Е.Хаин (1975) в юрско-меловое время допускает наличие некоторых разнонаправленных зон Беньофа. В эоценовое время он полагает существование только Вединской зоны Беньофа, наклоненной на север. Л.П.Зоненшайн и др. (1979); Ш.А.Адамия и др. (1982) считают, что Севанская зона субдукции наклонена на север. Почти все исследователи Р.Стонли, (1979), И.Штенлин (1979), Л.П.Зоненшайн и др. (1979), А.М.Сенгер, И.Илмаз (Sengör, Yılmaz, 1981), Адамия и др. (1982) единодушно принимают северное наклонение зоны Беньофа в Загрос-Таврском поясе.

Представляет большой интерес и является наглядным примером суб-



Рис.4.1. Схема распространения флишевых терригенно-карбонатных образований дания-нижнего эоцена. 1. Суша преимущественно устойчивая, сложенная метаморфическими, осадочными и магматическими породами докембрия и палеозоя. 2. Суша неустойчивая, сложенная преимущественно осадочными и вулканическими породами юры и мела. 3. Выходы пород терригенно-карбонатной флишевой субформации. 4. Предполагаемые области распространения пород терригенно-карбонатной флишевой субформации.

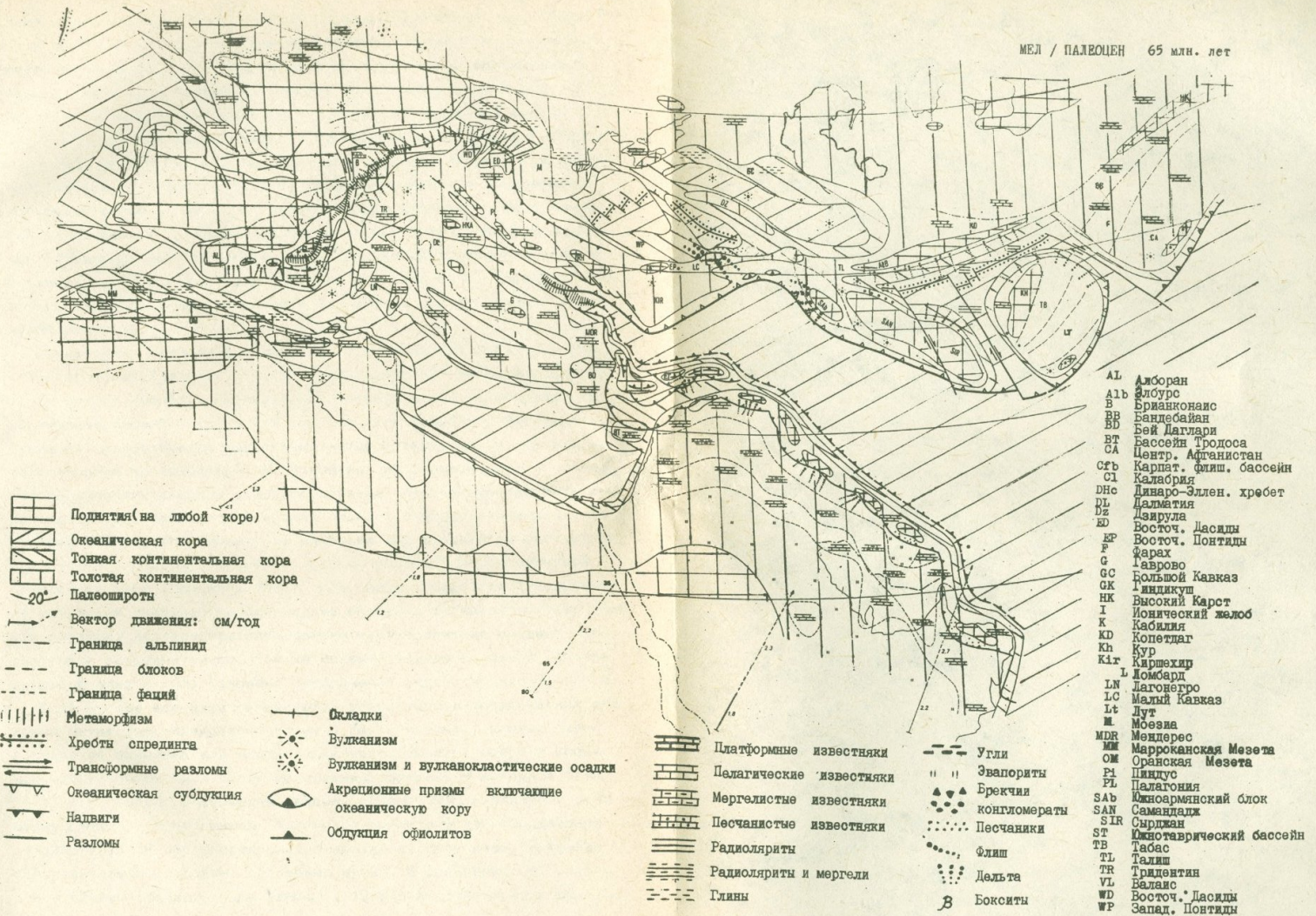


Рис. 4.2. Палеогеодинамическо-палеогеографическая карта Тетиса и его обрамления. Палеоцен. Составлен на основе карты Д.Дернур и др. (1986), с некоторыми добавлениями автора

параллельное расположение юрских, меловых орогенных зон и третичного флиша, находящихся между Малайзийским щитом и Индонезийским желобом (Стонли, 1979). Характерно их постепенное омоложение в сторону желоба, с падающей к северу зрнкой субдукции. Приблизительно такое же субпараллельное расположение зон развития юрских меловых и третичных вулканических, вулканогенно-осадочных и осадочных пород (в том числе и флишевых образований) наблюдается на Малом Кавказе. Это обстоятельство является косвенным доказательством существования северонаправленной зоны субдукции, расположенной южнее Малого Кавказа. Как отмечают Л.П.Зоненшайн и Н.Ле Пихон (Zonenshain and Le Pichon, 1986), некоторое смещение зоны поглощения на юг в конце позднего мела и в палеогене, вероятно связано с раскрытием Черноморской и Каспийской зон растяжения в тыловом бассейне.

Латеральные изменения содержания K_2O по методу В.Р.Диненсона и Т.Хатертон (Хатертон, 1978) в разновозрастных магматических породах Малого Кавказа, не позволяют четко определить направление поглощения океанической плиты (наклон зоны Беньюфа). Заслуживает внимания, но не всегда однозначно интерпретируются результаты литологических исследований. На основании литофациального и палеогеографического анализа в работе сделана попытка восстановить расположение областей сноса и окончательного захоронения осадков палеогена, тем самым уточнить локализацию дна открытого, сравнительно глубокого морского бассейна. Однако учитывая характер морей Тетисского типа (Нарамата 1983), где часто чередуются сравнительно небольшие умеренно-глубоководные бассейны активной континентальной окраины, достоверное определение местоположения океанической пелагиали затруднительно. Тем не менее, обсуждение этого вопроса целесообразно и ниже изложены соображения автора по этому вопросу.

С 1974 года все чаще применяются результаты литологических (особенно петрографо-минералогических и геохимических) исследований в качестве критерий для определения современных и древних геодинамических обстановок осадконакопления. Впервые Н.А.Крук (Crook, 1974) использовал содержания кварца, общего SiO_2 и величины отношения K_2O/Na_2O в песчаниках (флишевых аренитах) для определения геодинамической обстановки их формирования (пассивная, активная континентальные окраины, островные дуги). В дальнейшем В.П.Диненсон и Санзек (Dickinson and Suczek, 1979); Дж.Б.Мейнард и др. (May-

nard et al., 1982); М.Р.Бхатия (Bhatia, 1983); Б.П.Росер и Р.Дж. Норц (Roser and Korsch, 1986) и другие попытались различать и более дробные геодинамические обстановки: островные дуги Японского (континентального) и Марианского (океанического) типа; фронтальные и тыловые бассейны магматических островных дуг; активные континентальные окраины андийского и калифорнийского типа. Как отмечают Дж.Б.Мейнард и др. (1982), литологически удается отличить крайние типы этих обстановок - пассивные континентальные окраины и фронтальные бассейны островных дуг, а древние тыловые бассейны островных дуг, активные континентальные окраины андийского и калифорнийского типа пока трудно четко восстановить. На основании петрографо-минералогического и химического анализа современных морских глубоководных песков Дж.Б.Мейнард и др. (1982), выделили обстановки пассивных континентальных окраин (ТЕ), активных окраин андийского (СА) и калифорнийского (СС) типа, тыловых (ВА) и фронтальных (ФА) бассейнов океанических магматических островных дуг (табл.4.1, 4.2). Для восстановления палеогеодинамических обстановок данные этих таблиц нужно использовать с учетом различий состава современных осадков и формировавшихся после диагенетических и катагенетических изменений древних пород. Сравнение результатов петрографо-минералогических (табл.3.5, 3.6, 3.12, 3.13, 3.24, 3.31) и химических (табл.3.3, 3.4, 3.7, 3.15, 3.17, 3.18, 3.20, 3.21, 3.26, 3.27, 3.32, 3.33) анализов показывает, что отложения палеогена Малого Кавказа и северной части Армянского нагорья, в основном, образовались в бассейнах активной континентальной окраины Евразии с магматической островной дугой.

Как уже отметили, хотя породы флишевой терригенно-карбонатной субформации палеоцена-нижнего эоцена по многим показателям (табл.3.7.) относятся к активным континентальным окраинам (особенно в Базум-Зангезурской зоне), но в них есть также признаки, не характерные для последних. Это в первую очередь относится к незначительной примеси (особенно в Араксинской зоне) продуктов островодужного известково-щелочного вулканизма, заметному содержанию кварца и к преобладанию карбонатного вещества (за исключением района с.Джан-Ахмед южного склона Севанского хребта). Подобные показатели пород палеоцена - нижнего эоцена исследованного региона больше подходят к тектонической обстановке калифорнийского и дремлющим островным дугам пуэрто-риканского типов (Hesse, 1982).

Т а б л и ц а 4.1

Петрология глубоководных морских песков

Тектоническая обстановка	число образцов	Q	F	L	P/F	Lv/L
TE	29	61	26	13	0,13	0,13
SS	7	31	36	33	0,58	0,45
CA	8	16	53	31	0,72	0,98
BA	27	16	34	50	0,64	0,89
FA	9	3	16	81	0,90	0,99

Q - кварц (в %); F - полевые шпаты (в %); L - обломки пород (в %); P/F - отношение содержания плагиоклазов к суммарному содержанию полевых шпатов; Lv/L - отношение содержания вулканических обломков ко всем обломкам пород.

Т а б л и ц а 4.2

Химический состав глубоководных морских песков и ассоциирующих с ними илов

Тектоническая обстановка		SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O
Пески	TE	77,9	9,8	2,9	1,3	4,1	2,0	1,9
	SS	67,8	15,6	3,7	2,3	3,6	2,9	3,9
	CA	69,5	14,1	3,9	1,9	4,4	2,6	3,6
	BA	68,8	14,4	4,5	2,4	4,4	2,0	3,6
	FA	61,5	15,2	7,7	3,8	6,7	1,4	3,8
Илы	TE	65,9	13,7	5,3	2,8	8,2	2,6	1,5
	SS	65,8	14,4	6,8	3,4	4,9	2,0	2,7
	CA	66,1	16,9	6,4	3,2	3,0	2,5	2,4
	BA	68,0	14,9	6,5	3,1	2,8	2,3	2,5
	FA	68,9	12,1	7,2	3,0	4,9	1,5	2,6

Следует отметить, что по данным Р.Бринкмана (Brinkmann, 1972), М.А.Сатиана (1979, 1984) в средне-поздне меловом (допоздне сеноманском) Тетисе, в Битлис-Загросской и Севанской шовных зонах и в промежутке между ними были развиты узкие, вытянутые в субширотном

Т а б л и ц а 4.3
Петрохимические показатели песчаных пород флишевой
формации палеогена южной части Малого Кавказа и
северной части Армянского нагорья

Петрохимические показатели	Магматическая островная дуга				
	дремлющая		активная		
	$P_1 - P_2^1$		P_2^2		$P_2^2 - P_2^3$
	Б-З э.	А.э.	Б-З э.	А.э.	А.э.
Кварц	<u>86-30</u> 15	<u>20-40</u> 25	<u>0-8</u> 2	<u>0-10</u> 3	<u>1-10</u> 5
Полевые шпаты (F)	<u>10-40</u> 20	<u>10-30</u> 15	<u>20-80</u> 55	<u>30-75</u> 48	<u>18-65</u> 30
Плагиоклазы/по- левые шпаты (P/F)	<u>0,4-0,6</u> 0,5	<u>0,2-0,5</u> 0,3	1	<u>0,9-1</u> 0,9	<u>0,5-0,8</u> 0,76
Обломки пород (L)	<u>20-70</u> 35	<u>20-75</u> 40	<u>15-75</u> 44	<u>20-58</u> 46	<u>30-70</u> 55
Вулкан, облом- ки/обломки по- род (Lv/L)	<u>0,1-0,2</u> 0,2	<u>0-0,2</u> 0,1	<u>0,9-1</u> 0,95	<u>0,4-1</u> 0,8	<u>0,6-0,9</u> 0,79
SiO ₂	<u>59,4-65</u> 61,9	<u>72-82</u> 75,9	<u>50-63</u> 55,7	<u>51-69</u> 56,47	<u>54,1-59,4</u> 56,79
TiO ₂	<u>0,51-0,7</u> 0,55	<u>0,2-0,6</u> 0,37	<u>0,2-1</u> 0,58	<u>0,5-1,3</u> 0,65	<u>0,57-0,85</u> 0,61
K ₂ O/Na ₂ O	<u>0,29-0,3</u> 0,30	<u>0,51-0,72</u> 0,57	<u>0,25-1,5</u> 0,75	<u>0,05-1,2</u> 0,60	<u>0,73-1,82</u> 0,95
Al ₂ O ₃ /(CaO+Na ₂ O)	<u>0,58-1,53</u> 1,05	<u>0,2-0,3</u> 0,25	<u>0,78-1,96</u> 1,51	<u>0,9-2,16</u> 1,59	<u>0,75-3,80</u> 1,87
Al ₂ O ₃ /SiO ₂	<u>0,25-0,31</u> 0,28	<u>0,09-0,24</u> 0,17	<u>0,2-0,38</u> 0,29	<u>0,27-0,4</u> 0,31	<u>0,23-0,42</u> 0,29
Fe ₂ O ₃ +FeO+MgO	<u>9,28-14,6</u> 6,94	<u>3,5-5,23</u> 4,5	<u>2,9-15,8</u> 9,47	<u>5,6-11,6</u> 8,93	<u>5,19-9,90</u> 7,72

Примечание: Б-З э. - Базаум-Зангезурская зона,
А.э. - Араксинская зона.

направлении офиолитовые прогибы (троги). В палеогеографической схеме Передней Азии М.А.Сатианом выделяются 9 таких прогибов, которые чередуются с удлиненными мелкими терригенно-карбонатными прогибами и мелкими поднятиями массивов байнальского основания. По указанным авторам офиолитовые трогии формировались, как результат ограниченного рифтогенеза континентальной коры с последовавшим затем мантийным диапиризмом и проявлением основного подводного вулканизма и новообразованием в осевой части трогов коры океанического типа. Породы офиолитовой ассоциации по мнению этих исследователей имеют параавтохтонное залегание. Большинство исследователей (Brunn and Monod, 1973; Книппер 1975; Книппер и Соколов, 1976 и другие) считают, что породы офиолитовой ассоциации Альпийско-Гималайского складчатого пояса залегают аллохтонно и являются реликтами дна обширных бассейнов с океанической корой.

Трансгрессия моря и подъем уровня океана, которые не связаны с этапами потепления климата, глобального таяния ледников могут быть обусловлены активизацией процессов спрединга (Лисицын и др., 1980, Dewey et al., 1973). Следовательно, можно предполагать, что во время верхнемеловой трансгрессии, помимо других зон спрединга Мирового океана, интенсивно действовали и зоны раскрытия в южной ветви Тетиса (рис.4.2).

По сравнению с преобладающим карбонатным осадконакоплением верхнего сенона, в датское и особенно в палеоценовое время в исследованном регионе наблюдается заметное увеличение и огрубение терригенного материала в слоях первого элемента циклотем флишевых отложений. Такое явление можно связать с понижением базиса эрозии, возрастанием и воздыманием областей сноса, то есть с частичной регрессией моря. Эта регрессия в основном резко отразилась на осадконакоплении в мелководных, литоральных зонах шельфа и сравнительно слабо повлияла на флишевый седиментогенез в умеранно-глубоководных трогах. И действительно, наличие мощных терригенно-карбонатных турбидитных образований, присутствие гемипелагических глин и мергелей с фауной планктонных фораминифер в верхней части разрезов циклотем доказывает существование умеранно-глубоководных морских обстановок, где завершалось флишевое осадконакопление.

В палеоценовое время, вероятно, происходило опускание дна океана из-за резкого уменьшения порядков расширения - спрединга, и,

соответственно, понижение, уменьшение объемов океанических хребтов (Dewey et al., 1973). Для этого времени почти нет доказательств конседиментационной вулканической активности окраин плит, зон субдукции.

Итак, в бассейне среднего течения р.Аранс в даний-палеоценовое время в слабоизмененном виде сохранились те устойчивые элементы ландшафта, которые существовали в конце сенона.

С датского времени начинается медленное понижение базиса эрозии, которая в флишевых бассейнах фиксируется накоплением преимущественно песчано-алевритовых известняков первого элемента циклотем. В палеоцене воздымание южных континентальных блоков (микроконтинентов) заметно возрастает. Становятся локальными областями сноса и некоторые мезозойские офиолитовые комплексы Амасия-Севанской и Вединской зон. Об этом свидетельствует сравнительно частая встречаемость в палеоценовом разрезе Приараксинской зоны, в южной части Еревано-Ордубадской подзоны турбидитных последовательностей, начинающихся конгломератами и гравелитами, в петрографическом составе обломочной части которых, помимо преобладающих известняков, часто встречаются обломки кварцитов, а в Зовашен-Урцадзорской полосе - офиолитокластов, особенно спилитов, диабазов. Офиолитокласты встречаются также в палеоцен-нижнеэоценовых песчано-гравийных известняках и конгломератах с.Дашкерни Амарийского и с.Цовагах Севанского районов.

В флишевых разрезах нижнего эоцена отмечается резкое уменьшение, а в верхней части - отсутствие циклотем I и II типов, которые соответственно начинаются конгломератами и гравелитами. Здесь, в основном, преобладают циклотемы, где первый элемент представлен преимущественно песчано-алевритовыми породами и в разрезах Ц_{III} и Ц_{IV} заметно увеличивается доля мергелей. Следовательно, можно предполагать о повышении базиса эрозии, о начале трансгрессии в раннем эоцене*. Действительно, в прибрежных частях южных островных поднятий (например в Урц-Вайоцдзорском хребте) наблюдается трансгрессивное залегание нижнеэоценовых массивных алевритистых известняков с редкими *Nummulites planulatus* на породах палеозоя.

Таким образом, в унаследованных от верхнего мела умеренно-глу-

*Примечание редактора: начало трансгрессии в раннем эоцене и подкрепляет мнение о том, что верхним пределом терригенно-карбонатной флишевой субформации является палеоцен (см.раздел 3.1.1).

боководных частях даний-нижнеэоценового морского бассейна (например в центральной и северной частях Еревано-Ордубадской подзоны) продолжалось непрерывное осадконакопление флишевого типа, с согласным залеганием слоев. Здесь в плане расположения и в элементах залегания верхний сенон-палеоэоценовых слоев заметных изменений почти не наблюдается.

В шельфовой, прибрежной частях моря, особенно у южных континентальных блоков (микроконтинентов и мелких поднятий) в даний-раннеэоценовое время, вероятно, формировались трансгрессивно-регрессивные серии осадков, часть которых в дальнейшем не сохранилась (см. рис. 4.3).

Небольшие мощности (до 100 м) даний-нижнеэоценовых карбонатных (нередко водорослево-мшанково-фораминиферовые известняки) и терригенных (часто известковые гравелиты, конгломераты) отложений, выраженных преимущественно литоральными шельфовыми фациями, отмечаются на юге Еревано-Ордубадской подзоны.

Здесь они (в основном нижнеэоценовые отложения) в виде узкой полосы несогласно залегают на палеозойских породах (районы сс. Шаган, Биралу, Советашен, Арени, Хачик, верховья бассейна р. Джагри). Отметим, что особенно на юге преобладающими терригенными компонентами даний-нижнеэоценовых отложений являются обломки палеозойских и более древних пород (кварц, кварциты, известняки). Таким образом, основной областью сноса обломочного материала можно считать крупные и мелкие островные поднятия преимущественно палеозойских и эопалеозойских пород. Эти невулканические поднятия в виде прерывистой дугообразной цепи протягивались от Ирана на юго-востоке к Армянскому нагорью - на западе. Анализ литературных данных по Малой Азии и Ирану (Explanatory text of the geological map of Turkey, 1:500000, Erzurum. Compiled by Altinei I. E., 1963; Explanatory text of the Zanzan Quadrangle map 1:250000. Compiled by Stoklin I. and Eftekharenezhad I., Geol. Survey of Iran, 1969; Kamen-Kaye, 1971; Sengor A.M.C., Yilmaz Y., 1981, Sestini, 1971; Штенклин, 1979) показывает, что терригенно-карбонатные флишевые отложения дания-нижнего эоцена образовались также в морских трогах Центральной, Восточной Анатолии и Северо-западного Ирана. С юга этот бассейн был ограничен мелкими и крупными невулканическими блоками (микроконтинентами) типа Ниршехирского, Битлис-Ванско-

го и др., которые прерывистой цепью протягиваются с запада на восток, юго-восток.

Крайними северными границами флишевых бассейнов являются поднятия южной окраины Русской платформы (Скифской зоны и Большого Кавказа), также сложенные палеозойскими-докембрийскими образованиями.

Таким образом, основные бассейны накопления даний-нижнеэоценовых турбидитов были расположены между нынешними хребтами Большого Кавказа и Тавро-Загросса, расстояние между которыми в указанное время было несколько раз больше, чем сейчас.

В этом крупном морском бассейне с юга на север наблюдаются три зоны интенсивного накопления отложений флишевого типа: *Восточно-Анатолийско-Северо-Иранская; Понт-Малокавказская; зона северо-западного и южного склона Большого Кавказа.*

Указанные зоны представляли дугообразно вытянутые трюги-сравнительно узкие морские бассейны субширотного и кавказского (СЗ-ЮВ) простирания. Эти бассейны накопления турбидитных отложений, а кратко их можно назвать флишевыми бассейнами, в даний-раннеэоценовое время существенно не отличались друг от друга.* В них, в основном, преобладало терригенно-карбонатное осадконакопление турбидитного генезиса.

Ниже излагаются основные черты условий осадконакопления в флишевом бассейне Малого Кавказа.

Как и в других флишевых бассейнах, даний-нижнеэоценовое море Малого Кавказа, характеризовалось наличием узкой полосы шельфа. Отложенный здесь мелководный терригенно-карбонатный материал, в основном, вдольбереговыми, а также перпендикулярным к берегу течениями уносится и сбрасывается в аккумулятивные зоны внешнего края шельфа, в верхней части подводных каньонов, где сравнительно быстро накапливалось большое количество осадков, которые скоро выходят из состояния гравитационного равновесия и под влиянием разного рода сотрясений, часто тектонических, отрываются громадными массами и сползают вниз по подводному склону микроконтинента или остров-

*Примеч.редактора: следует обратить внимание на карбонатно-детритовый тип формации дания-палеоцена в Агстевском прогибе и в Прикуринской (Предмалокавказской) зоне (Сатиан, 1979), кроме того вряд ли можно согласиться с утверждением автора о незначительных различиях флишенакпления, например, в Еревано-Ордубадской зоне, сравнительно с Амасийско-Севанской, о чем свидетельствуют приводимые им разрезы палеогена в целом.

ЛИТОЛОГО-ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ КАРТА АРМЯНСКОЙ ССР
И СОПРЕДЕЛЬНЫХ ОБЛАСТЕЙ (МЕЖДУРЕЧЬЕ АРАКС-КУРА)
ДАНИЙ-НИЖНИЙ ЭОЦЕН
(ВРЕМЯ ОБРАЗОВАНИЯ ТЕРРИГЕННО-КАРБОНАТНОЙ
ФЛИШЕВОЙ СУБФОРМАЦИИ)

М 1:600 000
1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19 20 21 22 23 24 25 26 27 28 29 30 31 32 33 34 35

Составил А.А.САДОЯН
с учётом литературных данных

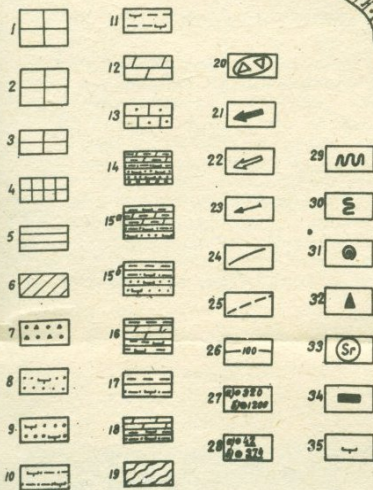


Рис.4.3. Литолого-палеогеографическая карта Армянской ССР и сопредельных областей междуречья Аракс-Кура. Даний-нижний эоцен (время образования отложений терригенно-карбонатной флишевой субформации).

- Суша устойчивая, сложенная осадочными, метаморфическими и магматическими породами.
- Суша устойчивая, сложенная преимущественно осадочными породами.
- Суша неустойчивая, сложенная магматическими, метаморфическими и осадочными породами.
- Временная область сноса, сложенная преимущественно породами офиолитовой ассоциации.
- Подводные поднятия.
- Мелководная, преимущественно шельфовая зона моря.
- Умеренно глубоководная область моря.
- Конгломераты и брекчии.
- Гравелиты известковые и гравийные известняки.
- Песчаники известковые и песчаные известняки.
- Алевролиты известковые и алевритовые известняки.
- Глины известковые.
- Мергели.
- Известняки органогенно-обломочные.
- ^а Чередование конгломератов, известковых гравелитов или гравийных известняков, известковых песчаников или песчаных известняков, известковых алевролитов или алевритовых известняков и глинистых мергелей.
- ^б Чередование известковых песчаников, песчаных известняков, известковых алевролитов и алевритовых известняков, мергелей и глин.
- Чередование известковых алевролитов или алевритовых известняков, мергелей и глин с преобладанием мергелей.
- Чередование известковых алевролитов и глин.
- Чередование мергелей и глин.
- Олистоостромы.
- Участки тектонического меланжа.
- Главные направления сноса обломочного материала.
- Второстепенные направления сноса обломочного материала.
- Направления гравитационных (мутьевых) потоков.
- Границы суш и других областей сноса.
- Границы площадей распространения литологических комплексов.
- Изопахиты.
- Мощности полные: а) в естественных обнажениях, б) в сваяжинах.
- Мощности неполные: а) в естественных обнажениях, б) в сваяжинах.
- Механоглифы.
- Биоглифы.
- Фауна.
- Нефть и газ.
- Целестин и стронцианит.
- Уголь.
- Знак известковистости в породах смешанного состава.

ного поднятия. В зависимости от силы сотрясения, количества и литологического состава преобладающих типов осадков, уклона рельефа и других факторов возникают разные гравитационные потоки (Dzulynski et al., 1959; Stauffer, 1967; Carter, 1975; Walker, 1978; Hampton, 1979; "Формация Санмарского аллохтона", 1978).

В Малокавказском флишевом бассейне часто возникали мутьевые (турбидные или турбидитные) потоки. Местами и особенно в южной и юго-западной частях Еревано-Ордубадской подзоны образовались обломочные, песчаные потоки (Садоян, 1983). В районе с.Двин в разрезе флишевых образований дания-палеоцена выделяется небольшой участок олигостромового типа.

В Малокавказском бассейне в даний-раннеэоценовое время можно выделить две основные зоны интенсивного накопления отложений гравитационных (турбидитных) потоков. В южной, Араксинской зоне таковой являлась Еревано-Ордубадская подзона, где мощность терригенно-карбонатной субформации дания-нижнего эоцена колеблется от 1000 м (у с.Агулис) до 1200 м (у с.Мхчян). На севере и северо-западе - это Аджаро-Триалетская зона Грузии и Аджиноурская подзона Западного Азербайджана, где мощности отложений указанного возраста достигают до 1500 м.

Известно, что максимальные мощности современных турбидитных отложений отмечаются в приустьевых частях подводных каньонов, у подножий континентальных и островных склонов, иногда в небольшом удалении от них - образования среднего веера подводного конуса выноса с сапрофеновыми лопастями (suprafan lobes) - Нормарк, 1978, Normark, 1978; Уокер, 1978; О.Н.Леонтьев, Г.А.Сафьянов, 1973; Ф.П.Шепард, 1969 и др.). Следовательно, можно предполагать, что вышеуказанные зоны больших мощностей флишевых отложений образовались в почти таких же или близких к ним условиях - в умеренно-глубоководных частях Малокавказского моря.*

*Примеч.редактора: утверждение автора об умеренно-глубоководных условиях накопления палеогенового флиша не разделяется многими исследователями (Габриелян, 1959, 1964, 1970; Саркисян, 1966; Вегуни, 1979; Сатиан, 1979 и др.). Признана градационная слоистости, которая может образоваться и при гравитационных срывах осадков (турбидитов) в мелководном бассейне, сопровождаются наличием остатков нуммулитов, местами рифостроящих организмов, резкими латеральными вариациями типов отложений, с переходом к востоку в вулканические, нередко наземные накопления, наконец, по восходящему разрезу верхнеэоценовые флишевые накопления постепенно сменяются в Еревано-Вединской подзоне явно мелководными и прибрежными отложениями Шорахбюрской свиты олигоцена.

С юга (южная часть Еревано-Ордубадской подзоны) на север (Севано-Акеринская и далее центральная часть Прикуруинской зоны) наблюдается тенденция уменьшения суммарной мощности терригенно-карбонатных флишевых отложений (часто до 200-400 м в районах сс.Нахси, Агнджадзор, Нирс и др.), мощности циклотем, отдельных слоев и медианного размера зерен пород, слагавших 1 э.ц.

Ближе к южным источникам сноса развит грубый флиш, в разрезах циклотем которых резко преобладают конгломерато-песчаные породы. Типичной областью распространения грубого (диного) флиша является полоса длиной 30 км, протягивающаяся от пос.Масис до горы Котуц. В районе развалин с.Чатма наблюдаются образования песчаного потока. Небольшие участки развития грубого флиша отмечаются в Нахичеванской АССР, в бассейнах рек Джагри, Гилянчай и Агулисчай. Обычно они встречаются в средней и верхней частях разреза терригенно-карбонатной субформации.

Проксимальные турбидиты, образования преимущественно среднего веера (*mid fan*) сравнительно хорошо развиты в южной и центральной полосах Еревано-Ордубадской подзоны. Переходные от проксимальных к дистальным и дистальные турбидиты по Уокеру, образования среднего и нижнего (*low fan*) вееров подводных конусов выноса развиты в центральной и северо-западных частях Еревано-Ордубадской подзоны и в Севано-Ширакской подзоне Базум-Зангезурской зоны (рис.4.4).

Таким образом, с юга на север наблюдается тенденция *углубления* даний-нижнеэоценового морского бассейна, удаления от основных областей сноса обломочного материала. Об умеренно-глубоководном (до 2000-3000 м) характере этого трогообразного морского бассейна свидетельствует также состав планктонных фораминифер, встречающихся в известковых пелитоморфных породах дания-нижнего эоцена. Доказательством умеренно-глубоководного морского бассейна можно считать и наличие маломощных прослоев очень слабо известковистых глин (гемипелагических), которыми иногда завершаются разрезы циклотем.

Результаты математического анализа на ЭВМ показывают (Садоян, Сафарян, 1984), что между мощностями мергелей и глин (II эц и III эц) циклотем часто наблюдается отрицательная корреляционная связь. Это означает, что с прекращением осаднения пелитового материала мутьевого потока постепенно возрастает роль гемипелагического глинистого вещества.

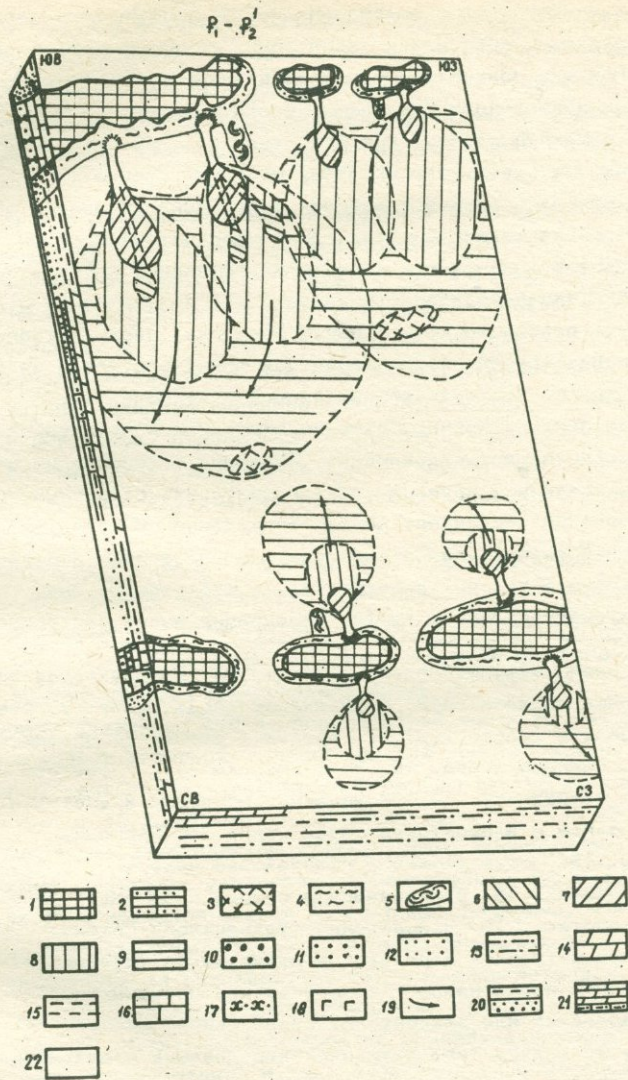


Рис.4.4. Схематическая модель обстановок осадкообразования на территории Армянской ССР в даний-нижнеэоценовое время.
 1. Суша (остров) с низкими, средними горами. 2. Суша (остров)

В даний-нижнеэоценовых отложениях исследованной территории выделяются следующие ассоциации характерных минерало-петрографических компонентов, приуроченных к определенным провинциям:

1. Обломки известняков, кварциты, кварц, циркон.
2. Кварц-слюдяные сланцы, гранаты, турмалин, рутил, эпидот.
3. Обломки эффузивов, плагиоклазы, магнетит, эпидот.

Первая, наиболее распространенная ассоциация связана в основном с палеозойско-триасовым терригенно-карбонатным комплексом, который развит в южной части территории Армянской ССР и в Нахичеванской АССР (Урц-Вайоцзорский хребет) и в правобережье р. Аракс (пограничные) районы Ирана и Турции. Возможно, часть материала этой ассоциации (особенно для Ширанской зоны) поступала из Болнис-Ардвинской группы континентальных блоков палеоподнятий.

Вторая ассоциация преимущественно относится к метаморфическим породам нижнего палеозоя-докембрия. Питающие ее провинции нередко совпадают с мелкими и крупными невулканическими островными сушами первой ассоциации (например, Айттап-Эчмиадзинское поднятие). Арзакан-Апаранский массив имел второстепенное значение в поставке обломочного материала так как заметная часть его площади была покрыта отложениями верхнего мела. Третья ассоциация имеет локальное рас-

3. Подводные поднятия. 4. Шельфовая зона.
5. Подводные оползни. 6-9. Турбидитные образования: 6. осадочной лопасти (сапрофена), 7. верхнего веера, 8. среднего веера, 9. нижнего веера. 10. Конгломераты. 11. Гравелиты и гравийные известняки. 12. Песчаники и песчаные известняки.
13. Алевролиты и алевритовые известняки. 14. Мергели.
15. Глины. 16. Палеозойские и мезозойские известняки. 17. Кварцевые песчаники. 18. Вулканические породы преимущественно среднего состава. 19. Направление турбидитного потока. 20. Флишевого типа ритмичное чередование известковых гравелитов или гравийных известняков, песчаников или песчаных известняков, алевролитов или алевритовых известняков, мергелей и глин. 21. Флишевого типа ритмичное чередование известковых алевролитов или алевритовых известняков, мергелей и глин.
22. Морские, преимущественно пелагические осадки.

пространение и в основном, связана с верхнемеловыми, возможно и с юрскими вулканическими, офиолитовыми комплексами, представленными преимущественно подводными поднятиями, которые находились в центральной (бассейн р. Веди) и северной (Сомхето-Нафанская и Севано-Акеринская зоны) частях даний-нижнеэоценового моря Малого Кавказа.

По данным битуминологических анализов (Пайразян, 1964; Атанесян и др., 1981), в даний-нижнеэоценовых отложениях содержание Сорг. часто составляет 0,27-0,86%, в элементарном составе хлороформенного битумида углерод и водород резко преобладают над суммой кислорода, азота и серы; в компонентном составе битумида масла и полиэтиленовые смолы преобладают над асфальтами.

По данным минералогического анализа, содержание пирита в тяжелой фракции пород, отобранных из скважин, значительное (до 90%, часто больше 50%); редко встречается глауконит; глинистые минералы представлены гидрослюдами и монтмориллонитами (Садоян, Гаспарян, 1975).

Таким образом, можно предполагать, что осадконакопление в даний-раннеэоценовом морском бассейне происходило, в основном, в восстановительной геохимической среде. В мелководных узких шельфовых зонах южных островных поднятий можно предполагать наличие слабо окислительной геохимической среды.

Следует отметить, что в самой верхней части многих разрезов нижнего эоцена северной и южной Армении констатируется пестроцветная пачка терригенно-карбонатных и карбонатно-терригенных пород мощностью от 10 до 200 м, часто 20-40 м.

Наличие в буровато-розовых известковых алевролитах, глинах, известняках и мергелях этой пачки фораминифер и зубов акулы исключает лагунно-континентальный их генезис. Возможно, в конце раннего эоцена обнажились и стали основными областями сноса древние коры выветривания на микроконтинентах и мелких островах, сложенных преимущественно палеозойскими породами. Нужно учитывать и тот факт, что наземный растительный покров на докембрий-нижнепалеозойских сушах был незначительным и там накопились окисные соединения железа. Как отмечают Хворова и др. (1978), по данным Зиглер, Мак Керроу (Ziegler, Kerrow), поступающий с таких суш в больших объемах обогащенный гидроокислами железа материал формирует в морях крас-

ноцветные отложения. Подобные красноцветы встречаются в геосинклинальных сериях Аппалачей, Британских островов и Норвегии.

В разрезах девона и карбона Урц-Вайоцдзорского хребта нередко встречаются слои бурых, коричневых кварцевых песчаников и глинистых сланцев. Здесь же наблюдаются латеритовые коры выветривания. Вероятно в погребенных отложениях нижнего палеозоя бассейна реки Аракс можно ожидать наличие мощных пачек красноцветных образований. Напомним, что мощные красноцветные отложения нижнего кембрия обнажаются в СЗ части Ирана, в районе горы Солтание (Штоклин и др., 1965). Вероятно, во второй половине раннего эоцена (до или во время трансгрессии) на сушах наступил период пенеппенизации, развития латеритовых (или типа *terra rossa*) кор выветривания. В указанное время с областей сноса начал интенсивно поступать терригенный материал, который был обогащен окисными соединениями железа и содержал незначительное количество органического вещества. В результате этого в сравнительно небольших, узко вытянутых морских бассейнах формировались пестроцветные отложения конца нижнего эоцена и, возможно, начала среднего эоцена.

Известно, что для палеоклиматических реконструкций основными моментами являются литологические и палеонтологические критерии. Полиминтовый состав обломочной части пород дания-нижнего эоцена, наличие (в небольших количествах) неустойчивых к выветриванию минералов, преобладание среди глинистых минералов гидрослюд и монтмориллонита свидетельствуют об активности тектонического режима питающих провинции. В этих условиях для выяснения палеоклимата большое значение приобретают палеозоологические, палеоботанические и палинологические данные.

По данным споро-пыльцевого анализа (Я.Б.Лейе, 1965) климат в надводных областях сноса в даний-раннеэоценовое время был теплым, переменновлажным. В палеоцене намечается тенденция аридизации климата и появление первых ксерофильных растительных ассоциаций. Скудный комплекс встречающихся в отложениях терригенно-карбонатной флишевой субформации фауны (фораминиферы, в том числе редкие, переотложенные известковые раковины нуммулитов, обломки пелеципод, водорослево-коралловых известняков) свидетельствуют о теплом, стеногалинном режиме вод шельфовой зоны даний-нижнеэоценового морского бассейна. По данным Н.А.Ясаманова (Ясаманов, 1978), в Закавказье

ые среднегодовые температуры приповерхностных вод в палеоцене (по нуммулитам) достигали 25,2°C.

Таким образом, наличие остатков теплолюбивой фауны дает основание заключить (см. также палеогеографические схемы в книгах "Палеогеография СССР, т.3 и т.4, 1975), что территория Малого Кавказа и сопредельных районов находилась в тропическом климатическом поясе.*

Анализ петрографо-минералогического состава пород показывает, что в данный палеоценовое время в исследованном регионе не отмечаются признаки вулканической деятельности. Для большей части территории Армянской ССР и бассейна среднего течения р.Аракс в раннем эоцене продукты бурного вулканизма не констатируются (Джрбашян, Садоян, 1980). Появление в терригенно-карбонатных породах верхней части разрезов нижнего эоцена незначительного содержания авгита и обыкновенной роговой обманки, вероятно, можно связать с вулканизмом, действовавшим, в основном, за пределами исследованного региона. По литературным данным, вулканические и вулканогенно-осадочные породы нижнего эоцена встречаются в разрезах Горного Талыша (Геология СССР, т.47, Азербайджанская ССР, 1972) возможно, и в Аджарии (Лорднипанидзе, Занариадзе, 1974).

В бассейне левобережья р.Аракс отмечаются сравнительно большие (выше кларка) содержания стронция в породах терригенно-карбонатной флишевой субформации дания-нижнего эоцена (Садоян, Мкртчян, 1980), а в районе Ераносского хребта было выявлено стронцианит-целестинное проявление (Сатиан и др., 1966). Основным источником стронция в этих породах можно считать карбонатные, преимущественно органические образования, которые часто первоначально были представлены арагонитом (в раковинах фораминифер, некоторых моллюсков, в кораллах и др.). В силу изоморфизма кальция и стронция в кристаллических решетках карбонатных, особенно арагонитовых, минеральных соединений в благоприятных условиях участвует и стронций, частично замещая кальций. Таким образом, известь выделяющими организмами из морской воды нормальной соленности наряду с кальцием был

*Примеч. редактора: Я.А.Ясаманов (1985) предполагает существование в палеоцене Среднего и Ближнего Востока аридного климата, слабо засушливого. На это указывают в частности гипсоносность отложений, повышенная стронциеносность. Отнесение автором региона к тропическому поясу на наш взгляд спорно. Необходимо уточнение границы тропической и аридной зон по меридиану Кавказа.

поглощен и накоплен стронций в осадках. В стадии диагенеза и на тагенеза после инверсии арагонита в кальцит происходит перераспределение вытесненного стронция. Соединившись с сульфат ионами подземных вод, стронций отлагается в порах, пустотах пород дания-палеогена в виде целестина.

4.2. СРЕДНИЙ ЭОЦЕН

В начале среднего эоцена на территории Малого Кавказа и сопредельных областей Ирана и Малой Азии существенные изменения в геоструктурном плане сравнительно с даний-нижнеэоценовым этапом не происходили. На фоне общего сближения Евразийского и Афро-Аравийского континентов в этом регионе продолжало существовать умеренно-глубоководное море - часть сузившегося мезозойского океана Тетис.* С юга в субширотном направлении в нем располагались островные, часто устойчивые поднятия, представленные преимущественно континентальными, платформенными блоками окраин Гондваны. С востока, юго-востока на запад протягивались иранские, армянские (Зангезурское, Урц-Вайоцдзор-Джувинское, Араратское, Айнтап-Эчмиадзинское и др.) и малоазиатские группы невулканических поднятий. На севере дугообразно располагались поднятия, в основном, устойчивые - Ардвин-Болнисские и неустойчивые, временами превращающиеся в подводные - Сомхето-Нарабахская группа поднятий (рис.4.5). В течение среднего эоцена геодинамическая обстановка исследованной области меняется.

В Понтидах, на Малом Кавказе, в Талыш-Эльбурсской зоне начинается интенсивный вулканизм известково-щелочного, преимущественно андезитового типа. От Балкан до Лута формируется эоценовый вулканический островодужный пояс: дугообразная, прерывистая цепь надводных и подводных вулканов (Нороновский, 1979). Они стали основными поставщиками обломочного и вулканического продуктов в среднеэоценовые бассейны седиментации (Садоян, 1983). На территории Армян-

*Примеч. редактора: среднеэоценовые офиолитовые разрезы в регионе Передней Азии не известны и, надо полагать, к этому времени коллизия литосферных плит завершилась воссозданием коры континентального типа. В этом смысле речь должна идти о реликтовых бассейнах некогда существовавшего и "захлопнувшего" крупного океана или же нескольких малых океанических бассейнов.

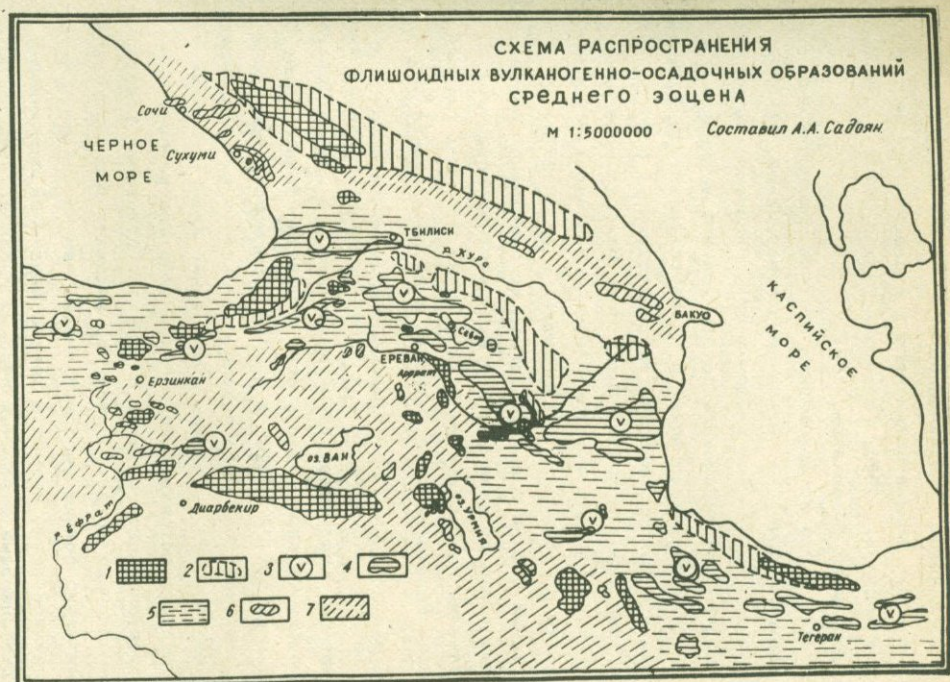


Рис.4.5. Схема распространения флизоидных вулканогенно-осадочных образований среднего эоцена. 1.Суша преимущественно устойчивая, сложенная метаморфическими, осадочными и магматическими породами докембрия и палеозоя. 2.Суша неустойчивая, сложенная преимущественно осадочными и магматическими породами юры и мела. 3.Ареалы интенсивного проявления вулканизма. 4.Выходы пород вулканогенно-осадочной флизоидной субформации. 5.Предполагаемые области распространения вулканогенно-осадочных флизоидных образований. 6.Выходы пород карбонатно-терригенной флизоидной субформации и карбонатно-терригенной формации среднего эоцена. 7.Предполагаемые области распространения карбонатно-терригенных, часто флишевых образований среднего эоцена.

ской ССР среднеэоценовые вулканические очаги были расположены преимущественно вдоль Амасия-Севанского и Анкаван-Сюникского глубинных разломов (Асланян, 1980; Габриелян и др., 1968; Джрбашян и др., 1976; Джрбашян, Мнацканян, 1981).

Можно полагать, что в исследованном регионе эоценовый вулканический островодужный пояс, по сравнению с мезозойским, заметно (до 50 км, реже до 100 км) был смещен к югу. Вероятно, желоб, где поглощался исходный для эоценового островодужного вулканизма материал, находился значительно южнее и соответствовал или Вединской (по В.Е.Хайну), или Загрос-Таврской зонам субдукции. В последнем случае наклон зоны Беньюфа должен быть более пологим. Возможно также наличие зон субдукции в Севано-Амассийном поясе для Аджаро-Триалетской части островной дуги (Зоненшайн и др., 1979).

Итак, в среднем эоцене в вышеуказанном островодужном поясе формируются мощные толщи вулканических и вулканогенно-осадочных пород с максимальными мощностями до 4 км в Иране и 5 км в Аджарии. На большей части Малого Кавказа мощности этих образований достигают 2,5 км.

Следует отметить, что в Иране и в Армении среднеэоценовый вулканизм, в основном, имел андезитовый характер, а в Аджаро-Триалетии - андезито-базальтовый, базальтовый и щелочно-базальтовый. По данным Адамия и др. (1974, 1980) в Бургас-Черноморско-Аджарской интрадуговой рифтовой зоне преобладали излияния толеитовых базальтов. Среди указанных вулканических образований Малого Кавказа и сопредельных районов островодужного пояса заметное распространение имеют и субвулканические тела. В разрезах отложений Севано-Ширакского синклинория продукты кислого, андезито-дацитового вулканизма сравнительно больше распространены, чем на юго-восточной, в Анкаван-Сюникской зоне. Именно в Севано-Ширакской синклинории выявлены среднеэоценовые отложения морских пирокластических потоков, спелкшихся туфов (Садоян, 1984, 1985). Туфы среднеэоценовых разрезов юго-восточной части региона (Варденисский, Зангезурский, Мегринский хребты) по составу сравнительно более основные (андезито-базальтовые, андезитовые), чем в северной, северо-западной частях республики. Надо полагать, что так же меняется и состав одно-возрастных магматических пород. Известно, что в кислых вулканитах содержание K_2O обычно больше, чем в основных. Как уже отмечалось,

имеющиеся в распоряжении автора данные химических анализов среднеэоценовых вулканических пород на сравнительно небольшой территории (около 20000 км²), вероятно, недостаточны для обоснованного заключения. Исходя из метода В.Р.Диненсона и Т.Хатертон (1978), можно лишь предположить, что зона Беньюфа между Битлис-Загросским и Амасия-Севанским шовными поясами была наклонена на север.

Анализ петрографо-минералогического состава и геохимических показателей пород вулканогенно-осадочной флишеидной субформации Малого Кавказа и северной части Армянского нагорья, а также сравнение таблиц 4.1 и 4.2 показывает, что отложения среднего эоцена указанного региона накопились в геодинамической обстановке магматической островной дуги. Своеобразный набор вулканокластических и вулканогенно-осадочных пород среднего эоцена Базум-Зангезурской зоны с преобладанием продуктов андезитового вулканизма, близкое к единице величины отношения R/F и Lu/Li очень низкие значения K_2O/Na_2O более характерны для фронтальной части островной дуги. В Араксинской зоне, особенно в ее южной части, отмечается заметное уменьшение пирокластического, увеличение карбонатного и терригенного материала. Это, кажущееся парадоксальным явление вероятно связано с близостью цепи невулканических островных поднятий к расположенному на юге желобу.

Следует отметить, что некоторые литологические показатели Араксинской зоны соответствуют условиям тылового бассейна. Как правило, в мелких тыловых бассейнах, где не раскрыт океанический разрез коры, обычно развиты мелководные отложения. Но в центральной и северной частях Араксинской зоны развиты вулканогенно-осадочные турбидиты. Вероятно палеогеновый тыловой бассейн находился севернее вулканических поднятий Базум-Зангезурской зоны, в Среднекуруинской (Азербайджанская часть) депрессии, где отмечаются сравнительно мало мощные среднеэоценовые разрезы карбонатно-терригенных отложений преимущественно нефлишевой ассоциации.

Современным аналогом средне-поздне эоценовой геодинамической обстановки Малого Кавказа и сопредельных областей можно считать Эллинскую магматическую островную дугу (Бижю Дюваль и др., 1979; Келуод et al., 1982), где с юга на север соответственно расположены: а) система Эллинских желобов (Эллинский, Плинский, Страбонский); б) невулканические островные поднятия (Крит, Родос и дру-

гие; в) вулканические островные (Санторин, Тирасия, Аспрониси) и подводные поднятия; г) невулканические мелкие острова (кристаллические массивы) Никлад; д) Эгейский тыловой бассейн.

Из-за невысокой эксплозивности андезитового и риолитового вулканизма, среди общей массы продуктов среднеэоценовых извержений резко преобладает пирокластический материал. Этим и обусловлено было развитие пирокласто-осадочного (часто флишевого типа) осадочно-накопления на Малом Кавказе, в северо-западной части Ирана и в северо-восточной части Малой Азии. Мощная вулканогенно (пирокласто)-осадочная формация среднего эоцена, указанных регионов имеет довольно сложный, гетерогенный состав с преобладанием турбидитных образований. При этом в тех разрезах, где преобладают отложения подводных гравитационных потоков, обособляется пирокласто-осадочная флишеидная субформация среднего эоцена (Садоян, 1983).

Пирокласто-осадочные флишеидные отложения формировались преимущественно в умеренно-глубоководных морских условиях. Они накопились в трогах обеих склонов цепи вулканических построек (рис.4.6). На территории Армянской ССР разрезы формации северных трогов, в основном, относятся Гунасянскому, Джавахетскому, Ширанскому, Баэумскому, Памбанскому, Арегунийскому, Севанскому хребтам, а южных - Гегамскому, Варденисскому, Зангезурскому хребтам. Южные трог, вероятно, отделялись друг от друга подводными поднятиями Апаран-Арзаканского массива и Аргичинским выступом Урц-Вайоцдзорского блока. К югу и к северу от указанных узких трогов, соответственно в сторону Приарансинской и центральной части Прикуруинской зон, наблюдается постепенное уменьшение эффузивно-обломочного, пирокластического материалов, общей мощности пород среднеэоценового возраста и увеличение в них содержания карбонатного вещества.

К северу от Сомхето-Нарабахского поднятия, в бассейне среднего течения р.Нуры, находился открытый морской бассейн с сложным дифференцированным блоковым строением дна. По данным многих исследователей среднеэоценовое море Нуриной депрессии в пределах Азербайджанской ССР в основном имел мелководный характер с субширотно вытянутыми поднятиями, расположенными в центральной части и в краях этого бассейна (Геология СССР, т.47, 1972, Агабеков и др., 1982).

В Аджиноурской зоне и в районе Нурдамирского выступа хотя изредка и встречаются сравнительно мощные (до 213 м) разрезы с про-

ЛИТОЛОГО-ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ КАРТА АРМЯНСКОЙ ССР
И СОПРЕДЕЛЬНЫХ ОБЛАСТЕЙ (МЕЖДУРЕЧЬЕ АРАКС-КУРА)

СРЕДНИЙ ЗОЦЕН
(ВРЕМЯ ОБРАЗОВАНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНОЙ ФЛИШОИДНОЙ СУБФОРМАЦИИ)

М 1:600 000
0 6 12 18

Составил А.А. САДВЯН
с учетом литературных данных

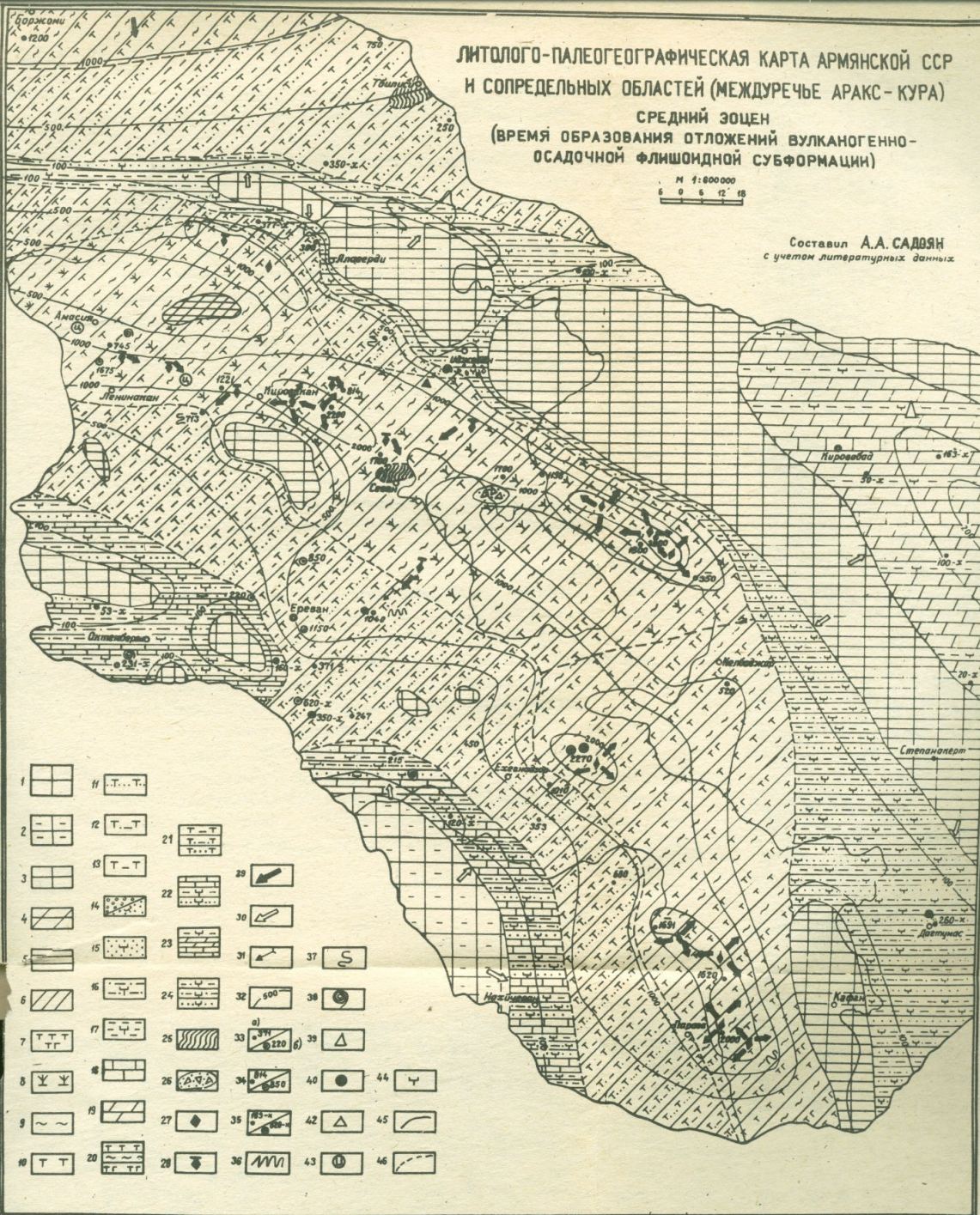


Рис. 4.6. Литолого-палеогеографическая карта Армянской ССР и сопредельных областей междуречья Аракс-Кура. Средний эоцен (время образования отложений вулканогенно-осадочной флишовой субформации).

1. Суша устойчивая, сложенная магматическими, метаморфическими и осадочными породами.
2. Суша устойчивая, сложенная преимущественно осадочными породами.
3. Суша неустойчивая, сложенная магматическими, метаморфическими и осадочными породами.
4. Подводные поднятия.
5. Мелководная, преимущественно шельфовая зона моря.
6. Умеренно-глубоководная область моря.
7. Туфы, часто мелкообломочные, с редкими интервалами вулканических, преимущественно субвулканических образований известково-щелочной, в основном андезитовой серии.
8. Отложения морских пирокластических потоков, преимущественно слабо спелкшиеся туфы андезито-риолитового состава и игниотурбидиты привулканической зоны.
9. Ортотуфиты.
10. Паратуфиты, тефроиды, вулканотерригенные и реже терригенные породы.
11. Туфопесчаники, реже туфогравелиты, псаммитовые и гравийно-псаммитовые туфиты (ортотуфиты), туфы, вулканотерригенные и терригенные песчаники.
12. Туфоалевролиты, реже алевритовые туфиты, туфы вулканотерригенные и терригенные алевролиты.
13. Туфоаргиллиты, реже пелитовые туфиты, туфы, вулканотерригенные аргиллиты, глины и туфомергели.
14. а) конгломераты; б) гравелиты известковые.
15. Песчаники известковые.
16. Алевролиты известковые.
17. Глины известковые.
18. Известняки.
19. Мергели.
20. Чередование туфов, туфитов с редкими интервалами, вулканических, тефроидных, вулканотерригенных и терригенных пород.
21. Чередование отложений морских пирокластических потоков, туфитов с редкими интервалами вулканических, вулканотерригенных и терригенных пород.
22. Чередование гравийно-псаммитовых, алевритовых и пелитовых паратуфитов с редкими интервалами туфов, ортотуфитов, вулканотерригенных и терригенных пород.
23. Чередование известковых песчаников, алевролитов и глин с редкими прослоями известняков и мергелей.
24. Мергели, глины с редкими прослоями известняков, алевролитов и песчаников.
25. Чередование известковых песчаников, алевролитов, глин с редкими прослоями известняков, мергелей, гравелитов и конгломератов.
26. Олистростромы.
27. Участки тектонического меланжа.
28. Вулканические аппараты преимущественно натрийского типа подводных извержений.
29. Вулканические аппараты преимущественно натрийского типа подводных извержений пирокластических потоков.
30. Главные направления сноса обломочного вулканокластического материала.
31. Второстепенные направления сноса обломочного материала.
32. Направления гравитационных турбидитных потоков.
33. Изопахиты.
34. Мощности полные: а) в естественных обнажениях, б) в сваянах.
35. Мощности неполные: а) в естественных обнажениях, б) в сваянах.
36. Мощности, из которых нужно вычитать мощность карбонатно-терригенных отложений верхней части среднего эоцена.
37. Механоглифы.
38. Биоглифы.
39. Фауна.
40. Нефть и газ.
41. Марганец.
42. Железо.
43. Цеолиты.
44. Знак известности в породах смешанного состава.
45. Границы суш и других областей сноса.
46. Границы площадей распространения литологических комплексов.

слоями туфогравелитов, туфопесчаников и туфоалевролитов, в целом характерной особенностью среднего эоцена среднекуринской депрессии все же является малая мощность (50-150 м) разрезов, почти полностью представленных глинисто-карбонатными породами. Это обстоятельство указывает, что рельеф области сноса был преимущественно холмистым, слабо расчлененным; поднятия эти были сложены в основном, осадочными породами. Менее вероятно, хотя и возможно что области аккумуляции пелитоморфных карбонатных и глинистых отложений были достаточно удалены от областей сноса и находились в открытом, умеренно-глубоководном море.

К сожалению, пока трудно уверенно ответить на вопрос, являлось ли среднеэоценовое море Куринской депрессии тыловым бассейном?

Существование Черноморского и Южно-Каспийского умеренно-глубоководных котловин с близкой к океанической корой, вероятно, свидетельствует о раскрытии окраинного бассейна в тылу Понтиды-Малый Кавказ-Иранской вулканической островной дуги (Зоненшайн и др., 1984). К западу, северо-западу от среднекуринской депрессии, в направлении Аджарии наблюдается заметное уменьшение карбонатных и увеличение терригенных, пирокластических и эффузивно-вулканокластических отложений. Если в разрезах среднего эоцена Триаletского хребта развиты вулканогенно-осадочные отложения флишеидного характера, то в Аджарии, наряду с последними, большое распространение имеют и вулканические породы. Наличие флишевых образований предполагает существование умеренно-глубоководных зон в среднеэоценовом морском бассейне Аджаро-Триалетии. Умеренно-глубоководные флишевые трогги протягивались вероятно, также вдоль Понтийского отрезка островной дуги. Следует добавить, что в Западных Понтидах вулканические процессы затухают и вулканогенно-осадочные фации постепенно замещаются карбонатно-терригенными (Brinkmann, 1976). Резкое убывание продуктов среднеэоценового вулканизма с севера на юг и на запад отмечается и в Анатолии (Sengor, Ylmaz, 1981).

В Таврском хребте, в депрессиях Восточной Анатолии, особенно в районе г. Эрзерум, развиты карбонатно-терригенные и терригенные флишевые образования (Sestini, 1971). Южнее Битлис-Загросской шовной зоны, среднеэоценовые отложения имеют преимущественно карбонатно-терригенный состав и сравнительно небольшую (до 350 м) мощность. Они представлены формацией Мидиат (Midyat) лютетского яруса и сло-

жены в районе гг. Урфа, Диарбакир и др. преимущественно массивными биогермными известняками, мергелями и мягкими мелоподобными известняками (Explanatory text of the geological map of Turkey , 1963). Таким образом, севернее Битлис-Загросской шовной зоны во флишевых трогах Восточной Анатолии в эоцене существовали умеренно-глубоководные морские условия с преобладанием терригенных, карбонатно-терригенных и редко - пирокласто-осадочных турбидитных образований. Пирокласто-осадочные породы (разнозернистые туффиты, туфогравелиты, туфопесчаники, туфоалевролиты, туфоаргиллиты) являются наиболее распространенными образованиями среднего эоцена территории Малого Кавказа и северной части Армянского нагорья. В Приараксинской зоне они нередко ассоциируют с карбонатно-терригенными отложениями. С юга на север и на восток (от р. Аракс в сторону Памбакского, Баумского, Гегамского, Ваденисского и Зангезурского хребтов) в вулканогенно-осадочных отложениях среднего эоцена наблюдается резкое уменьшение карбонатного и увеличение пирокластического материалов. В этом же направлении возрастает общая мощность вулканогенно-осадочной толщи, а также циклотем первого, второго и третьего типов. Характерно, что в Приараксинской зоне, особенно на востоке (Нахичеванская АССР), в обломочной части туфогенных пород появляется заметная примесь кварца и кварцитов. Таким образом, в Малокавказском среднеэоценовом море доминирующий в осадконакоплении вулканокластический, преимущественно пирокластический материал с удалением от вулканических центров постепенно уступает место материалу невулканического генезиса.

Нужно подчеркнуть, что при образовании гравитационных турбидитных потоков пирокластического состава механизм их возникновения остается принципиально тем же, что и турбидитов осадочного происхождения. В отличие от гравитационных потоков карбонатно-терригенного состава, пирокласто-осадочные потоки могут возникать не только во внешнем крае шельфа, но часто и на подводных склонах действующих вулканических аппаратов. Обычно у подножий подводных склонов вулканических поднятий, на небольшом удалении от них формируются отложения верхнего веера конуса выноса, далее среднего и на сравнительно большом расстоянии - нижнего веера (рис.4.7). Такое соотношение по латерали типов отложений реконструируется в бассейне р. Азат, где с севера (недалеко от вулканических островных

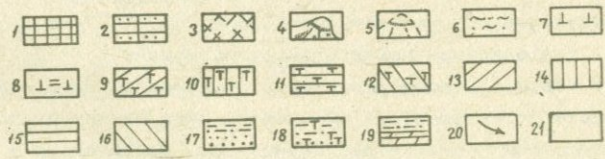
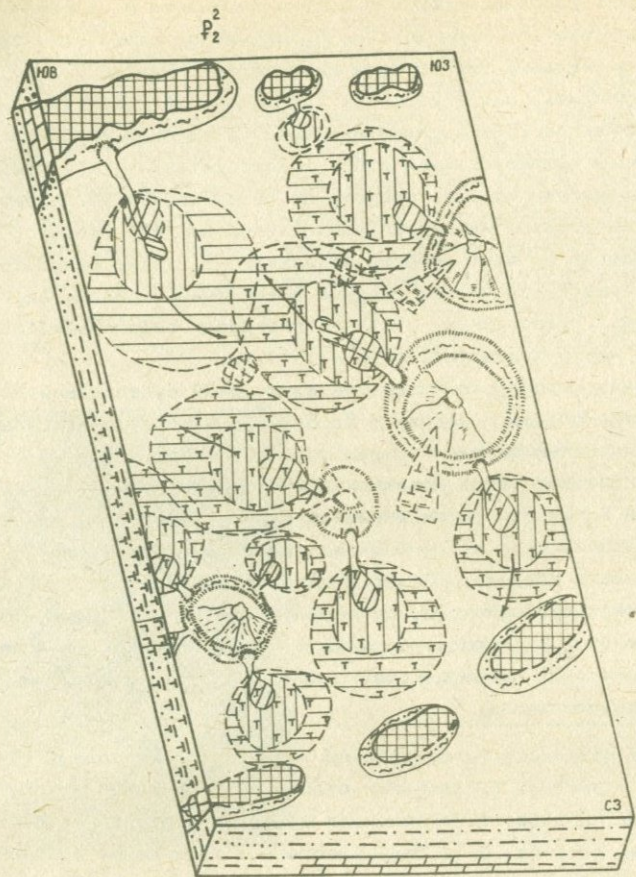


Рис.4.7. Схематическая модель обстановок осадкообразования на территории Армянской ССР в среднезоценовое время.

1. Суша холмистая, островная. 2. Суша островная, временами заливаемая морем. 3. Подводные невулканические поднятия.

поднятий) на юг разрезы с проксимальными турбидитами, выраженными мощными циклотемами типа Ц_I, Ц_{II}, Ц_{III} сменяются разрезами, где преобладают дистальные турбидиты с циклотемами типа Ц_{III} и Ц_{IУ}.

Следует отметить, что в разрезах туффитовых циклотем типа Ц_{II} и Ц_{IУ} в бассейне р.Гетик изредка наблюдается явление внедрения или пересечения вышезалегающих слоев (часто интервал "е") клиновидными и трубчатыми телами, сложенными более зернистым, алевропсаммитовым материалом нижезалегающих (интервал "а") слоев (рис.4.8). Вероятно, этот процесс происходит в стадию диагенеза, когда в результате уплотнения осадков вытесненные поровые флюиды в определенных (ослабленных) участках прорывают вышележащие осадки, перенося часть зернистого материала 1 эц.

В отложениях пирокласто-осадочной флишовой субформации Малого Кавказа механоглифы - слепки с борозд размыва встречаются очень редко и по единичным замерам трудно уверенно определить направления мутьевых потоков. Судя по изменению гранулометрического состава пород и по изменению типов циклотем в направлении, перпендикулярном простиранию среднеэоценовой островной дуги можно предполагать следующее: в пределах Малого Кавказа в трогах южного склона островной дуги гравитационные, преимущественно турбидитные потоки были направлены на юг, юго-запад и на юго-восток. В трогах северного склона они были преимущественно направлены на север, северо-восток и на северо-запад.

4.Надводные островные вулканические поднятия. 5.Подводные вулканические поднятия. 6.Шельфовые отложения. 7.Отложения пирокластических потоков. 8.Неспекшиеся слоистые образования пирокластических потоков. 9-12.Преимущественно туфогенные турбидитные образования: 9.верхнего веера, 10.среднего веера, 11.нижнего веера, 12.осадочной лопасти (сапрофена). 13-16.Турбидитные образования без заметной примеси пирокластического материала. 13.верхнего веера, 14.среднего веера, 15.нижнего веера, 16.осадочной лопасти (сапрофена). 17.Флишевого типа ритмичное чередование известковых гравелитов, песчаников, алевролитов и глин. 18.Флишевого типа ритмичное чередование гравийно-пелитовых туфов, туффитов и вулканокласто-осадочных пород. 19.Чередование преимущественно известковых алевролитов, глин и мергелей с прослоями песчаников, туфопесчаников и известняков. 20.Направления потоков. 21.Морские, преимущественно пелагические отложения нетурбидитного генезиса.

Интересным и неполностью выясненным остается вопрос о возникновении и консолидации морских пирокластических потоков эоцена Малого Кавказа, и их взаимосвязи с туфогенными турбидитами. Известно, что после введения терминов пирокластический поток (Арамаки, 1977; Aramaki, Yamasaki, 1963), пепловый поток (Росс, Смит, 1963), подводный пирокластический поток (Fiske, 1963), впервые ценные данные о морских игнимбритах, ассоциирующих с турбидитами, привел Е.Мютти (Muttý, 1965). К проблеме генезиса подводных пирокластических потоков касаются также работы Г.М.Власова и др. (1974), Т.А.Вознесенской (1974), С.Г.Грешнера (1974), И.В.Хворовой и др. (1978), Е.Ф.Малева (1980), А.А.Садояна (1984, 1985). Проведенные

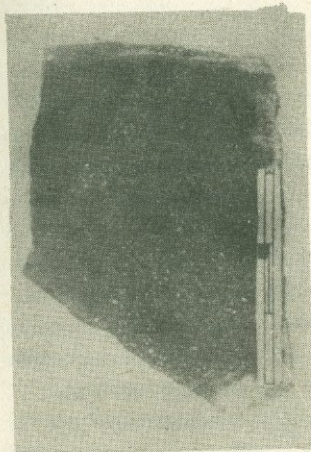


Рис. 4.8. Клиновидное, трубчатое тело, сложенное слабо известковистым алевропсаммитовым туффитом 1 эц, пересекавшим верхнюю, алевро-пелитовую часть разреза циклотемы. Вулканогенно-осадочная флишодная субформация. Бассейн р.Гетик. Обр.6417, нат. вел.

автором исследования показали, что среднеэоценовые отложения пирокластических потоков имели заметное распространение на подводных склонах и на подножье Малокавказской островной дуги и особенно в ее Амасия-Севанском отрезке. Извержения происходили из наземных и подводных вулканических аппаратов центрального и трещинного типов и поставляли материал вулканический, преимущественно пирокластический андезито-дацитового, дацитового и дацит-липаритового состава.

Пенистый, возможно лавоподобный (в подводных условиях) материал извержения, состоящий из смеси перегретых газов и твердых, преиму-

щественно раскаленных пирокластических, а также резургентных частиц, интенсивно изливался или почти в горизонтальном направлении выбрасывался из трещин или из кратера и устремлялся вниз по склонам вулканических построек. Вероятно, в подводных условиях, как это отмечает Е.Мютти, плотность пирокластического потока равна или частично превышает плотность морской воды (1-1,5 г/см³). Например, плотность смеси 1,1-1,3 получается при равных объемах газа и твердых частиц кварца и вулканического стекла. Она может частично увеличиваться из-за гидростатического давления столба воды. Гидростатическое давление в свою очередь частично удерживает выход летучих газов, оставляя пирокластический поток менее вязким и более мобильным. Следует отметить, что пирокластический поток сначала движется под давлением внутренних, инерционных, а в дальнейшем - и гравитационных сил.

Хотя в подводных условиях действует и эффект плавучести, из-за сравнительно быстрого охлаждения скорость субаквального потока уменьшается и затухает интенсивнее, чем на суше. Поэтому площадь распространения спелых туфов подводных пирокластических потоков оказывается заметно меньшей, чем в наземных условиях, при соответственно равных объемах извержения.

В морских условиях массивные, массивно-слоистые, спелые туфы образуются обычно из средней части пирокластического потока. Периферийные части и особенно верхняя часть пирокластического потока, охлаждаясь быстрее, смешивается с водой, образуя турбидитный поток, сложенный из воды и вулканического материала. Этот турбидитный поток простирается дальше пирокластического потока.

Удаленные относительно массивных, массивно-слоистых туфов пирокластических потоков пачки тонно-среднеслоистых светло-серых, зеленовато-серых пятнистых вулканических турбидитных отложений умеренно-кислого состава наблюдаются в разрезах среднего эоцена Ширанского, Базумского, Памбакского, Арегунийского, Гегамского хребтов (рис.3.16).

Суть физико-химического процесса формирования текстур сваривания, в том числе фьяммподобных, возникающих в постепенно отвердевающем, но еще пластичном теле пирокластического потока, в морских условиях, вероятно, не перетерпевает значительных изменений. Основ-

ным отличительным признаком здесь является фактор гидростатического давления. Видимо, именно этот фактор ускоряет, по сравнению с наземными условиями, процесс формирования текучих, фьяммеподобных текстур спекания. Важен также фактор сравнительно быстрой теплоотдачи в подводных условиях.

Из экспериментальных данных (Бойд, 1963) известно, что температура спекания зависит от давления, времени и содержания H_2O в риглитовом стекле. "Давление способствует спеканию, деформируя частицы и увеличивая площадь соприкосновения их друг с другом. Время, в течение которого материал туфов сохраняет свою высокую температуру, тоже должно быть фактором, поскольку спекание горячих обломков стекла является диффузионным процессом. Поскольку вязкость стекла в присутствии H_2O уменьшается, оно легче деформируется" (Бойд, 1963, стр.244). По Бойду, минимальная температура образования спекшихся туфов равна примерно $600^{\circ}C$. По данным Смита (1963), минимальная температура начала сваривания - около $535^{\circ}C$.

Будучи еще в достаточно горячем состоянии ($500-600^{\circ}C$) в средней части пирокластического потока, фрагменты стекла, особенно пензы, подвергаются пластическим деформациям, уплощению, нередко приобретая сноповидно-вытянутую по направлению течения, по краям разорванную форму (рис.3.20).

Как уже отмечалось решающими факторами спекания и возникновения фьяммеподобных образований и флюидальных текстур являются температура и давление. В наземных условиях важен также фактор времени процесса спекания. В подводных условиях он, вероятно, сводится к минимуму. Время, необходимое для отвердевания верхней части пирокластического потока, в свою очередь создающей геостатическое давление на нижележащий, более горячий пластичный материал, в морских условиях теряет свое первостепенное значение. Здесь уже с момента извержения, или после прохождения некоторой глубины, действует гидростатическое давление вышележащего столба воды, необходимое для пластических деформаций. Поэтому в подводных условиях достаточно охлаждения раскаленного пирокластического материала до той температуры и пластического состояния, необходимого для сваривания, чтоб этот процесс начался и формировались соответствующие текстуры и структуры спекания.

Т.А.Вознесенская (1974), И.В.Хворова и др. (1978) обратили внимание на сильную трещиноватость кристаллокластики, объясняя это

довольно быстрым остыванием пирокластического потока. И.В.Хворова и др. отмечают, что "при движении происходило некоторое перераспределение пирокластического материала в потоке: нижние его части обогащались кристаллокластами, а верхние - пемзой; иногда пемза распределялась послойно, создавая в породе слоистость" ("Формация Сакмарского аллохтона", 1978, стр.200).

Наличие сохранившихся единичных известковых раковин фораминифер, в том числе мелких нуммулитов в слабо спеншихся туфах (рис.4.9), подтверждает, что пирокластический поток продвигался по дну морского бассейна, захватывая на своем пути инородные тела.



Рис.4.9. Туф слабо спеншийся с частично оплавленными контурами раковины *Discosculina*. Наблюдается небольшое микрофьямме, огибающее кристалл плагиоклаза. Вулканогенно-осадочная флишвидная субформация. Шлиф 1935, без анализатора, увел.28 х.

Можно допустить два варианта расположения очагов пирокластических потоков:

- 1) пирокластические потоки вторгались в море из прибрежных наземных (островных) вулканов;
- 2) пирокластические потоки извергались из подводных вулканических аппаратов.

Следует отметить, что на данной стадии исследования генерировавшие пирокластические потоки, вулканические очаги (кратеры, кальдеры обрушения и др.) трудно оконтуриваются из-за слабой их обнаженности. Эти очаги, по всей вероятности, находились в пределах Амасия-Севанского отрезка вулканической островной дуги.

Если предполагать наличие нескольких вулканических очагов в Базумском, Памбанском, Арегунийском и Севанском хребтах, то пирокластические потоки в подводных условиях продвигались, вероятно, до 10, реже до 20 км. Если предполагать на территории указанного отрезка островной дуги наличие единичных вулканических очагов (что менее достоверно), то ареал распространения отложений одного пирокластического потока был бы значительно большим.

Поскольку отложения пирокластических потоков в исследованном регионе часто подстилаются и перекрываются туфогенными пирокластоосадочными турбидитными образованиями среднего эоцена, очаги пирокластических потоков были, очевидно, преимущественно подводными. Следует добавить, что вероятность первого варианта в некоторых участках Памбанского, Базумского, Вирайюцкого, Севанского хребтов нельзя отрицать полностью.

Таким образом, положение туфов пирокластических потоков в разрезах туфогенных турбидитов флишеидной вулканогенно-осадочной субформации среднего эоцена предполагает формирование отложений фронтальной части пирокластических потоков на подводном склоне и на подножье склона вулканической островной дуги (Садоян, 1984). Следует добавить, что игнимбриты палеогенового возраста встречаются также в Центральном Иране, в районе Савех (Claoge, Caillat et al., 1982).

Относительно генезиса маломощных, пятнистых, горизонтально-слоистых или словподобно полосчатых туфов андезито-дацитового состава отметим следующее. Известно, что они часто подстилают и перекрывают тела спекшихся туфов пирокластических потоков. Небольшие пачки их, как уже отмечалось, встречаются и на некотором удалении от участков локализации последних. Возможно, что эти почти неспекшиеся туфы являются подводными отложениями ритмично пульсирующих небольших порций пирокластических потоков. Относительно быстро охлаждаясь, они насыщались водой и превращались в потоки пирокластических турбидитов. Следует отметить, что в отложениях этих

своеобразных пирокластических турбидитов нередко четкой градиционной слоистостью не наблюдается. Возможно также, что подобные почти неспешившиеся туфы пирокластических турбидитов, игниотурбидитов (Mutti, 1963), возникают из обводненной зоны, окаймляющей крупный пирокластический поток. Как правило, отложения пирокластических турбидитных потоков имеют большее распространение, чем подводные спешившиеся туфы (рис. 4.7). Это понятно, потому что водные турбулентные потоки в морских условиях движутся дальше, чем горячие пирокластические потоки.

Следует отметить, что помимо умеренно-глубоководных фаций флишевых, преимущественно турбидитных образований, в среднеэоценовых отложениях встречаются и мелководные отложения разных зон шельфа. Шельфовые фации южных, невулканических островных поднятий Арансинской зоны обычно представлены карбонатными, карбонатно-терригенными осадками с небольшой примесью туфогенного материала. В верхней части некоторых разрезов среднего эоцена Нахичеванской АССР встречаются и крупнообломочные туфогенные образования. Шельфовые отложения, в основном, маломощны (до 250 м, часто до 100 м), имели ограниченное распространение, и поэтому сохранились только в отдельных участках (например, на склонах Айнтап-Эчмиадзинского и Урц-Вайоцдзор-Джульфинского поднятий).

Судя по составу фауны (моллюски, нуммулиты, кораллы, мелкие фораминиферы), обнаруживаемой преимущественно в мелководных отложениях (Габриелян, 1964; Асланян, 1970; Мартиросян, 1970; Григорян, 1979; Багманов, 1983; Мамедов, 1967; Птухян, 1967; Штеклин и др., 1965), среднеэоценовое море Малого Кавказа и сопредельных регионов Малой Азии и Ирана было теплым и характеризовалось нормальной соленостью и газовым режимом. Однако эти условия частично нарушались в периоды активной вулканической деятельности, особенно подводной.

По данным минералогических (Садоян, 1965; Садоян, Гаспарян, 1975) и битуминологических (Пайразян, 1964; Атанасян и др., 1981) исследований, осадконакопление в среднеэоценовом морском бассейне в основном происходило в слабовосстановительной геохимической обстановке.

Климат исследованной территории в среднем эоцене был теплым, субтропически-тропическим, умеренно-влажным. По данным Н.А. Ясама-

нова (1978), среднегодовые температуры в Закавказье колебались в пределах 21-26,3°C.

В вулканогенно-осадочных отложениях среднего эоцена выделяется одна характерная ассоциация руководящих минералов тяжелой фракции: магнетит-авгитовая (табл.3.8, 3.9). В ряде разрезов или интервалах разрезов, кроме вышеуказанных, характерными минералами среднего эоцена становятся также эпидот и обыкновенная роговая обманка. Магнетит-авгитовая или магнетит-авгит-обыкновенная роговая обманка - эпидотовые ассоциации тесно связаны с продуктами эоценового вулканизма. Их роль ближе к центрам извержений возрастает. В конце среднего эоцена во многих районах Малого Кавказа вулканизм заметно ослабевает или прекращается и в осадках увеличивается содержание карбонатного и невулканического терригенного материалов.

4.3. ПОЗДНИЙ ЭОЦЕН

В позднем эоцене в геотектоническом режиме Малого Кавказа и сопредельных регионов обозначился переход от геосинклинальной стадии развития к орогенной. Интенсивность этого перехода в отдельных регионах разная, меняется она и во времени. Хотя в конце среднего и в начале верхнего эоцена в положении основных прогибов, по сравнению с средним эоценом, существенных изменений не происходило, некоторые перемены в составе и в соотношении поступающего обломочного и пирокластического материалов имели место (рис.4.10). Существовал Амасия-Севан-Зангезурский пояс островной дуги, но интенсивность вулканизма, поступление в бассейн взрывного материала в верхнем эоцене по сравнению со средним эоценом, заметно уменьшились.

В позднем эоцене в отдельных участках и зонах поглощения подходят и упираются в них континентальные блоки микроконтинентов частей Афро-Аравийской плиты и усиливается коллизия. Возможно, что в таких зонах субдукции постепенно замедляется темп и сокращается объем поглощения океанической плиты и ее осадочного чехла (рис.4.11).

Если верны соображения Караматы (1983) о временном интервале, необходимом для плавления части поглощаемого материала и поднятия магмы по толще островодужной постройки на поверхность, то возможно, этот процесс начался заметно раньше.



Рис.4.10. Схема распространения флишевых карбонатно-терригенных образований среднего(верхи)-верхнего(низы) эоцена. 1.Суша преимущественно устойчивая, сложенная метаморфическими, осадочными и магматическими породами докембрия и палеозоя. 2.Суша неустойчивая, сложенная преимущественно осадочными и магматическими породами юры и мела. 3.Выходы пород карбонатно-терригенной флишевой субформации. 4.Предполагаемые области распространения пород карбонатно-терригенной флишевой субформации.

ЛИТОЛОГО-ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ КАРТА АРМЯНСКОЙ ССР
И СОПРЕДЕЛЬНЫХ ОБЛАСТЕЙ (МЕЖДУРЕЧЬЕ АРАКС-КУРА)
ВЕРХИ СРЕДНЕГО И НИЗЫ ПОЗДНЕГО ЗОЦЕНА
(ВРЕМЯ ОБРАЗОВАНИЯ КАРБОНАТНО-ТЕРРИГЕННОЙ
ФЛИЩЕВОЙ СУБФОРМАЦИИ)

М 1:500000

Составил А.А. САДОЯН
с учетом литературных данных

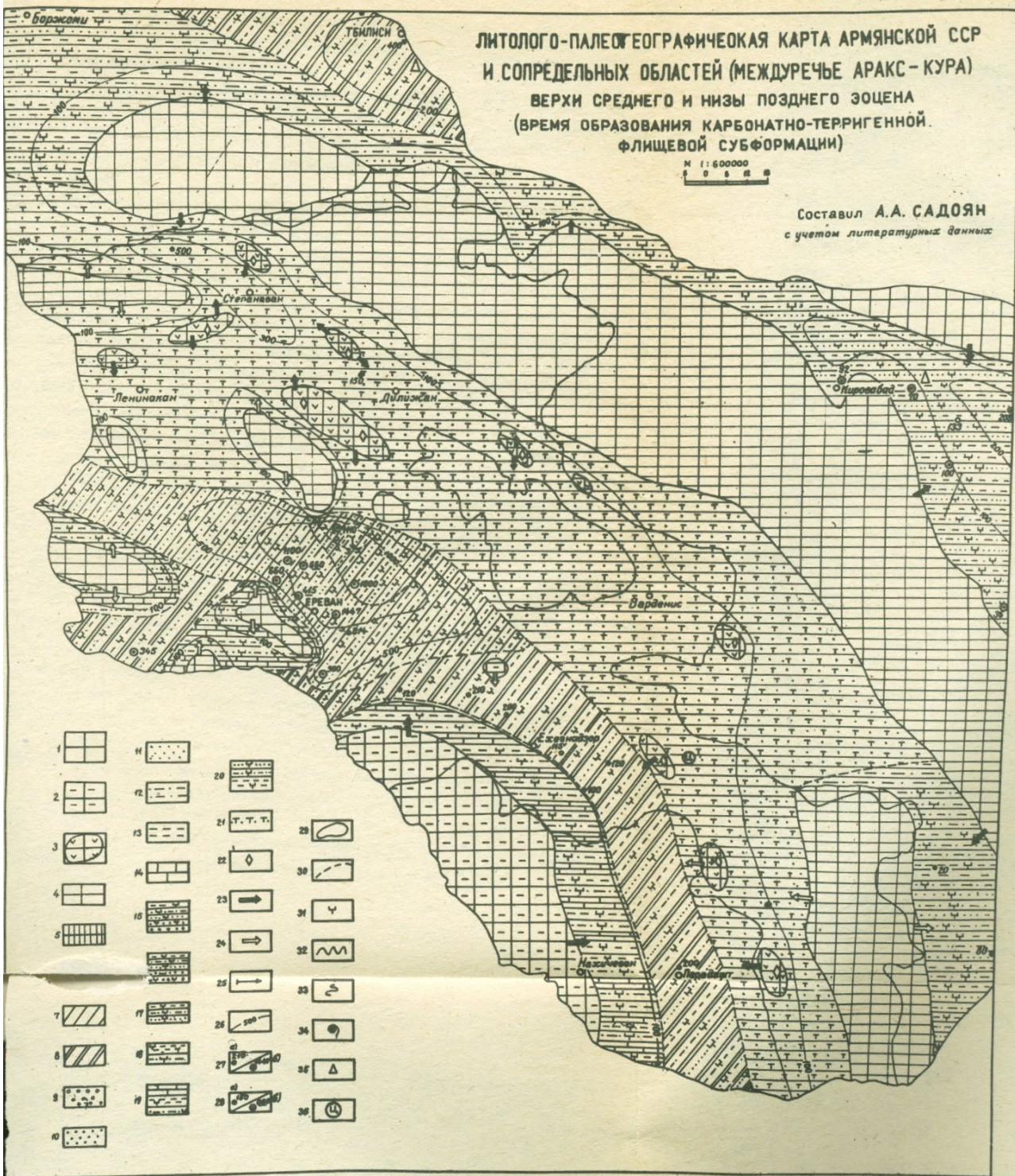


Рис. 4.11. Литолого-палеогеографическая карта Армянской ССР и сопредельных областей (междуречье Аракс-Кура). Верхи среднего и низы позднего эоцена (время образования отложений карбонатно-терригенной флищевой субформации).

1. Суша, преимущественно устойчивая, сложенная осадочными, магматическими и метаморфическими породами.
2. Суша устойчивая, сложенная преимущественно осадочными породами.
3. Вулканические, часто островные поднятия.
4. Суша неустойчивая, сложенная метаморфическими, магматическими и осадочными породами.
5. Локальная область сноса, сложенная преимущественно породами офиолитовой ассоциации.
6. Мелководная, преимущественно шельфовая область моря.
7. Умеренно-глубоководная область моря.
8. Переходная между мелководной и умеренно-глубоководной областями моря зоны.
9. Конгломераты.
10. Гравелиты.
11. Песчаники.
12. Алевролиты.
13. Глины.
14. Известняки.
15. Флищевое типа ритмичное чередование мелкогалечных конгломератов, известковых гравелитов, песчаников, алевролитов и глин.
16. Флищевое типа ритмичное чередование известковых гравелитов, песчаников, алевролитов и глин.
17. Флищевое типа ритмичное чередование известковых песчаников, алевролитов и глин, реже глинистых мергелей, с преобладанием глин.
18. Флищевое типа ритмичное чередование известковых алевролитов и глин, реже глинистых мергелей с преобладанием глин.
19. Чередование известковых песчаников, алевролитов, глин, мергелей и известняков с преобладанием глин.
20. Глины известковые с прослоями алевролитов и песчаников.
21. Вулкано-терригенные, реже терригенные и карбонатные породы, туфы, андезиты, андезито-базальты, дациты и др.
22. Вулканические аппараты, преимущественно надводного эффузивного извержения.
23. Главные направления сноса обломочного материала.
24. Второстепенные направления сноса обломочного материала.
25. Направления гравитационных турбидитных потоков.
26. Изопахиты.
27. Мощности полные: а) в естественных обнажениях, б) в скважинах.
28. Мощности неполные: а) в естественных обнажениях, б) в скважинах.
29. Границы суши и других областей сноса.
30. Границы площадей распространения литологических комплексов.
31. Знак известности в породах смешанного состава.
32. Механоглифы.
33. Биоглифы.
34. Фауна.
35. Нефть и газ.
36. Цеолиты.

В Амасия-Севано-Зангезурском поясе в конце среднего и в верхнем эоцене заметно увеличилась площадь островных поднятий и они стали одним из основных областей сноса терригенного материала. В конце среднего и в верхнем эоцене в Еревано-Ордубадской подзоне Малого Кавказа, в центральной и восточной Анатолии формировались мощные (до 1000 м) карбонатно-терригенные флишевые образования (рис.4.11). Так как турбидиты обычно накапливаются у подножий континентального и островного склонов и в прилегающих равнинах морского бассейна, можно предположить существование умеренно-глубоководных зон моря в указанных областях в конце среднего и в начале позднего эоцена. Следует отметить, что в бассейнах средних течений рек Азат, Раздан и Насак в прогнутых, осевых зонах флишевого трога преобладают турбидитные образования среднего и нижнего верхов подводных конусов выноса (рис.4.12), соответствующие, в основном дистальным турбидитам Уокера (Walker, 1967). Здесь наблюдаются турбидитные последовательности типов Tabcde, Tabe, Tьcde, Tьe и (или) Tde.

Кроме вышеуказанных южных прогибов, в позднем эоцене интенсивное осадконакопление происходило также в Нуринской депрессии.

В Иори-Аджиноурской зоне максимальные мощности верхнеэоценовых, преимущественно карбонатно-терригенных отложений составляют 600 м, в восточном, Евлах-Агджабединском прогибе они достигают 1200 м, в северо-западном Притбилисском районе - до 1700 м (Агабенков и др., 1982). В Евлах-Агджабединском прогибе низы верхнеэоценовых разрезов (III казанбуланский горизонт) нефтегазоносны.

В западной части Аджаро-Триалетской зоны верхний эоцен в основном сложен вулканогенно-осадочными породами и пачками вулканических образований (адыгенская свита мощностью до 800 м). Над ними залегают породы мощной (до 2000 м) наадыгенской свиты верхнего эоцена-олигоцена, почти полностью представленные массивными вулканическими образованиями субщелочных базальтов, трахиандезитов и роговообманковых андезитов (Гамкрелидзе, 1974).

В Ахалцихской депрессии верхнеэоценовые отложения сокращаются в мощности, а в пределах Болнис-Ардвинской глыбы они часто отсутствуют в разрезах палеогена.

В Горном Талыше образования верхов среднего эоцена и верхнего эоцена характеризуются большими мощностями, превышающими 2000 м,

и разнообразными фациями (Геология СССР, т.47; Агабеков и др., 1982). Здесь снизу вверх выделяются:

- Неслинская свита песчано-глинистых отложений с характерным комплексом фораминифер и моллюсков верхней части среднего эоцена; мощность свиты 500-600 м;

- Пештасарская толща вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород мощностью до 1000 м;

- Аркеванская песчано-глинистая свита мощностью 550-850 м.

Из-за скудных данных по их литологии, не возможно уверенно восстановить палеогеографическую обстановку указанных областей. Преобладание глин во многих верхнеэоценовых разрезах Предмалокавказской зоны, флишеподобный характер отложений в ряде участков юго-востока Аджаро-Триалетии, дает основание предполагать, что в Нуринской депрессии в позднем эоцене, вероятно, тоже существовали морские умеренно-глубоководные зоны осадконакопления. Носвенно об этом свидетельствует и тот факт, что именно в верхнем эоцене трансгрессирующее море перекрыло существовавшее в течение нижнего палеогена Шамхор-Геончайское поперечное поднятие и в Среднекуринской депрессии образовался единый морской бассейн (Агабеков и др., 1982). Следует добавить, что средне-верхнеэоценовые флишевые образования имеют большое распространение почти на всем протяжении Альпийско-Гималайского складчатого пояса.

В отличие от среднего эоцена, когда накопились преимущественно вулканогенно-осадочные флишеидные образования, в позднем эоцене на юге и юго-западе региона Малого Кавказа и особенно в Ереванско-Ордубадской подзоне, формировались терригенные, карбонатно-терригенные отложения с небольшой примесью пирокластики. С приближением к Амасия-Севан-Зангезурской островодужной зоне, особенно в восточном Вайоцдзоре и в Сюнике отмечается заметное увеличение пирокластического, и вообще вулканокластического материала. Следует отметить, что, хотя в Вайоцдзоре и в Сюнике вулканические породы верхнего эоцена в целом относятся к известково-щелочной серии, в них часто встречаются андезито-базальтовые, базальтовые и трахибазальтовые образования (Джрбашян и др., 1976; Джрбашян, Садоян, 1978). Добавим, что сравнительно кислые вулканические породы верхнеэоценового возраста (андезито-дациты, дациты) более распространены в Севано-Ширакском синклинии.

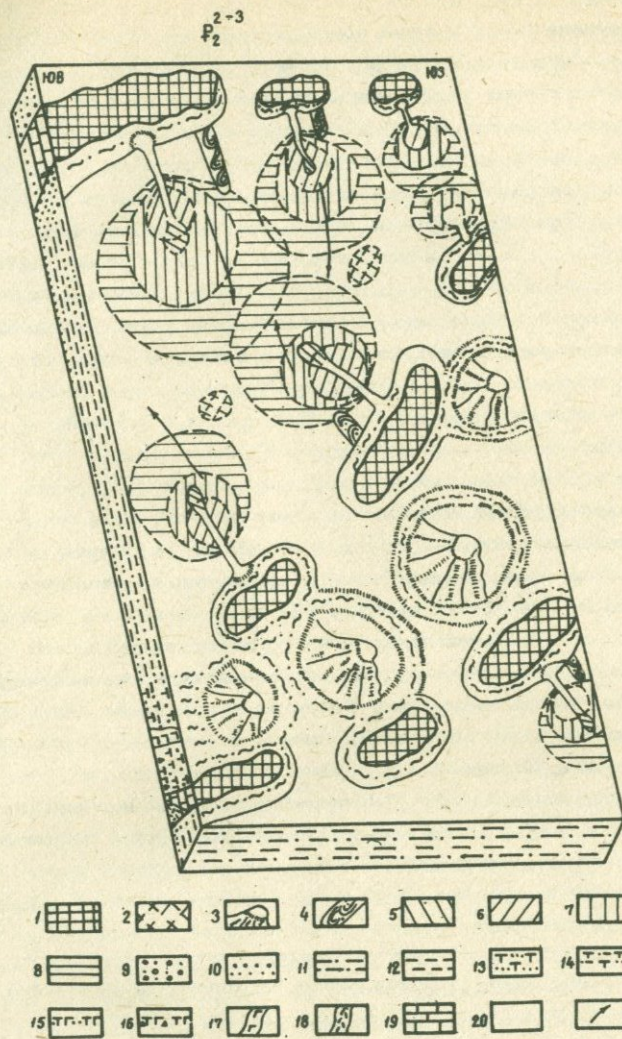


Рис.4.12. Схематическая модель обстановок осадкообразования на территории Армянской ССР в конце среднего и в начале позднего эоцена.
1. Суша островная, холмистая, с расчлененным рельефом.

Среди вышеуказанных областей осадконакопления наиболее прогнутые, умеренно-глубоководные зоны с мощными (до 1000 м) флишевыми карбонатно-терригенными отложениями среднего-верхнего эоцена распространены на юго-западе региона, в бассейнах рр. Азат, Раздан, Нагах. Шельфовые, мелководные области морского бассейна отмечаются в Севано-Ширакском синклинории и в юго-восточных частях Аннаван-Мегринской и Еревано-Ордубадской тектонических подзон. Верхнеэоценовые, возможно, и олигоценовые рифогенные органические постройки (бассейны рр. Арпа, Веди) в сочетании с псаммо-псефитовыми породами, указывают на мелководную неглубокую зону моря. Крупнообломочные туфогенные породы верхнеэоценового возраста встречаются в Вайоцдзоре, в Сюнике и в Севано-Ширакском синклинории. Анализ разрезов верхнего эоцена в бассейнах рр. Веди, Арпа и Алинджачай показывает, что в нижней и верхней частях верхнего эоцена отмечаются мощные (до 200 м) пакки глин с редкими прослоями органических известняков, известковых алевролитов и песчаников. Наличие в этих прослоях верхнеэоценовых нуммулитид и моллюсков указывает на мелководный характер морских бассейнов со сравнительно спокойным гидродинамическим режимом, с преобладанием фаций низких энергий (Э.С. Тримонис, 1984). Такое заключение подтверждается и тем, что в указанных разрезах не наблюдается ритмичное чередование многослоев с градационной слоистостью. Здесь не встречаются также слои с макротекстурными знаками, характерными для флишевых отложений. Во многих разрезах верхней части позднего эоцена региона отмечается некоторое огрубение фаций. Так например, в бассейнах рр. Азат и Раздан по восходящему разрезу карбонатно-терригенной флишевой субформации отмечается возрастание мощности алевро-песчаных, реже гравийных пород и частоты встречаемости крупных циклотем второго и третьего типов.

2. Подводные поднятия. 3. Подводные и надводные вулканические постройки. 4. Подводные оползни. 5-8. Турбидитные образования: 5. сапрофена 6. верхнего веера 7. среднего веера 8. нижнего веера. 9. Нонгломераты. 10. Гравелиты и песчаники. 11. Алевролиты. 12. Глины. 13. Туффиты псаммитовые. 14. Туффиты алевроитовые. 15. Туфы разнозернистые. 16. Туфобрекчии. 17. Вулканические породы среднего состава. 18. Вулканические породы кислого состава. 19. Известняки, доломиты. 20. Морские отложения нетурбидитного генезиса. Направления турбидитных потоков.

В центральной и восточной частях Вайоцдзора накапливались мощные (до 80 м) конгломераты, часто вулканокластические. Крупные пачки псаммо-псефитовых пород наблюдаются также в верхнеэоценовых разрезах Севанского и Зангезурского хребтов.

Во второй половине верхнего эоцена в связи с воздыманием южных поднятий, особенно в восточной Анатолии, в Октемберянском прогибе происходит интенсивное терригенное осадконакопление с преобладанием крупно-среднеобломочных пород (Геология Армянской ССР, т.5, 1974).

Нак уже отмечалось, в конце позднего эоцена и в олигоцене в некоторых участках бассейна левобережья р.Аранс на приподнятом субстрате, часто сложенном вулканическими и вулканогенно-осадочными породами, формировались органогенные, рифогенные постройки.

Таким образом, позднеэоценовое море на значительной части территории Армянской ССР (северная часть и районы, расположенные к юго-востоку от Урцского и Аргичийского палеовыступов), а также в Нахичеванской АССР, в основном имело мелководный характер с неглубоким (вероятно до 500 м) дном. Умеренно-глубоководная, троговидная часть позднеэоценового моря с накоплением турбидитов реконструируется в центральной части региона (преимущественно в бассейнах рек Азат, Раздан и Насах). Следовательно, несмотря на небольшие ундуляции дна в западном Вайоцдзоре и в районе с.Парадашт, можно отметить, что в конце среднего и в начале позднего эоцена с юго-востока (Зангезурский хребет) на северо-запад (бассейн рр.Раздан, Насах), по продольной осевой части Еревано-Ордубадской подзоны, и особенно к западу от Урцского и Аргичийского палеовыступов наблюдается увеличение глубины морского бассейна.

К юго-западу эта тенденция с некоторыми отклонениями продолжается в Анатолии в направлении Эрзерума, Эрзинкана (Sestini, 1971). Если возрастные литостратиграфические определения верны, то можно предполагать, что в центральной и юго-восточной частях Малого Кавказа (в пределах Армянской ССР и Нахичеванской АССР) переход от геосинклинальной к орогенной стадии развития наступает сравнительно раньше, в верхнем эоцене и во многих участках фиксируется комплексом отложений, характеризующих нижние молласы.

По имеющимся немногочисленным замерам по механоглифам (слепки с борозд размыва) в средне-позднеэоценовом флишевом бассейне му-

тывые потоки преимущественно имели меридиональные, близмеридиональные (с севера на юг, реже на юго-запад) направления. В бассейне р. Раздан, приблизительно в этом же направлении происходит уменьшение медианного размера зерен песчаников карбонатно-терригенной флишевой субформации.

Карбонатно-терригенные отложения верхов среднего и верхнего эоцена морских бассейнов, расположенных южнее Амасия-Севано-Зангезурской островодужной зоны характеризуются следующей ассоциацией минералов, связанной с определенными областями питания:

1. Кварц-циркон-гранаты. 2. Антинолит-тремолит-глаукофан-обыкновенная роговая обманка - биотит. 3. Обыкновенная роговая обманка - авгит-биотит. 4. Авгит-базальтическая роговая обманка-биотит.

Первая ассоциация минералов преимущественно связана с южными, восточными и юго-восточными палеозойскими поднятиями (Хорвирапский, Урцский, Аргичийский, Вайоцдзорский, Джульфинский, Южно-Сюннинский).

Вторая ассоциация минералов в основном связана с метаморфическими и метаморфизованными породами Арзакан-Апаранского, Айттап-Эчмиадзинского и Шванидзорского массивов.

Третья ассоциация связана главным образом с вулканическими островодужными поднятиями Амасия-Севан-Зангезурского пояса.

Четвертая ассоциация имеет локальный ареал распространения и в основном связана с экструзивными постройками среднего течения бассейна р. Арпа и, вероятно, Зангезурского хребта.

Судя по преобладающим терригенным породообразующим компонентам (обломки эффузивов, плагиоклазы), можно предполагать, что в позднем эоцене основным поставщиком обломочного материала продолжают оставаться вулканические островные суши Амасия-Севан-Зангезурской зоны. Наряду с заметным воздыманием последних и увеличением роли наземного вулканизма, одновременно возрастает и становится ощутимой в общем балансе позднеэоценового осадконакопления доля обломочного материала поступающего с южных осадочных и метаморфических блоковых поднятий. Этот сдвиг в сторону невулканических породообразующих компонентов (карбонаты, кварц*) является результатом резкого уменьшения в позднем эоцене, по сравнению с средним эоценом,

*Хотя обломочный кварц поступает и с вулканических построек эоцена (особенно кислого состава), но сравнительно окатанные обломочные зерна в основном связаны с размывом кварцевых песчаников палеозоя.

поступления пирокластического материала, с вулканических построек вышеуказанной островодужной зоны в морской бассейн.

В позднем эоцене Малый Кавказ находился в северном тропическом поясе Земли. Климат был теплым, переменнo-влажным, с тенденцией к аридизации. По данным Я.Б.Лейе, на суше преобладали субтропические и тропические растения, а также хвойные. В растительном покрове постепенно возрастала роль ксерофильных ассоциаций.

К оценке климата по растительным ассоциациям, нужно подходить комплексно, с учетом преобладающих ассоциаций. Вероятно, при восстановлении климата по растительным ассоциациям небольших островных суши, необходимо учесть и фактор вертикальной климатической зональности. В верхних, водораздельных частях таких поднятий могли преобладать ксерофильные формы, тогда как на нижних отметках - влаголюбивые. Анализ верхнеэоценовой фауны территории Малого Кавказа и сопредельных областей показывает, что большинство из них (в том числе нуммулиты, кораллы) являются стеногалинными, стенотермными организмами. Они обитали в теплых, по данным Н.А.Ясаманова - от 20 до 29,7°C, а по устному сообщению А.Е.Птухяна, по нуммулитам - до 24,6°C морских водах с нормальной соленностью и газовым режимом.

В регионе преобладали гумидные условия седиментации. В составе верхнеэоценовых образований резко преобладают морские карбонатно-терригенные сероцветные отложения. В тяжелой фракции пород, особенно глин, отобранных из скважин, содержание пирита обычно превышает 50%, а иногда и 90% (скв.33 Арамус, Садоян, Гаспарян, 1975).

По данным В.В.Пайразяна (1964) в бассейне р.Раздан в отложениях верхнего эоцена содержание $C_{орг.}$ (органического вещества) достигает 2,5%, в среднем составляя 1,16%. Приблизительно такое же содержание $C_{орг.}$ наблюдается и в верхнеэоценовых отложениях, вскрытых скважинами № 1, 31 Шорахбюр, 30 - Фонтан и 33 - Арамус (Награманов и др., 1975; Награманов и др., 1981).

Таким образом, минералогические и битуминологические данные позволяют предположить, что в позднеэоценовых морских бассейнах Малого Кавказа и сопредельных областей особенно в умеренно-глубоководных их частях, накопление осадков и их диагенетическое изменение происходило в основном в восстановительных геохимических условиях. Если низы разреза нижней пестроцветной толщи октемберянского прогиба отнести к верхам верхнего эоцена, то отложения ука-

занного прогиба в конце позднего эоцена формировались в субонислительных условиях, в дельтовой и лагунно-континентальной обстановке.

К позднему эоцену относятся многочисленные интрузивы преимущественно гранитоидов. Прерывистая цепь их выходов дугообразно протягивается с северо-запада на юго-восток в пределах Базумского, Памбакского, Цахкуняцкого, Арегунийского, Варденисского, Вайоцдзорского и, особенно, Зангезурского и Мегринского хребтов. Возможно, что часть из них сформировалась в предпозднеэоценовое время, а другая - в олигоцене.

4.4. ОЛИГОЦЕН-РАННИЙ МИОЦЕН

Олигоцен-раннемиоценовое время - один из переломных этапов в истории геотектонического развития Малого Кавказа и сопредельных регионов. Для значительной части Малого Кавказа, Восточной Анатолии и Северо-западного Ирана это была эпоха прекращения флишеобразования и интенсивного накопления отложений молассовой формации (рис.4.13, 4.14).

В раннем олигоцене продолжается воздымание центральной части Малого Кавказа, резкое увеличение площади суши и смещение морских бассейнов к югу (Арансинский прогиб) и к северу (Нурина депрессия). Следует отметить, что отступление моря на юг и на север от центрального, дугообразно вытянутого Амасия-Севан-Зангезурского пояса Малого Кавказа было обусловлено не только процессами горообразования, как результат столкновения Афро-Аравийской плиты с юго-западной окраиной Евразии, но и возможно, с планетарным падением уровня Мирового океана в олигоцене и раннем миоцене. Понижение уровня Мирового океана, в основном, было связано с установлением циркумантарктической циркуляции океанических течений и образованием почти сплошного ледового покрова в Антарктиде (Геологическая история океана, 1980). В связи с глобальным похолоданием, возникают области оледенения и в северном полушарии. В олигоцене нарастает коллизия Индостанской и Евразийской плит и резко ускоряется процесс расчленения и замыкания океана Тетис. В этой связи происходит заметное изменение направления теплых экваториальных течений, что в свою очередь привело к частичному похолоданию климата в пределах Малого Кавказа и сопредельных регионов.

По данным А.А.Габриеляна (1970), в Еревано-Ордубадской интра-

ЛИТОЛОГО-ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ КАРТА АРМЯНСКОЙ ССР
И СОПРЕДЕЛЬНЫХ ОБЛАСТЕЙ (МЕЖДУРЕЧЬЕ АРАКС - КУРА)
ВЕРХИ ПОЗДНЕГО ЗОЦЕНА - РАННИЙ ОЛИГОЦЕН
(ВРЕМЯ ОБРАЗОВАНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ
ФОРМАЦИИ НИЖНИХ МАЛАСС)

М 1:500000

Составил А.А. САДОЯН
с учетом литературных данных

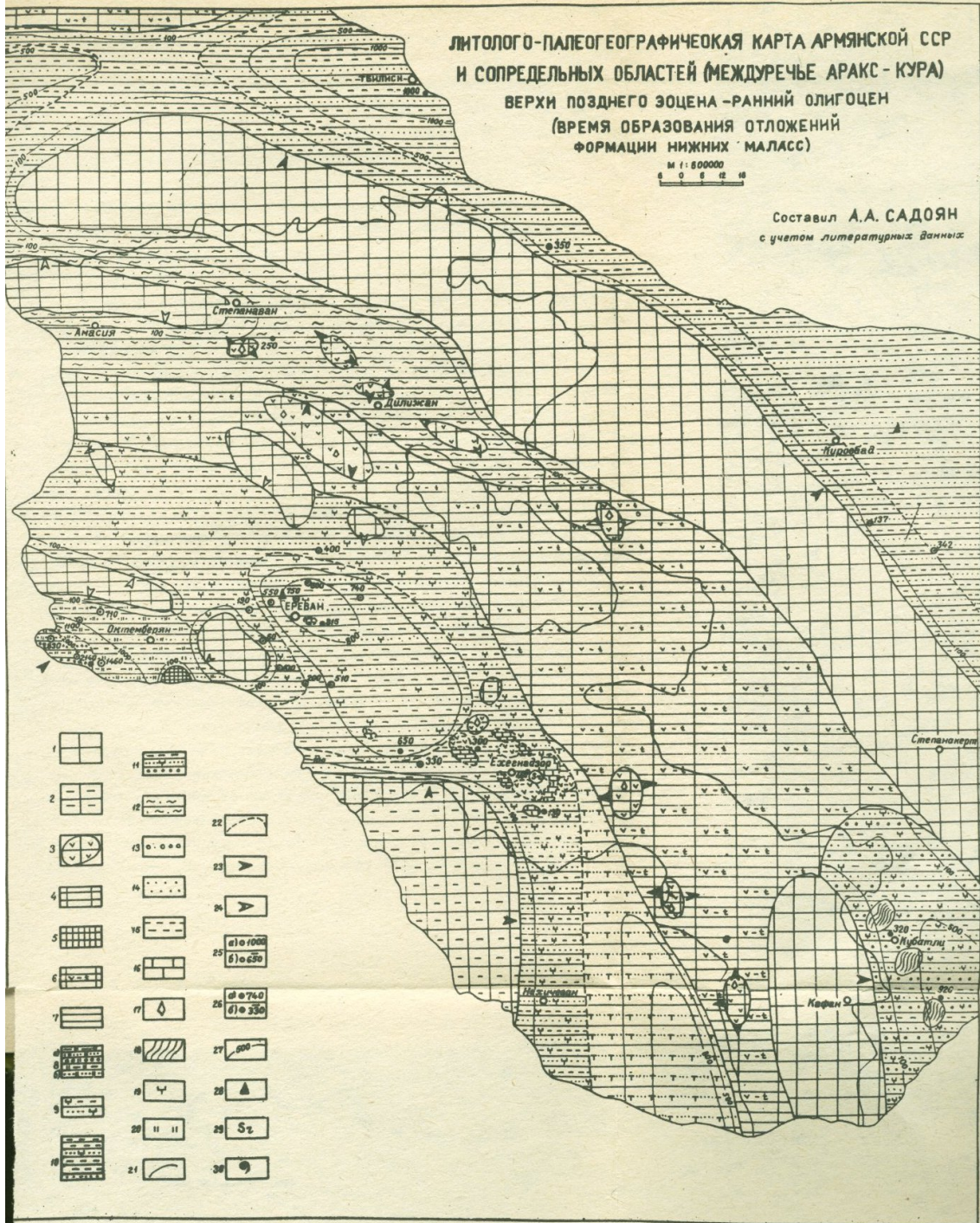


Рис. 4.13. Литолого-палеогеографическая карта Армянской ССР и сопредельных областей (междуречье Аракс-Кура). Верхи позднего эоцена-ранний олигоцен (время образования отложений формации нижних моласс).

1. Суша, сложенная магматическими, метаморфическими и осадочными породами.
2. Суша сложенная преимущественно осадочными породами.
3. Вулканические поднятия.
4. Суша неустойчивая, сложенная метаморфическими, магматическими и осадочными породами.
5. Локальная область сноса, сложенная преимущественно породами офиолитовой ассоциации.
6. Неустойчивая суша с областями накопления вулканических и вулканотерригенных образований.
7. Область преимущественно мелководного моря.
8. Отложения солонатоводных зон (дельт, лагун) моря: а) пестроцветные грубо- и мелкообломочные отложения нижней части разреза Октемберянской толщи; б) сероцветные мелкообломочные отложения средней и верхней частей Октемберянской толщи.
9. Чередование известняковых песчаников, алевролитов и глин с редкими прослоями известняков, мергелей, гравелитов и линзами конгломератов (отложения неритовой области моря с нормальной соленостью).
10. Отложения котловинной части мелководного моря: а) глины с прослоями известняковых алевролитов и песчаников (преимущественно шорахбюрский тип); б) глины с прослоями слабо известняковых алевролитов и песчаников (преимущественно типа нижней части майнопской свиты).
11. Чередование конгломератов, гравелитов, песчаников, алевролитов и глин с прослоями известняков и мергелей (бассейн нижнего течения р. Анера). В нижних частях разрезов преобладают грубообломочные породы, а в верхней - песчано-глинистые. Наблюдаются олистостромы.
12. Вулканические и вулканогенно-осадочные породы (нижняя часть разрезов Севано-Ширакского типа). Глины, алевролиты, песчаники с прослоями мергелей, туфов и туффитов (верхняя часть разрезов Севано-Ширакского или Гергерского типа).
13. Конгломераты и гравелиты.
14. Песчаники и алевролиты.
15. Глины и аргиллиты.
16. Известняки рифовых органических построек.
17. Вулканические аппараты.
18. Олистостромы.
19. Знак известности в породах смешанного состава.
20. Знак для отложений солонатоводных бассейнов.
21. Границы суши и других областей сноса.
22. Границы площадей распространения литологических комплексов.
23. Главные направления сноса обломочного материала.
24. Второстепенные направления сноса обломочного материала.
25. Мощности разрезов в естественных обнажениях: а) полные, б) неполные.
26. Мощности разрезов в сваяниках: а) полные, б) неполные.
27. Изопахиты.
28. Месторождения и проявления нефти и газа.
29. Месторождения и проявления целестина.
30. Фауна.

геосинклинальной зоне в раннем-среднем олигоцене формируются три остаточных прогиба: Еревано-Вединский, Вайоцзорский и Нахичеванский.

Анализ данных бурения скважин показывает (Геология АрмССР, 1974; Садоян, Наралетян, 1974 и др.), что к западу от Айнтап-Эчмиадзинского погребенного поднятия, в бассейне р.Аракс в эоцен-неогеновое время существовал Октемберянский прогиб.

Фаунистически наиболее полно датированные морские карбонатно-терригенные отложения нижнего-среднего олигоцена развиты в Еревано-Вединском прогибе (Шорахбюрская свита, мощностью около 815 м у с.Ацаван и Шаганская свита, сверху неполной мощностью около 590 м у с.Шаган).

К востоку от Урц-Вайоцзорского палеовыступа мощность морских отложений раннего-среднего олигоцена резко сокращается (до 200 м часто до 100 м). Если в наиболее прогнутом Ереванском прогибе в разрезе Шорахбюрской свиты (особенно в ее средней-верхней части) резко преобладают глины, то на востоке (бассейн р.Арпа), на фоне общего сокращения мощности карбонатно-терригенных отложений раннего-среднего олигоцена, из-за сравнительной приподнятости субстрата заметно увеличивается доля алевро-песчаных и рифогенных карбонатных пород.

А.Т.Вегуни (1960), А.А.Габриелян (1964) и др. указывают, что в Западном Вайоцзоре и особенно в районах сс.Зовашен, Элпин, Ринд, наблюдается фациальный переход от морских отложений типа Шорахбюрской свиты к вулканическим и осадочно-пирокластическим образованиям, возможно, ранне-среднеолигоценного возраста. По А.С.Остроумовой (1964, 1970), в состав нижне-среднеолигоценых вулканических пород Западного Вайоцзора входят палеотипные андезитобазальты и их туфобрекчии, санидиновые трахиты и их туфы и мелкие тела щелочных базальтоидов. С.А.Исаакян (1956, 1957) относил к олигоцену только палеотипные базальты. По Г.А.Назаряну (1981), санидиновые трахиты и их туфы относятся к верхнему олигоцену-нижнему миоцену. Вулканические и вулканогенно-осадочные породы олигоцена встречаются также на Восточном Вайоцзоре (Елисеева, Фаворская, 1970), на Зангезурском хребте (Мкртчян, 1958; Джрбашян и др., 1976), на территории Нахичеванской АССР (Азизбеков, 1961, Геология СССР, т.47, 1972). По данным Ш.А.Азизбекова (1961), А.А.Габриеляна (1964)

и других, олигоценый возраст указанных пород устанавливается, в основном, по их стратиграфическому положению. К востоку от Нафанской зоны, в бассейне нижнего течения р. Анера по данным Г.А. Гасанова (1983) нижний олигоцен снова представлен фаунистически датированными морскими карбонатно-терригенными отложениями мощностью 920 м, характерными олистостромовыми образованиями.

В среднем течении реки Аракс, к западу от Айтиап-Эчмиадзинского и Зейвинского погребенных поднятий, в Октемберянском прогибе, на фаунистически охарактеризованных (возрастные определения по нуммулитам С.М. Григорян и А.Е. Птухяна) средне-верхнеэоценовых карбонатно-терригенных отложениях залегает мощная (около 3000 м) толща слабо известковых, в нижней части пестроцветных псефо-пелитовых образований. Они имеют лагунно-континентальный (нижние пестроцветы), прибрежный, дельтовый генезис, а также являются отложениями частично изолированного, опресненного морского бассейна с интенсивным осадконакоплением (верхние сероцветы). Мощности разрезов указанного комплекса в Октемберянском прогибе варьируют значительно, что затрудняет их четкую корреляцию. Тем не менее, выделяются (Геология Армянской ССР, т.5, 1974) нижняя, более грубообломочная (псефо-псаммопелитовые отложения), в основном, пестроцветная, мощностью около 900 м и верхняя, мелкообломочная (песчаники, алевролиты, глины), сероцветная, мощностью около 2000 м, толщи моласовой (преимущественно нижние молассы) формации.

К сожалению, возраст этих толщ Октемберянского прогиба четко не определен из-за отсутствия убедительных фаунистических данных. Н.Н. Паффенгольц относит их к верхнему эоцену (1959, 1981), А.Т. Асланян (1958) - к мезоцену, А.А. Габриелян и др. (1968) - к среднему миоцену, Р.А. Аракелян и др. (1967) - к нижнему-среднему олигоцену, А.А. Садоян, Э.М. Карапетян (1972) - к олигоцену и к низам нижнего миоцена. В Предмалокавказском прогибе, в бассейне среднего течения р. Кура большое распространение и мощности (около 3000 м у с. Нафалан) имеют терригенные отложения майкопской серии (конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты, глины, мергели, с резким преобладанием глин), сформировавшиеся в неглубоком морском бассейне олигоцен-раннемиоценового времени. Известна (Сеидов, 1962, Лалиев, 1964 и др.) нефтегазоносность отложений майкопской серии (Нировабадская, Кобыстанская, Прикаспийская нефтеносные области).

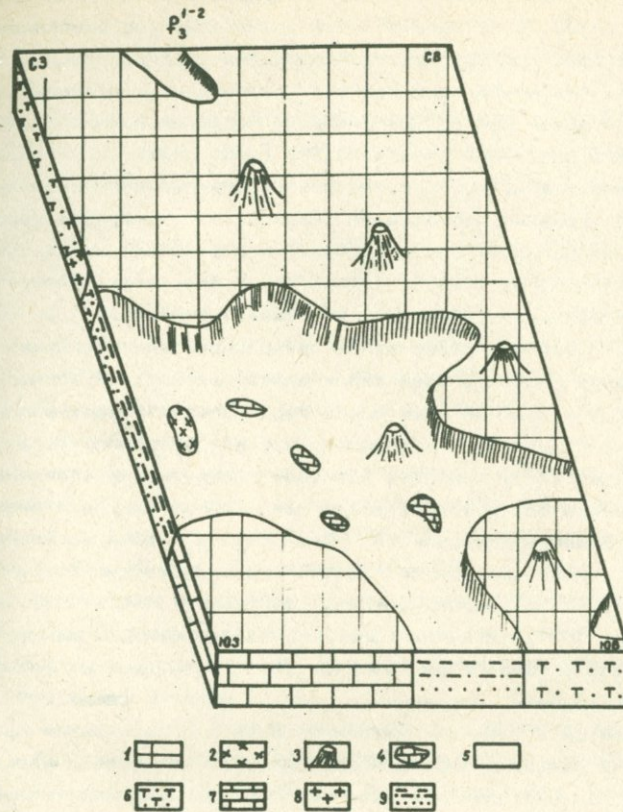


Рис. 4.14. Схематическая модель обстановок осадкообразования на территории Армянской ССР в конце позднего эоцена и в начале раннего олигоцена.

1. Суша. 2. Подводные поднятия. 3. Надводные и подводные вулканические аппараты. 4. Рифовые органические постройки. 5. Морские, преимущественно мелководные отложения. 6. Вулканические и вулканогенно-осадочные породы суши. 7. Преимущественно карбонатные породы суши. 8. Интрузивные породы. 9. Терригенные, преимущественно мелководные морские отложения (глины, алевролиты, песчаники, реже гравелиты и конгломераты).

Установлено, что слои грубообломочных пород обычно приурочены к нижней части разрезов майкопской серии в северной, и особенно в южной, юго-западной прибортовых полосах куринской депрессии. Следует отметить, что наибольшие мощности олигоценовых отложений тоже относятся к южной полосе (например, в Бардинской впадине) Предмалокавказского прогиба (Геология СССР, т.47, 1972).

Можно предполагать, что в майкопское время для Куринского морского бассейна главным поставщиком терригенного материала явились поднятия не Большого, а Малого Кавказа. Как отмечают азербайджанские геологи (Геология СССР, т.47, 1972), в Талыше вначале сформировались чередующиеся слои песчано-глинистых отложений, а во второй половине времени образования майкопской серии доминировали глины. Суммарная мощность всей серии здесь превышала 2000 м.

Олигоценовые отложения майкопской серии имеют большое распространение и в западной части Среднекуринской депрессии. По данным И.П.Гамкрелидзе (1974) мощность разрезов олигоцена на восточном погружении Триалетского хребта достигает 1700 м. Олигоцен-нижнемиоценовые отложения Центральной и Восточной Анатолии во многом напоминают комплекс образований Октемберянской толщи. Р.Бринкман (Brinkmann, 1976) по данным Куртмана (Kurtmann, 1961, 1973), Беринга (Bering, 1971), Ирлитца (Irlits, 1972), Стища (Staesch, 1972), Олтинли (Altinli, 1965) и др. отмечает, что разноцветные (пестроцветные) конгломераты, песчаники и глины мощностью свыше 2000 м часто встречаются в средней Анатолии. Гальки конгломератов представлены всеми древними плотными породами, в том числе и известняками среднего эоцена. Линзы и слои гипса нередко наблюдаются в районе г.Сивас. Нужно отметить, что пестроцветные отложения содержат также прослойки лигнитов, битуминозных глин, озерных известняков и фораминиферовых мергелей. По данным Куртмана, в районе Сиваса развиты мощные (около 1500 м) красноцветные отложения с гипсом-формация Селимие (Selimiye) олигоценового возраста. Они перекрываются сероцветными морскими отложениями аквитанского яруса. Далее на них залегают верхние красноцветные обломочные, континентально-лагунные образования мощностью около 500 м. Последние, в свою очередь, перекрываются морскими терригенно-карбонатными отложениями (известняками, мергелями, известковыми песчаниками) бурдигал-гелветского ярусов, мощностью около 200 м. Основная масса терригенно-

го материала поступала с горных сооружений Восточных Понтидов (на севере), Внутренних Тавридов и Юго-восточных Анатолидов (на юге). Некоторая часть материала сносилась с древних континентальных блоков.

Р.Бриннман считает, что олигоцен-нижнемиоценовый бассейн осадконакопления центральной и восточной Анатолии с открытым морем периодически сообщался только через морские акватории Малого Кавказа.

По данным С.Шенгера и Ю.Илмаза, в позднеэоцен-олигоценное время закрывается океан Внутренних Тавридов и морской бассейн Мейдан (Maden). Происходит внутреннее расслоение и перемещение Юксенского, Мейданского, Потургию-Битлисского литологических комплексов и эоценового флиша. Вероятно, проявлением этой коллизии является обособление Малатия-Небанского метаморфического массива относительно Потургию-Битлисского комплекса. Она деформировала западную часть восточноанатолийского аккреционного комплекса и ограничила их рост, за исключением области, расположенной к юго-востоку от озера Ван. Непосредственно после этого столкновения в морской бассейн Кюнгюз (Cüngüs), расположенный к югу от закрывшегося бассейна Мейдан стало поступать большее количество флишевых и олистостромовых образований. Например, блоки песчаников в кюнгюзских олистостромах представляют эродированные, перемещенные куски флиша Внутренних Тавридов.

Синхронно с окончательным закрытием бассейнов внутреннего-Тавра и Мейдана начинается андезитовый вулканизм, очаги которого широкой полосой протягиваются от Йозгата до Карса. Возможно, в конце олигоценного времени наступает процесс поглощения океанической литосферы кюнгюзского бассейна вдоль восточной зигзагообразной субдукционной зоны южной части Малой Азии с северным погружением.

Олигоцен-нижнемиоценовые отложения Ирана представлены морскими, континентальными и переходными (лагунно-континентальными) фациями. В восточной части Центрального Ирана (Сагаханд-Табас - северная часть Керманской области) и в западной части Лутской пустыни морские третичные отложения отсутствуют, а представленные здесь разрезы с конгломератами, красноцветными отложениями и вулканическими образованиями только условно относятся к палеогену и неогену (Stratigraphic lexicon of Iran, part I, Geological survey of Iran, 1971).

В юго-восточной части Ирана (Маиран, Белуджистан) отмечается мощный, до нескольких км полный разрез терригенного флиша эоцена-олигоцена, участками ассоциирующего с вулканическими породами. Следует отметить, что Маиранский бассейн является южным продолжением прогиба, вытянутого на 1000 и более км в субмеридиональном направлении, до г. Набула и далее в субширотном направлении до хребта Каракорум, заполненного верхнемеловыми-миоценовыми флишевыми отложениями мощностью около 9000 м (Стонли, 1979).

В юго-западной и северо-западной частях Ирана нижние красноцветные лагунно-континентальные отложения олигоцена часто отсутствуют. В СЗ части Ирана, в районе горы Солтание на вулканогенно-осадочных породах формации Карадж (средний-верхний эоцен) залегает 50 м пачка органогенных известняков формации Кум. Комплекс здесь обнаруженной морской фауны указывает на аквитанский возраст отложений формации (Штенлин и др., 1965). От вышеотмеченного разреза Кум частично отличается разрез в районе г. Сендбад - холмы Нарасф (Stöcklin and Eftekhari, 1969). Здесь на морских туфогенных (средний эоцен) и карбонатно-терригенных (верхний эоцен?) отложениях залегают голубовато-серые и желтые известковые глины с прослоями алевролитов и песчаников общей мощностью 60 м. Они согласно перекрываются мощной (150-200 м) пачкой красных гравийных конгломератов с прослоями песчаников и глин. В верхней части пачки в породах увеличивается примесь пирокластического материала. Над ними согласно залегают отложения формации Кум, мощностью до 470 м, представленные чередующимися слоями мергелей, известняковых конгломератов, зеленых тонкозернистых туфов и массивными рифогенными известняками. Последние залегают в нижней части разреза формации и по комплексу фауны, в том числе и коралловой, относятся к олигоцену (Mehrnuh). Детритовые известняки самой верхней части разреза этой формации датируются бурдигальским возрастом. Следует отметить, что в юго-западной и южной частях Ирана, а также в Ираке (Месопотамский прогиб) развита мощная карбонатная толща Асмари верхнего олигоцена-нижнего миоцена, с которой связана значительная часть запасов нефти и газа Ближнего Востока (Henson, 1950). По данным А. Забанбарга (1970), из этой толщи в 1969 году получено 168 млн. т нефти. В Иранском Азербайджане морские отложения формации Кум перекрываются верхней красноцветной толщей среднего миоце-

на. В центральном Иране, особенно в бассейне Невир, где мощность их доходит до 6 км, они относятся к среднему-верхнему миоцену.

По данным Р.Бриннмана (Brinkmann, 1976), в восточной Анатолии недифференцированные красноцветные отложения залегают между верхним эоценом и средним миоценом (район Мерзифон, к востоку от г.Амасия). В районе между городами Найсери и Сивас толща нижних красноцветных отложений несогласно залегают над морским средним эоценом и перекрывается морскими образованиями аквитанского яруса нижнего миоцена, а толща верхних красноцветов расположена между аквитанскими и бурдигал-гелветскими морскими отложениями. Таким образом, в восточной Анатолии время накопления отложений нижней красноцветной толщи относится к верхам верхнего эоцена и к олигоцену, а верхней красноцветной - к средней части нижнего миоцена. В свете этих региональных данных, с учетом результатов комплексных лабораторных исследований и промысловых материалов бурения, разрезы Октемберянской толщи Армянской ССР можно делить на следующие литолого-стратиграфические подразделения (снизу-вверх):

1. Нижняя красноцветная толща (верхняя часть верхнего эоцена - нижний олигоцен). Во многих скважинах Октемберянского прогиба они подстилаются фаунистически датированными карбонатно-терригенными отложениями среднего-верхнего эоцена.

2. Сероцветная, преимущественно песчано-глинистая, собственно октемберянская свита - олигоцен.

3. Верхняя красноцветная (пестроцветная) толща - нижний миоцен. Отсутствие надежных фаунистических данных (в октемберянской свите обнаружены детально описанные С.А.Бубицян остракоды, а также найдены почти неопределимые раковины мелких песчаных фораминифер) затрудняет четкую датировку вышеуказанных подводно-дельтовых морских, надводно-дельтовых и лагунно-континентальных отложений молассовой формации.

Как уже отмечалось, среди морских образований нижне-молассовой формации региона выделяются отложения шоракбюрской свиты, которые по комплексу моллюсков, фораминифер, кораллов и др. датированы как нижний-средний олигоцен (Абих, 1973; Асланян, 1958; Асланян, 1976; Габриелян, 1964; Саакян-Геозалян, 1957 и др.). Так как в бассейнах рр.Веди, Азат и Раздан переход между отложениями флишевой и нижне-молассовой формаций постепенный, то нами (Садоян, 1966) в разрезе

шорахбюрской свиты выделяется: переходная пачка; нижняя глинисто-песчаная и верхняя песчано-глинистая подсвиты. В отдельных участках, например, в районе г.Карамолла, в самой верхней части разреза свиты выделяются небольшие органогенные рифовые постройки (Бендুকидзе, 1955; Садоян, Асланян, 1981). Характерно заметное огрубение гранулометрического состава пород в нижних частях разрезов шорахбюрской свиты и ее аналогов на Малом Кавказе, с появлением массивных (до 10 м) и массивно-слоистых алевролитов, песчаников, изредка с прослоями гравелитов. Такая же картина часто наблюдается и в низах разрезов майнопской серии Нуринской впадины и горного Талыша. Вероятно, с этой точки зрения можно провести параллель и между сравнительно крупнообломочными отложениями вышеуказанных нижних красочетных толщ Октемберянской впадины, Восточной Анатолии, Северо-западного и Центрального Ирана. По-видимому, это огрубение осадков связано с интенсивным воздыманием Понтида, Таврида, центральной части Малого Кавказа, северо-западной и центральной частей Ирана во время пиренейской фазы складчатости. Возможно, преобладающая в разрезе шорахбюрской свиты песчано-глинистая подсвита (точнее ее алевро-пелитовые отложения) формировались, в основном, в период затишья орогенеза и заметной пенеппенизации суши. Такое заключение справедливо также для майнопской серии Нуринской депрессии и для октемберянской (сероцветной) свиты.

Отмечалось развитие в массивных, массивно-слоистых, сравнительно слабо сцементированных песчаниках и алевролитах нижней части разрезов шорахбюрской и шагапской свит шаровидных, эллипсоидальных и матрацевидных, мелких и крупных конкреционных (песчано-карбонатных, алеврито-карбонатных) образований (Саркисян, Асратян, Садоян, 1966). Последние нередко слагают своеобразные более или менее выдержанные горизонты, которые в Шорахбюрской долине протягиваются на расстояние до 2 км. Центрами стяжения конкреционных образований служили в основном известковые раковины, углефицированные растительные остатки и др. Н.М.Страхов (1960) считает, что карбонатные конкреции формируются на стадии диагенеза, в собственно конкрециообразовательный этап. Многочисленные мелкие стяжения ориентируются уже к небольшому количеству центров крупных стяжений, охватывающих сравнительно большой объем осадка.

Именно на этом этапе начинается дегазация осадков, частичная утечка CO_2 , способствующая осаждению карбонатов. А.В.Манедонов

(1966) отмечает, что морские известковые конкреции могут возникать в условиях влажного, но жаркого климата и что они, в основном, являются раннедиагенетическими образованиями.

Следует отметить, что морские олигоценовые отложения шорахбюрской свиты и ее аналогов в Центральной и Южной Армении частично отличаются от тановых северной части региона, локализованных в районе с.Гергер (гергерская свита). Мощности глинисто-песчаных отложений гергерской свиты (до 200 м) резко уступают мощностям шорахбюрской свиты (до 900 м). Возможно, что единственный разрез гергерской свиты неполный (последний надвигом перекрывается вулканогенно-осадочными образованиями среднего эоцена). Кроме того, известковистые песчано-алевритовые породы гергерской свиты частично окремнены и в них в заметных количествах встречаются кремнистые губки, тогда как в породах шорахбюрской свиты они почти не наблюдаются. Вероятно, Гергерский залив имел связь с олигоценовым морем через северный, Ахалцихский морской бассейн. Не исключена его связь через узкие проливы с шорахбюрским (в центральной части региона) и майкопским (в Среднекуринской депрессии) морями, хотя прямых доказательств в виде сохранившихся разрезов морских олигоценовых отложений не обнаружено на территории, расположенной между ними. Можно предполагать, что олигоценовое море через Мхчанский пролив сообщалось с Южно-Таврским (Нюнгузским) морем. Вайн-Зангезурская часть олигоценового моря, вероятно, через Севано-Анеринскую зону и через Нубатлинский пролив была связана с Среднекуриным и Майкопским бассейном. Через Паракарский пролив, олигоценовое море на юго-западе сообщалось с Восточно-Анатолийскими, преимущественно лагунными бассейнами. Одним из интересных, литологически малоизученных объектов северной части региона являются битуминозно-угленосные, псефо-пелитовые, преимущественно сероцветные молассоидные образования дилижанской и особенно бандиванской свит олигоцен-нижнемиоценового возраста.

Если в дилижанской свите часто встречаются ритмично чередующиеся пачки с конгломератами и гравелитами в основании, то в бандиванской свите они почти не наблюдаются. В разрезе последней преобладают массивнослоистые глинистые породы с редкими прослоями бурого угля. Следует добавить, что возраст бандиванской свиты четко не установлен. Молассоидные образования указанных толщ заполняют

Амасия-Дилижанскую мульду Севано-Ширакского синклинория и представляют отложения сравнительно крупных, опресненных континентальных водоемов (О.А.Саркисян, В.П.Асратян, А.А.Садоян, 1986).

В бассейнах верхнего и среднего течения р.Аракс, р.Чорох, верхнего течения р.Ефрат, в межгорных прогибах Восточной Анатолии и Араратской котловины накопились молассовые красноцветные отложения. Мощности последних в Арансинской зоне достигают до 800 м (Геология Армянской ССР, т.5, 1974). По данным Р.Бринкмана (Brinkmann, 1976), мощности верхних красноцветов Восточной Анатолии имеют приблизительно тот же порядок. Эта, почти немая толща, которую слагают глины, известковистые алевролиты, песчаники, гравелисты, конгломераты, по своему стратиграфическому положению (подстилается отложениями шорахбюрской и перекрывается отложениями гипсоносно-соленосной свит) датирована как верхний олигоцен - нижний миоцен (Габриелян, 1964), по другим данным относится к нижнему миоцену (Асланян, 1958). Следует отметить, что в Восточной Анатолии верхние красноцветы тоже относятся к нижнему миоцену (Brinkmann, 1976).

Осадконакопление в олигоценовых бассейнах происходило в разных геохимических обстановках, соответствующих разным геохимическим фациям (Пустовалов, 1940; Теодорович, 1958). В Восточной Анатолии, в Октемберянском прогибе и на территории Нахичеванской АССР часть олигоценовых отложений (особенно в низах их разрезов) представлена красноцветными образованиями. Последние формировались в окислительной геохимической обстановке. Сероцветные отложения октемберянской свиты образовались преимущественно в восстановительной обстановке, соответствующей восстановительной (пирит) геохимической фации. По данным В.В.Пайразяна (1964), Ю.Р.Награманова, Г.З.Атанесян, В.К.Солоднова (1981) содержание органического углерода ($C_{орг.}$) в октемберянской свите варьирует от 0,12 до 4,3%, часто составляя для глин 0,8-1,6%, для алевролитов 0,4-0,8%, а для песчаников 0,2-0,4%. Отложения шорахбюрской свиты и ее аналогов формировались в морской восстановительной (пирит) геохимической обстановке. Здесь содержание $C_{орг.}$ колеблется от 0,12 до 2,28%, часто составляя 0,5-1,1%, причем снизу вверх по разрезам свиты содержание его постепенно уменьшается.

Преимущественно в восстановительной геохимической обстановке формировались и олигоцен-нижнемиоценовые отложения бандиванской и

дилижанской свит, широко распространенные в бассейне верхнего и среднего течения р.Аракс.Красноцветные молассоидные образования верхнего олигоцена-нижнего миоцена преимущественно образовались в окислительной обстановке (гематит-лимонитовая геохимическая фация), но в слабо щелочных условиях формирования осадков.

Как уже мы отметили, по сравнению с верхним мелом и ранним, средним палеогеном, в олигоцене и миоцене в глобальном масштабе произошло некоторое понижение температуры. Оно слабо отразилось также на климате территории Малого Кавказа и сопредельных областей. В отличие от многих регионов юга СССР, климат на Малом Кавказе оставался теплым, переменновлажным, тропическим переходящим к субтропическому. По данным Я.Б.Лейе, комплекс спор и пыльцы в ниже-среднеолигоценовых песчано-глинистых отложениях свидетельствует о преобладании в растительном покрове ксерофильных форм, о более жарком и сухом климате. Наличие небольшой примеси палыгорскита в составе глинистых минералов в самой верхней части разреза шорахбюрской свиты, вероятно, также указывает на установление сухого, жаркого климата в конце среднего олигоцена в центральной части Армении, в Шорахбюр-Фонтанском прогибе.

Примесь каолинита в составе глинистых минералов Октемберянской и дилижанской свит указывает на существование субтропического, влажного климата в областях питания и осадконакопления. Это особенно наглядно подтверждается на примере Амасийско-Дилижанской межгорной мульды с ее олигоцен-нижнемиоценовыми угленосными отложениями.

М.А.Ратеев (1964), И.Х.Петросов (1984) отмечают, что каолинит часто концентрируется в отложениях прибрежной полосы моря. Следовательно, присутствие каолинита еще раз подтверждает тот вывод, что отложения октемберянской свиты преимущественно являются прибрежно-морскими, дельтовыми образованиями. Судя по мощности октемберянской свиты, реки были крупными, полноводными и снос обломочного, в том числе пелитового материала в этот бассейн происходил в основном с юга и с запада, с горных сооружений Восточной и Центральной Анатолии. Можно добавить, что рельеф этих поднятий во время образования глинистой подсвиты октемберянской свиты был заметно пенепленизирован. Указанная пенепленизация имела региональный характер и охватила также поднятия центральной части Малого

Навказа и южной части Большого Навказа, соответствуя времени накопления мощных глинистых отложений шорахбюрской и майкопской свит. Комплекс фауны (нуммулиты, кораллы, толстостенные и богато скульптурированные моллюски и др.) в отложениях шорахбюрской свиты и ее аналогов указывают на то, что ранне-среднеолигоценное море южной части Малого Навказа было теплым, по температурному режиму близким к бассейну тропической зоны, с нормальной соленностью и гидродинамическим и газовым режимом. Присутствие в этом комплексе некоторых сравнительно холоднолюбивых форм (*Nucula*, *Nuculana*, *Pectenculus*, *Chlamus*, *Astarte*), вероятно, свидетельствует о начавшейся тенденции похолодания климата. По данным Н.А. Ясаманова температуры раннего олигоцена, определенные по раковинам двустворчатых моллюсков Малого Навказа, оказались равными 17-18°C. В Северном Закавказье средние годовые температуры в раннем олигоцене колебались в пределах 14-16°C, а в среднем и позднем олигоцене — резко понизились и варьировали в пределах 8-10°C.

Вероятно, о сравнительно холодном климате, чем в шорахбюрском бассейне седиментации свидетельствует и заметное содержание раковин кремнистых организмов в отложениях геггёрской свиты северной части региона. Вероятно, это было связано с существованием Амасийско-Севанско-Зангезурской зоны поднятий, препятствующей проникновению холодных вод в шорахбюрский морской бассейн.

В олигоцен-нижнемиоценовое время, несмотря на чередующиеся периоды относительного тектонического покоя и денудации ландшафта, в основном преобладали тенденции горообразования. В этой связи четко вырисовывается и вертикальная климатическая зональность. Если в горных районах Малого Навказа, восточной и северо-восточной Анатолии преобладал теплый влажный климат, то в пониженных местностях, особенно в южных прибрежных равнинных ландшафтах, климат был более сухой, жаркий, субтропический.

В конце среднего олигоцена в Еревано-Ордубадской подзоне происходит заметное обмеление значительной части морского бассейна. Оно характеризуется присутствием в верхней части разрезов шорахбюрской свиты и ее одновозрастных аналогов пачек сильно известковых алевролитов и песчаников с богатой конхилиофауной и формированием дугообразно вытянутых кораллово-мшанново-водорослевых, рифовых органических построек. Следует отметить, что в образовании некоторых,

сравнительно больших карбонатных органогенных построек Вайоцдзора (Садоян, Асланян, 1981), кроме тектонического, немаловажное значение имеет также вулканический фактор (Хаин, 1962). В позднем олигоцене и, особенно, в раннем миоцене, в Араксинской зоне и в межгорных прогибах Восточной Анатолии и северо-западной части Ирана устанавливается лагунно-континентальный режим с формированием красноцветных (верхние красноцветы) образований. На территории распространения красноцветов по И.Х.Петросову (1984) существовала резко выраженная вертикальная климатическая зональность. В сравнительно возвышенных горных ландшафтах, где возникли красноземы, латеритовые коры выветривания, устанавливался влажный теплый климат. В равнинных, пониженных частях межгорных прогибов, в областях окончательной седиментации красноцветных отложений господствовал сухой жаркий субтропический климат.

Как уже отмечалось, на Малом Кавказе и в сопредельных областях в олигоцен-нижнемиоценовое время проявление вулканизма было не очень интенсивным, с образованием пород известково-щелочного ряда, нередко типа щелочных андезитов-базальтов. В это время завершилось внедрение многих, преимущественно палингенных интрузивных образований в Анкаван-Мегринской и Севано-Ширакской подзонах (среди них крупный Памбакский массив нефелиновых сиенитов и поздние фазы внедрения Мегринского батолита и ряд других).

Г л а в а 5

КОЛЛЕКТОРСКИЕ СВОЙСТВА И ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ПАЛЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ АРМЯНСКОЙ ССР. ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

На территории Армянской ССР с 1948 года с перерывами проводятся поисково-разведочные работы. Цель их - оценка перспектив нефтегазоносности ее недр. Выяснено, что наиболее перспективным районом Армянской ССР с точки зрения нефтегазоносности является Араратская впадина (Аранелян и др., 1967; Арзуманян С.Н., 1962; Асланян и др., 1971). Она расположена на юго-западе Армянской ССР и занимает значительную часть среднеараксинской межгорной впадины. Пока еще плохо изучены и не совсем ясны перспективы осадочных образований в Вайоцдзоре, в Севано-Ширакском синклинории, особенно в Ленинканской, Сабунчинской впадинах. На территории Армянской ССР в разрезах фанерозоя самыми перспективными в отношении нефтегазоносности считаются палеогеновые отложения. Сравнительный анализ, в основу которого положена равноценность тектонической природы, характер осадочного выполнения бассейна как в возрастном, так и в фациальном выражениях, органическое насыщение пород и т.п., свидетельствует о существовании территорий с установленной промышленной нефтегазоносностью, являющихся аналогами территории Армянской ССР. В этом отношении аналогами Араратской впадины, кроме Нуринской, можно считать Панонскую, Венскую, Трансильванскую нефтегазоносные впадины в Альпийско-Карпатской и межгорные впадины Магдалена (Нолумбия), Мендоса (Аргентина) в Андской складчатых системах (Бакиров и др., 1971).

Промышленная газонефтеносность палеогеновых отложений Среднекуринской депрессии установлена еще в 1947 г. на площади Назанбулаг, где из средне-верхнеэоценовых отложений (фораминиферовые слои) был получен промышленный приток нефти с дебитом 20-30 т/сутки. В даль-

нейшем были выявлены Дальмамедлинское, Мурадханлинское и др. месторождения нефти в Евлах-Агджабединской зоне (Агабеков, Салаев и др., 1982). Особый интерес представляет геологический разрез палеоцена Самгори-Патардзеульского поднятия Притбилисского района Грузии, во многом напоминающий одновозрастный разрез шорахбюрской антиклинали Приереванского района Армении. В 1974 г. скв.7 Самгори в вулканогенно-осадочных отложениях среднего эоцена, на глубинах 2560-2750 м была выявлена высокодебитная залежь нефти. Коллектор в этой залежи порово-трещинного типа. Пористость насыщения в отдельных образцах достигает 13,6%. Коэффициент трещинной пористости 0,9%. Проницаемость 1,4-86,5 миллидарси. Следует добавить, что на Патардзеульской площади получена нефть также из верхнеэоценовых отложений. На площади Самгори (скв.3) выявлена газоносность и песчано-мергельных пород нижнего эоцена.

Можно было бы привести еще целый ряд нефтегазоносных областей, имеющих много общего с межгорными депрессионными зонами Армении, особенно ее центральной и юго-западной частей. Последние на протяжении значительного интервала истории своего развития испытывали устойчивое погружение и в результате интенсивного осадконакопления в них формировались мощные толщи осадочных, вулканогенно-осадочных отложений, претерпевших лишь слабый метаморфизм. Эти зоны характеризуются благоприятной гидрохимической обстановкой для генерации органического вещества в углеводороды.

В центральной и юго-западной частях территории Армянской ССР в разрезах депрессионных зон присутствуют сравнительно выдержанные по простиранию покрывки и породы-коллектора, где в благоприятных условиях аккумуляции углеводородов могут формироваться залежи нефти и газа.

Промышленные залежи нефти и газа, как известно, связаны с породами, имеющими удовлетворительные коллекторские свойства (Налинко, 1963; Ханин, 1962). Основными факторами, влияющими на коллекторские свойства пород (особенно терригенных), являются: петрографический состав, размер, окатанность и степень отсортированности обломочных зерен, состав и количество цемента, степень уплотненности пород, постседиментационные вторичные изменения, а также геологическое время, в течение которого действуют указанные факторы (Нонюхов, 1961; Садоян, 1965). Аккумуляционные в породах-коллекторах

(при благоприятных тектонических и геохимических условиях) углеводороды в геологическом времени сохраняются лишь тогда, когда они ограничены в кровле и подошве мощными глинистыми, галогенными и другими, практически непроницаемыми породами и имеют довольно широкое площадное распространение. Вопрос о нефте- и газопородах, препятствующих вертикальной миграции углеводородов, имеет важное значение для формирования залежей и их поисков. Основными породами-покрышками являются глины. Экранирующие свойства глинистых пород зависят от тонкодисперсности, адсорбционной способности, наличия разбухающих минералов, а также содержания песчано-алевритовой примеси. Надежными покрышками являются монтмориллонитовые глины. Отметим, что глины палеогена и неогена почти всех исследованных разрезов скважин, пробуренных на территории Армянской ССР, преимущественно монтмориллонитовые. В Араратской впадине (в Октемберянском, Арташатском, Приереванском или Арагац-Спитансарском прогибах) встречаются следующие сравнительно выдержанные, мощные покрышки (стратиграфически сверху вниз):

1. Сарматские отложения (разданская свита). В разрезе разданской свиты резко преобладают глины с прослоями песчаников и алевролитов. Последние нередко характеризуются хорошими коллекторскими свойствами. Мощность свиты колеблется от 50 до 1600 м, часто 200-400 м.

2. Галогенные отложения среднего миоцена (соленосно-гипсоносная свита). Представлены глинами с мощными пластами каменной соли, гипса и ангидрида. Мощность свиты колеблется в широких пределах от 40 до 1350 м, часто 200-600 м. В разрезах Араратской впадины отложения разданской и гипсоносно-соленосной свит часто образуют единую мощную и достаточно выдержанную покрышку.

3. а) Глинистая подсвита шорахбюрской свиты олигоцена. Представлена глинами с редкими прослоями песчаников, алевролитов и известняков. Мощность подсвиты колеблется от 50 до 500 м, часто 200-300 м. Является не очень выдержанной по площади покрышкой для песчано-алевролитовых коллекторов олигоцена и эоцена.

б) Глинистая свита (олигоцен) октемберянской толщи распространена в октемберянском прогибе и является надежной покрышкой для нижезалегающих коллекторов. Мощность ее колеблется от 100 до 1000 м, часто 300-600 м. Наибольшие мощности свиты отмечаются в центральной и западной частях прогиба. Оценка коллекторских свойств основ-

ных литолого-стратиграфических подразделений палеогена приводится по керновому материалу скважин вышеуказанных прогибов Армянской ССР.

Даний-нижний эоцен (Терригенно-карбонатная формация и флишевая субформация). Терригенно-карбонатные отложения этого возраста вскрыты скважинами 3,8-Зейва, 2-Масис, 14-Раздан, 1,31-Шорахбюр, 2,11-Мхчян, 1-Арташат, 1-Чатма и др., а также изучены в естественных обнажениях. Они представлены мергелями, органогенно-обломочными известняками, известковыми алевролитами, песчаниками, гравелистами, конгломератами и реже - глинами.

Коллекторские показатели пород дания - нижнего эоцена в основном низкие: открытая пористость известковых гравелитов, песчаников и алевролитов колеблется от 2,60 до 13,40%. В Приараксинской подзоне средняя открытая пористость пород составляет 6,67%, а в Приереванском прогибе Еревано-Ордубадской подзоны - 1,70%. Газопроницаемость варьирует от 0 до 7,5 мд (миллидарси), в среднем составляя для пород Приараксинской подзоны 0,362 мд, а в Приереванском прогибе 0,075 мд.

Трещинная проницаемость пород (в основном карбонатных) колеблется от 0 до 5,47 мд, в среднем составляя 0,515 мд. Характерно некоторое повышение показателей коллекторских свойств пород в Приараксинской подзоне. Значения открытой пористости и проницаемости пород дания-нижнего эоцена в основном, низкие (рис.5.1, 5.2). Это обусловлено большим содержанием карбонатного цемента (часто базального типа), плохой отсортированностью зерен и значительным уплотнением пород (они часто залегают на глубинах 2500-4000 м).

Терригенно-карбонатные породы дания-нижнего эоцена в благоприятных условиях могут служить только порово-трещинными или трещинными коллекторами о чем свидетельствуют проявления нефти в скв.1 Шорахбюр.

Средний эоцен (вулканогенно-осадочная флишеидная и карбонатно-терригенная субформация). Породы среднего эоцена являются наиболее распространенными и мощными (до 2,5 км) в разрезах палеогена Армянской ССР. В Араратской впадине и в прилегающих районах они вскрыты скважинами 30-Фонтан, 14,16-Раздан, 1,31-Шорахбюр, 2-Мхчян, 114-Паракар, 8-Ахурян, 45-Вайоцдзор и 35-Ленинкан. Представлены вулканогенно-осадочными (преобладают), вулканокластическими, оса-

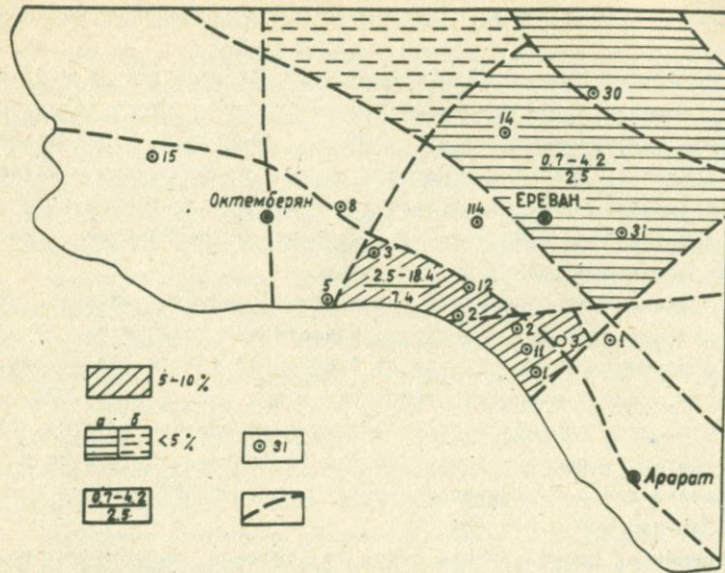


Рис.5.1. Схематическая карта открытой пористости пород дания-нижнего эоцена ЮЗ части Армянской ССР.

1. Средние значения открытой пористости пород составляют 5-10%. 2. Средние значения открытой пористости пород меньше 5%. а) достоверные, б) предполагаемые. 3. В числителе пределы, а в знаменателе - среднее значение открытой пористости. 4. Номер скважины. 5. Разломы.

дочными (терригенными, карбонатными) и реже - эффузивными породами. Открытая пористость гравийно-алевритовых пород колеблется от 0,31 до 12,2%, часто 3-5%. Газопроницаемость составляет от 0 до 1,350 мд, часто ниже 0,01 мд. Трещинная проницаемость и пористость, определенная в шлифах большой площади, тоже невысокая. Трещинная проницаемость часто составляет 0,60-0,95 мд, а трещинная пористость - 0,1%. В единичных случаях трещинная проницаемость достигает до 68,4 мд (сква.45-Вайоцдзор, гл.755-760 м). Коллекторские свойства пород вулканогенно-осадочной субформации по естественным

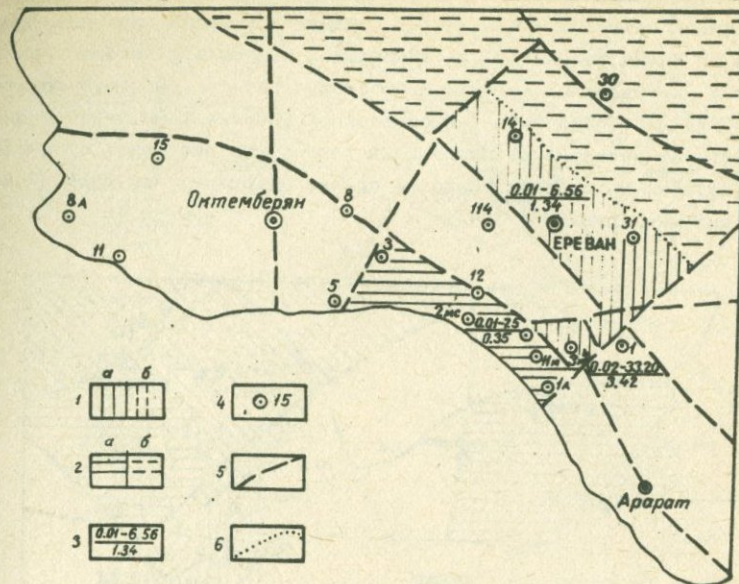


Рис.5.2. Схематическая карта проницаемости пород нижнего зоена ЮЗ части Армянской ССР.

1. Средние значения проницаемости (преимущественно газопроницаемости) пород составляют 1-10 мд (миллидарси). 2. Средние значения проницаемости пород 0,01-1 мд. 3. В числителе пределы, а в знаменателе - среднее значение проницаемости пород. 4. Номер свижины. 5. Разломы. 6. Границы площадей распространения пород с разной проницаемостью.

обнажениям следующие: открытая пористость - от 3,1 до 13,6%, в среднем 8,6%; газопроницаемость от 0,002 до 453,4 мд, в среднем 72,88 мд. Карбонатность пород - от 0,8 до 26,7%, в среднем 3,85%. Количество глинистого цемента (хлоритизированное, девитрифицированное пелитовое вещество) колеблется от 35,2 до 50%, в среднем составляя 37,14%. Трещинная проницаемость колеблется от 2,8 до 12,8 мд в среднем составляя 6,3 мд. Трещинная пористость низкая, редко достигающая до 0,1%. Коллекторские свойства пород вулканогенно-осадочной субформации, особенно емкостные, в основном низкие, за ис-

ключением некоторых образцов со средней и высокой проницаемостью. В то же время результаты интерпретации промыслово-геофизических данных указывают на высокую макротрещиноватость, которую практически трудно определить в лабораторных условиях. Об этом свидетельствуют интенсивные поглощения глинистого раствора, отмеченные в некоторых интервалах разрезов среднего эоцена, при бурении многих скважин (рис.5.3, 5.4).

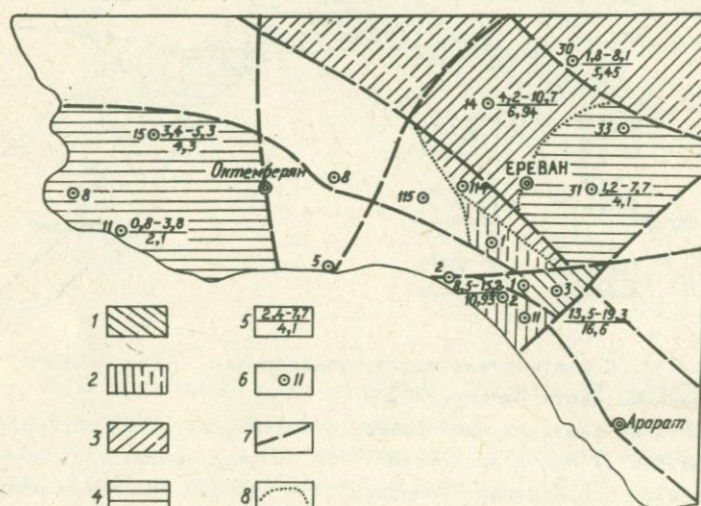


Рис.5.3. Схематическая карта открытой пористости пород среднего эоцена ЮЗ части Армянской ССР.

1. Средние значения открытой пористости пород составляют 15-20%. 2. Средние значения открытой пористости 10-15%: а) достоверные, б) предполагаемые. 3. Средние значения открытой пористости 5-10%: а) достоверные, б) предполагаемые. 4. Средние значения открытой пористости меньше 5%. 5. В числителе пределы, а в знаменателе - среднее значение открытой пористости. 6. Номер скважины. 7. Разломы. 8. Границы площадей распространения пород с разной пористостью.

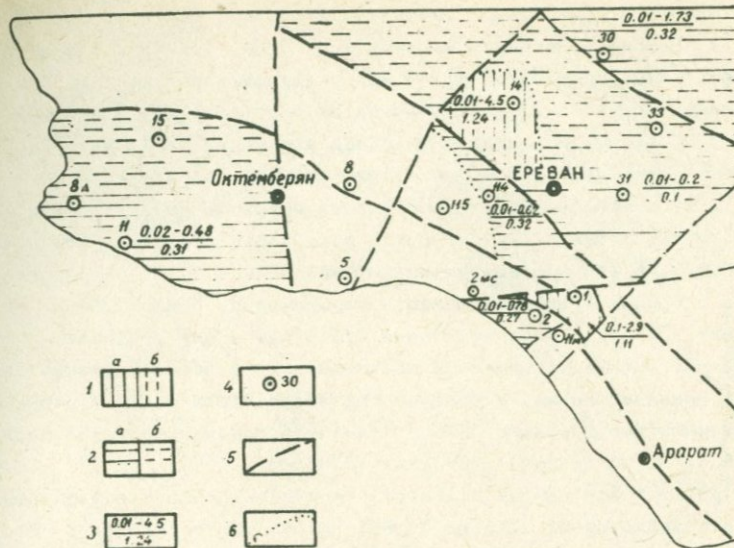


Рис.5.4. Схематическая карта проницаемости пород среднего эоцена ЮЗ части Армянской ССР.

1. Средние значения проницаемости (преимущественно газопроницаемости) пород составляют 1-10 мд. 2. Средние значения проницаемости пород 0,01-1 мд. 3. В числителе пределы, а в знаменателе - среднее значение проницаемости. 4. Номер скважины. 5. Разломы. 6. Границы площадей распространения пород с разной проницаемостью.

Средний-верхний эоцен (карбонатно-терригенная формация и флишевая субформация). Карбонатно-терригенные отложения среднего-верхнего эоцена обнажаются в бассейнах рр. Арпа, Веди, Азат и были вскрыты глубокими скважинами 2-Мхчян, 114-Паракар, 1,31-Шорахбюр, 33-Арунус, 30-Фонтан, 4,5,6,8,11,13,14,15,16,20-Раздан, 11,18-Октябрьян, 8-Ахурян и др. Мощность этих отложений в скважинах часто составляет 800-900 м, а в скв.31 Шорахбюр достигает до 1400 м. В Приереванском районе коллекторские показатели песчано-алевритовых пород следующие: открытая пористость колеблется от 2,69 до 17,91%,

в среднем для песчаников составляет 10,89%, а для алевролитов - 10,25%. Газопроницаемость варьирует от 0 до 67,76 мд. в среднем для песчаников составляя 0,317 мд, а для алевролитов - 0,879 мд. Трещинная проницаемость колеблется от 0 до 4,87 мд, в среднем составляя 0,742 мд. Карбонатность пород варьирует от 2,69 до 21,0%, в среднем для песчаников составляя 6,16%, а для алевролитов - 8,47%. В Октемберянском прогибе характеристика коллекторских свойств пород следующая: открытая пористость колеблется от 0,42 до 10,60%, в среднем составляя для песчаников 5,27; а для алевролитов - 4,90%. Газопроницаемость варьирует от 0 до 27,80 мд, в среднем для песчаников составляя 2,015 мд, а для алевролитов - 1,642 мд. Величины трещинной проницаемости у песчано-алевритовых пород незначительные, в среднем составляя 0,071 мд. В карбонатных породах Октемберянского района трещинная проницаемость возрастает до 75,37 мд, в среднем составляя 15,02 мд.

В Арташатском районе открытая пористость песчано-алевритовых пород колеблется от 5,97 до 11,84%, в среднем составляя 9,38%. Газопроницаемость варьирует от 0 до 6,72 мд, в среднем составляя 2,734 мд. Карбонатность пород колеблется от 9,00 до 31,00%, в среднем составляя 14,23% (рис. 5.5, 5.6).

Анализ приведенных данных показывает, что песчано-алевритовые породы Приереванского района характеризуются сравнительно высокими значениями открытой пористости, чем песчаники и алевролиты среднего-верхнего эоцена Октемберянского района. Максимальные значения газопроницаемости песчаников и алевролитов Приереванского района тоже выше, чем в Октемберянском. В целом, сравнительно удовлетворительные коллекторские свойства пород среднего-верхнего эоцена Приереванского района помимо литологического состава (в Октемберянском районе часть терригенных пород представлены красноцветными отложениями), зависит от меньшей степени их уплотненности. В Октемберянском районе кровля отложений верхнего эоцена обычно залегает на глубинах 1800-2200 м, а в Приереванском районе за исключением разреза снв.33-Арамус, на глубинах 1050-2141 м. Сравнительно большими значениями трещинной проницаемости (до 75,37 мд) характеризуются терригенно-карбонатные породы Октемберянского района.

Олигоцен (формация нижних моласс). Н. Нижнемолассовой формации

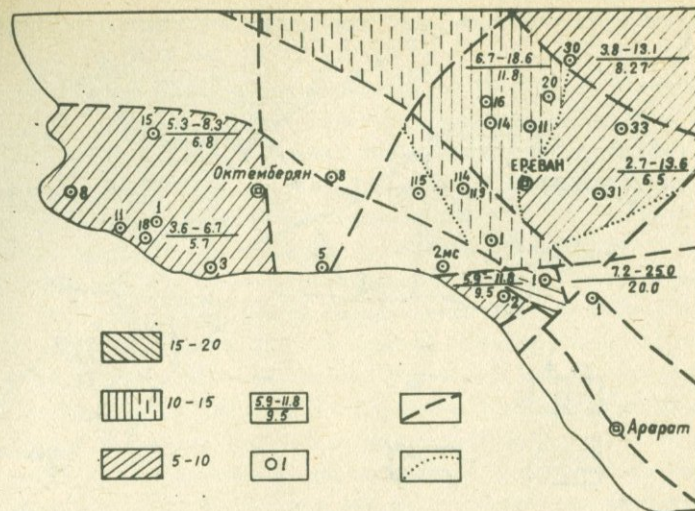


Рис.5.5. Схематическая карта открытой пористости пород верхнего эоцена ЮЗ части Армянской ССР.

1. Средние значения открытой пористости пород составляют 15-20%.
2. Средние значения открытой пористости 10-15%.
3. Средние значения открытой пористости 5-10%.
4. В числителе пределы, а в знаменателе - среднее значение открытой пористости.
5. Номер скважины.
6. Разломы.
7. Границы площадей распространения пород с разной пористостью.

относятся в Приереванском и Арташатском районах отложения шорахбюрской свиты (нижний-средний олигоцен), а в Октемберянском районе - октемберянской толщи (вероятно олигоцен). Наибольшая мощность шорахбюрской свиты отмечается в Ацаванской синклинали (814 м) и в скважинах 33-Арамус, 4-Раздан (около 700 м). К западу и юго-западу от Шорахбюрской антиклинали, в районах Аштарак-Спандарянского (скв.13,14 раздан) и Айнтап - Эчмиадзинского (скв.1 оп.Тазагюх, 114 Паранар) погребенных поднятий, мощность шорахбюрской свиты резко сокращается и выклинивается (скв.115 Звартноц). Открытая пористость песчано-алевритовых пород шорахбюрской свиты в Приереванском и Арташатском районах колеблется от 3,12 до 29,4%, в среднем

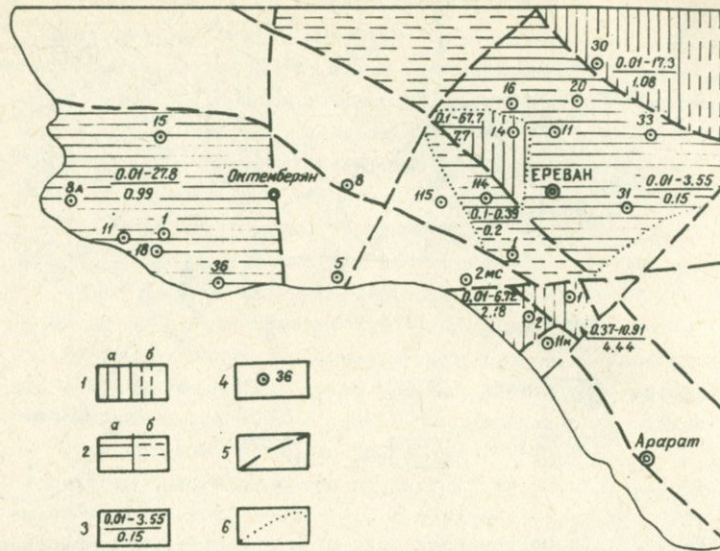


Рис.5.6. Схематическая карта проницаемости пород верхнего эоцена ЮЗ части Армянской ССР.

1. Средние значения проницаемости (преимущественно газопроницаемости) пород 1-10 мд. 2. Средние значения проницаемости пород 0,01-1 мд. 3. В числителе пределы, а в знаменателе - среднее значение проницаемости. 4. Номер скважины. 5. Разломы. 6. Границы площадей распространения пород с разной проницаемостью.

составляя для песчаников 13,96%, а для алевритов 11,96%. Газопроницаемость в тех же породах колеблется от 0 до 32,80 мд, в среднем составляя для песчаников 1,575 мд, а для алевритов - 3,101 мд. В больших шлифах образцов шорахбюрской свиты естественные, открытые трещины не обнаружены. Содержание карбонатного вещества в песчано-алевритовых породах Приереванского района колеблется от 0,97 до 16,35%, в среднем составляя 5,74%, а в Арташатском районе соответственно от 13,26 до 17,7%, в среднем составляя 15,05%. Характерно заметное повышение карбонатности пород в Арташатском районе,

что в свою очередь частично понижает величины их пористости и газопроницаемости.

Октемберьянская толща общей мощностью до 2000 м подразделяется на три свиты: нижняя песчано-глинистая, средняя-глинистая и верхняя - песчано-глинистая. Открытая пористость песчано-алевритовых пород нижней свиты колеблется от 3,5 до 24,5%, в среднем составляя для песчаников 12,1%, а для алевролитов - 11,2%. В верхней песчано-глинистой свите открытая пористость варьирует от 7,6 до 30,2%, в среднем составляя для песчаников 18,5%, а для алевролитов - 14,6%. Газопроницаемость пород нижней песчано-глинистой свиты колеблется от 0 до 42,4 мд, а верхней песчано-глинистой свиты от 0 до 77,46 мд, в среднем составляя для песчаников соответственно 3,2 и 150,1 мд, а для алевролитов 2,9 и 12,5 мд. Содержание карбонатного материала (преимущественно цемента) песчано-алевритовых пород октемберьянской толщи колеблется в нижней песчано-глинистой свите от 0 до 49,3%, а в верхней песчано-глинистой свите от 0 до 41,5%, в среднем составляя для песчаников соответственно 7,5 и 4,8%, а для алевролитов - 5,4 и 4,6%.

В Октемберьянской толще снизу вверх по разрезу наблюдается улучшение коллекторских свойств пород, особенно фильтрационных. Например, в разрезах верхней песчано-глинистой свиты, в скв. 11-н, на глубине 842-850 м газопроницаемость составляет 2461,8 мд, а в скв. 8-к, на глубине 628,1-634 м - 7746,4 мд. Сравнительно удовлетворительными коллекторскими свойствами в нижней песчано-глинистой свите обладают терригенные породы, распространенные в западной и центральной частях Октемберьянского прогиба. Следует добавить, что для коллекторов нижней песчано-глинистой свиты мощной покрывной служат глинистые породы глинистой свиты. Характерно, что из коллекторов песчано-глинистой свиты в скв. 13-р получен значительный приток горячего газа. Оценка коллекторских свойств пород верхней и нижней песчано-глинистых свит Октемберьянской толщи и времени их образования, приведена в работе А.А.Садояна и Э.М.Нарапетяна (1972).

В песчано-алевритовых породах олигоцена можно выделить по емкости коллектора, относящиеся к классам А, В, С, Д и Е (Авдусин, Цветкова, 1943; Хаин, 1962). В шорахбюрской свите они преимущественно относятся к классам В и С, в нижней песчано-глинистой свите Октемберьянской толщи - к классу С, а в верхней песчано-глинистой свите -

к классам В и С. По проницаемости выделяются коллектора, относящиеся к классам I, II, III, IV, V и VI (Теодорович, 1958; Вассович, Налинко, 1954). В нижней песчано-глинистой свите Октемберянской толщи и в шорахбюрской свите они преимущественно относятся к классу IV, а в верхней песчано-глинистой свите - к классам II, III и IV (рис.5.7, 5.8).

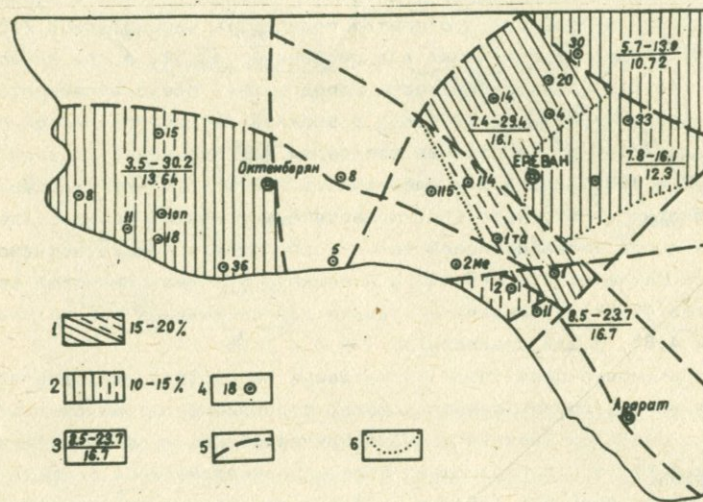


Рис.5.7. Схематическая карта открытой пористости пород нижнего олигоцена ЮЗ части Армянской ССР.

1. Средние значения открытой пористости пород составляют 15-20%: а) достоверные б) предполагаемые. 3. В числителе пределы, а в знаменателе - среднее значение открытой пористости. 4. Номер скважины. 5. Разломы. 6. Границы площадей распространения пород с разной пористостью.

Таким образом в разрезе палеогеновых отложений сравнительно высокими значениями коллекторских свойств характеризуются породы олигоцена, особенно верхней песчано-глинистой свиты октемберянской толщи. Терригенно-карбонатные породы дания-нижнего эоцена и вулканогенно-осадочные образования среднего эоцена представляют интерес как трещинные и порово-трещинные коллектора.

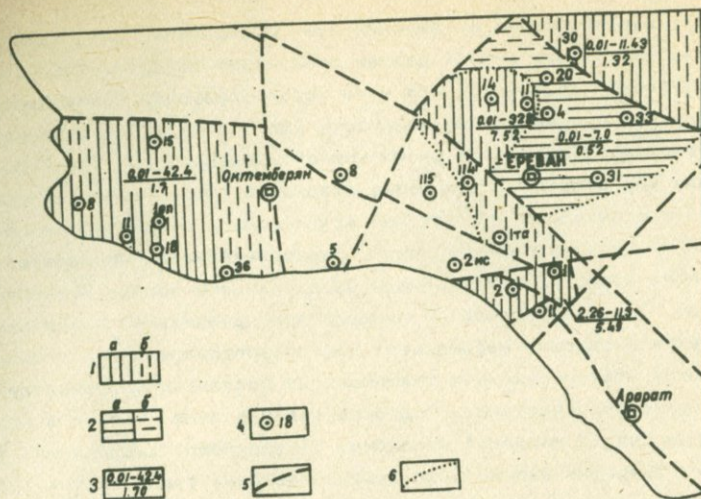


Рис.5.8. Схематическая карта проницаемости пород нижнего олигоцена ЮЗ части Армянской ССР.

1. Средние значения проницаемости пород составляют 1-10 мд. 2. Средние значения проницаемости пород 0,01-1 мд. 3. В числителе пределы, а в знаменателе - среднее значение проницаемости пород. 4. Номер скважины. 5. Разломы. 6. Границы площадей распространения пород с разной проницаемостью.

В 1984 г. при опробовании некоторых интервалов разреза скв. 1 шорахбур с глубины 3473-3540 м из палеоценовых отложений впервые в Армении был получен небольшой приток нефти. Коллекторами здесь являются трещиноватые мергели и песчано-алевритовые известняки. Получение нефти из палеоценовых отложений значительно повысило перспективы нефтегазоносности даний-нижнеэоценовых терригенно-карбонатных отложений Армении, мощность которых достигает 1500 м. В этой связи повышаются также перспективы нефтегазоносности карбонатных отложений верхнего мела, образующих единый, непрерывный (в трогах) седиментационный комплекс с терригенно-карбонатными породами дания-нижнего эоцена. Известно, что в Вайоцдзоре (скв. 1 Го-

мер) в верхнемеловых отложениях были обнаружены проявления нефти. Анализ материалов скв.14 раздан показывает (Садоян, 1967), что карбонатные породы верхнего мела характеризуются более высокими значениями трещинной проницаемости (до 117 мд), чем терригенно-карбонатные образования дания-нижнего эоцена.

Как уже отметили, эоценовые отложения многих прогибов региона по литологическому составу, по коллекторским свойствам и по некоторым промыслово-геофизическим, гидродинамическим показателям имеют много общего с нефтеносными образованиями эоцена Нуринской депрессии. Так, на Самгорской площади при приближении забоя скважины к нефтяной залежи, наблюдается нефтегазопоявление, а в момент вскрытия нефтенасыщенных трещиноватых коллекторов происходит резкое поглощение раствора. Подобные явления отмечались и в процессе бурения скв.14 раздан, 1 шорахбюр, 31 шорахбюр, 1200 гарни, где в момент вскрытия высокоомных среднеэоценовых трещиноватых туффитов было поглощено около 40 м³ глинистого раствора удельным весом 1,20 г/см³. До этого, в скв. 31 шорахбюр, в интервале 730-1800 м верхнеэоценовых отложениях наблюдались нефтепроявления в виде пленок нефти в промывочной жидкости, а образцы пород, отобранные в скв. 14 раздан, в интервалах 1731-1734, 1881-1883, 2080-2082 м отличались высокой битуминозностью (Награманов и др., 1981). Результаты геохимических исследований керн, отобранного в скв. 30 фонтан, указывают на увеличение содержания битуминозности пород вниз по разрезу эоценовых образований.

Таким образом, Приереванский прогиб является одним из высокоперспективных на нефть и газ областей Армении.

В Октемберянской депрессии при опробовании скв.1 опорный (глубина 2683-2623 м) был получен приток воды с битуминозной массой. Следует отметить, что во многих скважинах Октемберянской структуры, при бурении эоценовых и олигоценовых отложений, наблюдались интенсивные газопоявления с выбросами, иногда приведшими к обвалу ствола. Характерно, что интенсивные газопоявления наблюдались также в нижней пестроцветной толще верхнего эоцена (скв.42р, 11-р, 18-р, 8-р). Отложения этой толщи формировались в окислительной обстановке. Следовательно поступление газовых углеводородов, в основном можно связать с нижезалегающими сероцветными отложениями верхнего-среднего эоцена и предполагать существование в них газо-

СХЕМАТИЧЕСКАЯ КАРТА ПЕРСПЕКТИВ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ
ПАЛЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ АРМЯНСКОЙ ССР

М 1:500000
1986 г.

Составил А.А. САДОЯН
на основе схематических карт
кристаллического фундамента
В.А. Аванальяна (1964); А.Т. Асджаня,
Ю.П. Николаенко и др. (1970), с учетом
литературных данных.

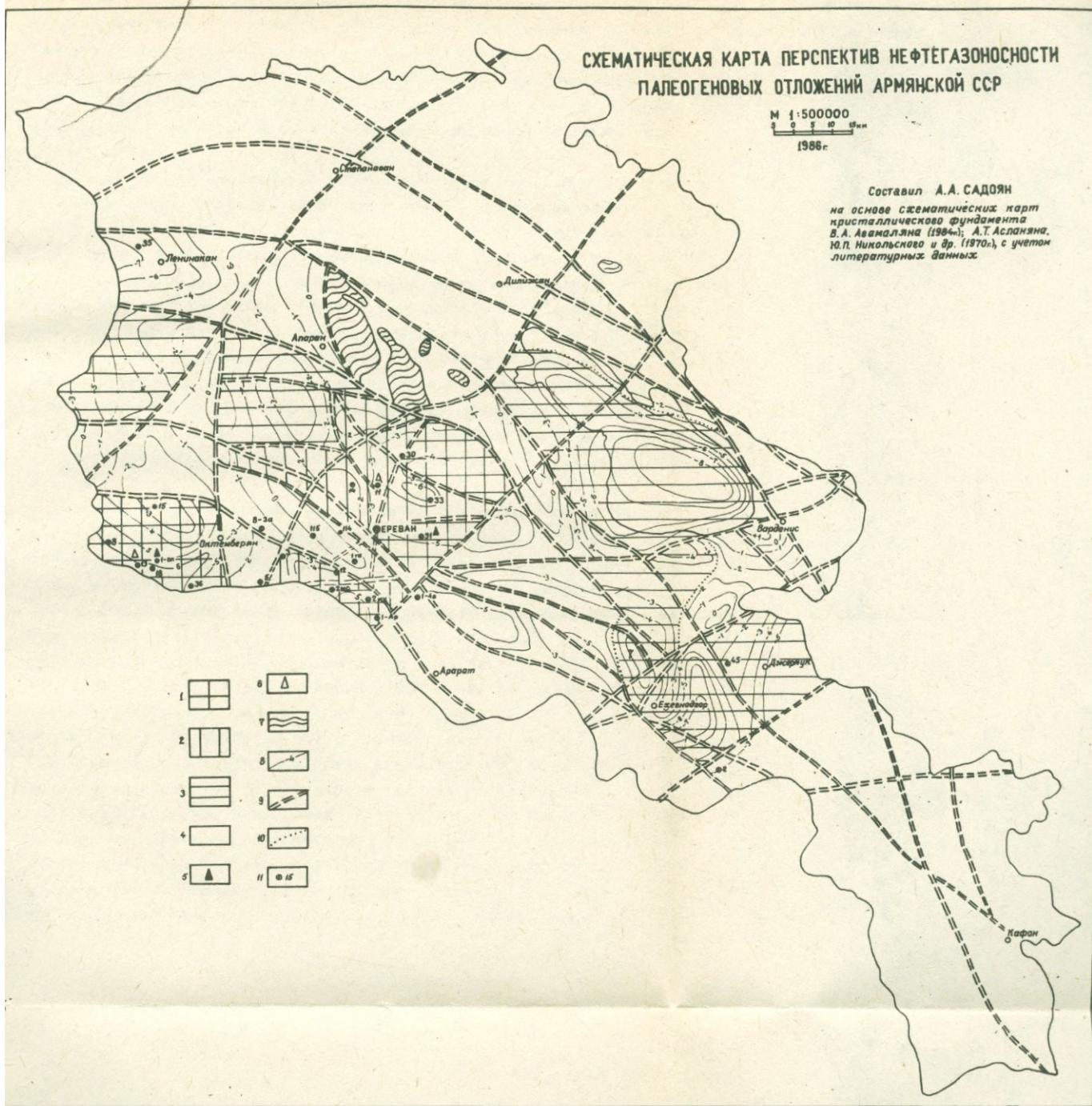


Рис.5.9. Схематическая карта перспектив нефтегазоносности палеогеновых отложений Армянской ССР.

1. Более перспективные в отношении нефтегазоносности площади палеогеновых отложений, где можно ожидать также литологические ловушки. 2. Перспективные площади палеогеновых отложений. 3. Менее перспективные площади палеогеновых отложений. 4. Неперспективные площади палеогеновых отложений. 5. Проявления нефти в скважинах. 6. Проявления горячего газа в скважинах. 7. Выступы кристаллического фундамента на дневной поверхности. 8. Изогибсы поверхности кристаллического фундамента в км. 9. Разломы фундамента. 10. Глубокие скважины. 11. Границы площадей с разной оценкой перспектив нефтегазоносности, не совпадающие с разломами.

вой залежи. На основании вышеизложенного можно заключить, что эоценовые отложения Октемберянской депрессии представляют большой интерес с точки зрения их нефтегазоносности. Перспективы нефтегазоносности эоценовых отложений Ленинанканской и расположенным между Ленинанканской и Октемберянской впадинами Сабучинского прогиба трудно объективно оценить на основании лишь одной скважины (скв. 35-ленинанкан).

Отложения нижнемолассовой формации Армении, особенно олигоценые осадочные образования Октемберянского и Приереванского прогибов, представляют большой интерес в отношении их нефтегазоносности. Здесь, удовлетворительными емкостными и фильтрационными свойствами характеризуются гравийно-алевритовые породы песчаной подсвиты шорахбюрской свиты и нижней песчано-глинистой свиты Октемберянской толщи. Для них надежными покрышками служат глины глинистой подсвиты шорахбюрской свиты и глинистой свиты Октемберянской толщи. Сравнительно высокими коллекторскими показателями характеризуются песчано-алевритовые породы верхней песчано-глинистой свиты Октемберянской толщи, но отсутствие выдержанных покрышек резко снижает возможность формирования и сохранения в них залежей нефти и газа.

По данным геохимических исследований (Пайразян, 1965; Награманов и др., 1981), породы октемберянской и шорахбюрской свит характеризуются значительным содержанием органического вещества, особенно в нижних частях их разрезов. Содержание органического вещества в шорахбюрской свите колеблется от 0,12 до 2,28%, часто составляя 0,50-1,1%. Содержание $C_{орг}$ в октемберянской свите варьирует от 0,12 до 4,3%, часто составляя для глин 0,8-1,6%, для алевритов 0,4-0,8%, а для песчаников 0,2-0,4%. Отношение хлороформенного битумоида к спирто-бензольному достигает 1,3. В хлороформенном экстракте часто до 54% составляют масла. Исследования В.В.Пайразяна показали, что среди углеводородов резко преобладают метаново-нафтеновые. Встречаются и твердые парафины. Октемберянская и шорахбюрская свиты характеризуются благоприятными условиями для накопления и преобразования рассеянного органического вещества и миграции легкоподвижных битуминозных компонентов, что может привести к промышленным скоплениям углеводородов. Как известно, при прохождении разрезов шорахбюрской и октемберянской свит,

во многих скважинах отмечались интенсивные газопроявления. При опробовании некоторых горизонтов наибольшие притоки газа были получены с нижней песчано-глинистой подсвиты Октемберянской свиты с интервала скв. 13-р октемберян (734-754 м) с начальным дебитом 45000 м³/сутки и с интервала скв. 7-р октемберян 762-777 м с дебитом 5800 м³/сутки. Состав газа: метан 97,8%, этан 0,5%, пропан 0,15%, бутан и высше - 0,24%, азот 1%, 0,3%. Учитывая, что благоприятные структуры в Октемберянском и Приереванском районах имеют сравнительно небольшие размеры, то общие запасы газовых залежей в них, вероятно, не превышают 10-15 млрд. м³. По расчетам Ю.Р.Награманова и др. прогнозные запасы газа в палеогеновых отложениях Армении, по категории Д₁+Д₂ составляют 70 млрд. м³.

В пределах Базум-Зангезурской зоны, в отложениях среднего-верхнего олигоцена, в скв. 1 Дилижан, на глубине 90-130 м, в буровом растворе были отмечены нефтепроявления. Выделенный нефтеподобный продукт, состоял из смеси углеводородов, характерный для нефти из неглубоко погруженных осадочных отложений.

Таким образом, палеогеновые отложения являются одними из наиболее перспективных на нефть и газ образований Армянской ССР (рис. 5.9). В разрезах палеогена, особенно в Арансинской зоне, терригенно-карбонатные породы дания-нижнего эоцена и вулканогенно-осадочные породы среднего эоцена являются более перспективными в отношении нефтеносности. Карбонатно-терригенные и терригенные породы верхнего эоцена и олигоцена более перспективны с точки зрения газоносности. Кроме шорахбюрской и октемберянской структур, проявления и залежи нефти и газа можно ожидать на склонах Айнтап-Эчмиадзинского, Аштарак-Спандарянского, Кармрашенского погребенных поднятий, а также Зейвинского, Марнаринского выступов. Не исключена возможность обнаружения углеводородов, особенно нефти в погребенных структурах Вайоцдзора. Помимо структурных, залежи нефти и газа можно ожидать и в литолого-стратиграфических ловушках (Буш, 1977).

Вероятно, литологическими ловушками могут служить также отложения песчаных гравитационных потоков, мощные алевро-гравийные образования сапрофена, верхнего, реже - среднего конусов выноса турбидитов. К подобным ловушкам можно отнести породы-коллекторы палео-

цена-эоцена Мхчанской и среднего-верхнего эоцена Арамус-Фонтанской разведочных площадей (рис.5.9). Литологические ловушки турбидитного генезиса в терригенно-карбонатной флишевой субформации можно ожидать на глубинах: а) 350-600 м - в районе сс.Двин-Мхчан, б) 1800-4000 м в районе между сс.Арташат, Мхчан, Масис, Зейва. В средне-верхнеэоценовых вулканогенно-осадочных и осадочных турбидитных отложениях аналогичные образования (преимущественно песчаные) предполагаются чуть севернее полосы скв.30 Фонтан - скв.33 Арамус, вдоль южного склона вулканических островных поднятий эоцена Базум-Зангезурской зоны. Литологические ловушки в них ожидаются на глубинах от 1000 м до 4500 м в районе между с.Егвард - скв.30 Фонтан - скв.33 Арамус. Для четкого обособления указанных песчаных тел необходимо пробурить несколько скважин с широким применением геофизических методов исследований.

Кроме ловушек турбидитного генезиса, в разрезах палеогена, вероятно, существуют и другие типы литологических ловушек. Например, в разрезах нижнемолассовой формации можно предполагать наличие погребенных рифогенных органогенных построек верхний эоцен-олигоценового возраста в бассейне р.Раздан, в Октемберянском прогибе на глубинах до 3000 м.

Полезные ископаемые

Усилиями многих исследователей разных геологических организаций на территории Армянской ССР в породах палеогена выявлены и оценены ряд металлических и неметаллических полезных ископаемых (Асланян, 1958; Гаспарян, 1963; Геология Армянской ССР, т.УП, 1966; Напапетян, 1982; Маганьян и др., 1972; Пиджян и др., 1982; Садоян, Мкртчян, 1980; Саркисян, 1966; Сатиан и др., 1966 и др.).

Большинство металлических (молибден, медь, свинец, цинк, сурьма, золото, серебро и др.) полезных ископаемых, размещенных в вулканогенно-осадочных вулканических, реже - в осадочных (Енгиджинское свинцово-цинковое проявление) породах палеогена (особенно эоцена), преимущественно имеют не седиментационный, а гидротермальный генезис. Эффузивно-осадочный, энсгаляционно-осадочный генезис имеют ртутно-марганцевые и марганцевые рудные образования в вулканогенно-осадочных породах эоцена (Караглухское, Кармрашенское, Горадисское, Мартиросское и другие проявления). Среди рудных образо-

ваний осадочного, биохемогенного генезиса (Сатиан и др., 1966; Садоян, Мкртчян, 1980) большой интерес представляет стронциевое оруденение Еревано-Ордубадской подзоны (Малишкинское целестиновое месторождение, Двинское стронцианит-целестиновое проявление и др.). Малишкинское целестиновое месторождение находится в Ехегнадзорском районе Армянской ССР, у с.Малишка, около магистральной шоссеиной дороги Ереван-Джермук. Оруденение приурочено к верхнезоновым и нижнеолигоценовым карбонатным и терригенным породам нижнемолассовой формации.

Рудные тела представлены жеодами и редкими прожилками целестина (рис.3.44). Целестиновые жеоды размерами от 3x4x5 см до 8x20x30 см размещены в слоях органогенных, часто биоморфных известняков. Последние образуют также разнообразной, в том числе и округлой, формы (диаметром 10-50 см) органогенные постройки, во внутренней, перекристаллизованной части которых отмечаются скопления целестина. Выделяются 7 основных рудных пластов мощностью от 0,4 до 1 м, которые наземными выработками по простиранию прослежены от 300 до 1600 м. Среднее содержание целестина в рудных слоях колеблется от 4 до 13%. Прожилки целестина мощностью 2-10 см, как правило, отмечаются в мергелях и известково-глинистых алевролитах, залегающих стратиграфически и гипсометрически ниже рудных слоев известняка. Этот факт, вероятно, указывает на более позднее, инфильтрационное происхождение прожилков целестина. В разрезах единичных глубоких (до 5 м) шурфов мощность прожилков с глубиной уменьшается и выклинивается.

В Двинском стронцианит-целестиновом проявлении (Арташатский р-н Армянской ССР) рудные тела состоят из невыдержанных по простиранию линз (мощность до 10 см), относящихся к контактам частично смятых слоев органогенно-обломочных известняков и мергелей, в зоне небольшого подводного оползня, в нижней части флишевой субформации дания-нижнего эоцена. Хотя выявленные на дневной поверхности размеры рудных тел небольшие, запасы оруденения разведкой не оценены.

В палеогеновых отложениях Армянской ССР выявлено несколько месторождений и проявлений углей, углистых и горючих сланцев. Характерно, что все они приурочены к Баэум-Зангезурской зоне. Разведанные запасы этих твердых наустобиолитов здесь небольшие и пока не

имеют промышленного значения. Среди них представляют интерес Шамутское и Дилижанское месторождения. Шамутское месторождение бурого угля и углистых сланцев находится в Алавердском районе Армянской ССР, у с.Шамут. Угли и углистые сланцы этого месторождения отнесены к песчано-глинистым отложениям средней пачки Шамутской свиты, вероятно, нижнеэоценового возраста. Терригенные и карбонатные породы этой свиты подстилаются вулканогенными образованиями юры и перекрываются флишеидными вулканогенно-осадочными отложениями среднего эоцена. По данным О.А.Саркисяна (1966), в средней продуктивной пачке шамутской свиты выделяются три сложных пласта угля мощностью от 0,6 до 1,5 м. Эти пласты представлены чередованием углей, углистых сланцев с глинами, глинистыми сланцами, алевролитами и песчаниками. Запасы угля и углистых сланцев, подсчитанные по категориям С₁ и С₂, составляют 4 миллиона тонн. О.А.Саркисян (1966) считает, что эти запасы заметно занижены, так как не охватили все пласты и не всю площадь их распространения. Он считает перспективными и заслуживающими для дальнейшей разведки соседние с Шамутским месторождением район г.Айри-тапа, а также Антарамутское и Демурчилярское проявления углей и углистых сланцев.

Дилижанское месторождение горючих сланцев, углистых сланцев и углей приурочено к дилижанской свите олигоцен-нижнемиоценового возраста. Терригенные, конгломерато-песчано-глинистые отложения этой свиты с резким контактом залегают на вулканогенных породах верхнего эоцена. Битуминозные горючие сланцы распространены в нижней части разреза свиты, а угли и углистые сланцы - к верхней части. Выделяются шесть крупных и несколько мелких пластов горючих сланцев с общей мощностью 30 м. Детальная характеристика этих горючих сланцев приведена в работе О.А.Саркисяна (1966). Геологические запасы горючих сланцев оценены в 200 миллионов тонн. Угленосный горизонт дилижанской свиты мощностью до 90 м сложен глинами, туфоаргиллитами, туфопесчаниками, туфогравелитами и туфоонгломератами. Выделяются 10 пластов углистых аргиллитов мощностью 1-6 м и 3 пласта углей мощностью до 0,5 м. Описание сапропелевогумусовых углей дилижанского месторождения, оценка их теплотворной способности, зольности и др. характеристик приведено в работе О.А.Саркисяна (1966) и в томе УП многотомного труда "Геология Армянской ССР" (1966). Мелкими проявлениями угля и углистых сланцев, возможно оли-

гоценового возраста, являются Бандиванское - в Амасийском, а также Барцраванское и Шукарское проявления в Сисианском районах Армянской ССР.

Из других неметаллических полезных ископаемых заслуживают внимания Спитаксарское, Зейтинское, Ехегнадзорское и др. проявления кварц-халцедоновых кремней Азизбековского и Ехегнадзорского районов Армянской ССР. Они относятся к кремнистым известнякам верхней части верхнего эоцена. Мощность кремнистых известняков 0,5-6 м. Кремнистые отложения разноцветные: матово-белые, светло-серые, голубовато-серые, бурые и почти черные. Размеры и форма кремнистых образований тоже разные: мелкие (0,01-10 см) и крупные (до 80 см) стяжения и пластообразные линзы длиной до 2 м, максимальной мощностью до 40 см. Кремнистые стяжения имеют угловатую, причудливую и очень редко - округлую форму. Суммарная мощность слоев кремнистых известняков около 10 м. В районах г. Спитаксар и с. Зейта выделяются две зоны протяженностью 1-1,5 км, где содержание кремней (часто в виде крупных стяжений) составляет 50-70% объема нескольких мощных (1,5-2 м) слоев кремнистых известняков. Содержание SiO_2 в кремнях составляет 94,63-97,0%.

Следует отметить, что в Ехегнадзорском районе, у с. Малишка, на левом берегу р. Арпа, в измененных зонах вулканических и вулканогенно-осадочных пород верхнего эоцена встречаются агатовые секреции небольшого (диаметром 3-10 см) размера. Периферийная и средняя части этих образований обычно представлены тонкими, чередующимися концентрическими полосами голубовато-синего и светло-голубого халцедона. Центральная часть агатовых секреций часто заполнена белым, средне-крупнокристаллическим кальцитом. Последний уже не имеет концентрически-зонального строения. Частота встречаемости агатовых образований в указанных зонах (протяженностью до 500 м) небольшая. Для объективной оценки запасов агатового оруденения в указанных зонах необходимо провести поисково-разведочные работы с наземными выработками.

В вулканогенно-осадочных породах эоцена, особенно в контактовых зонах с интрузивными телами, нередко формировались вторичные кварциты. Среди них следует отметить Памбанское, Шагалинское месторождения в Кироваканском, Шахназарское - в Калининском и Амулсарское - в Азизбековском районах. Для народного хозяйства представ-

ляют интерес и минеральные краски, проявления которых (Агарак-дзорское, Ехегнадзорское, Тандзутское, Дилижанское) обнаружены в верхнеэоценовых и олигоценовых породах Армянской ССР.

Как известно, для производства многих марок цемента уже готовым, естественно смешанным глинисто-карбонатным продуктом служат мергели. Для цементной промышленности Армении можно рекомендовать мощные (до 400 м) разрезы достаточно чистых мергелей нижнего палеогена и верхнего мела у с.Агнджадзор Ехегнадзорского района. Заслуживает внимания также разрез мергелей (часто типа "натураль") правого склона р.Раздан, у с.Нахси Разданского района Армянской ССР.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Породы палеогенового возраста являются наиболее мощными и распространенными геологическими образованиями фанерозоя Малого Кавказа и сопредельных областей Альпийско-Гималайского складчатого пояса. Они входят в состав доорогенных (позднегеосинклиналиных) и орогенных формаций. Наиболее мощной и распространенной формацией является флишевая формация дания-верхнего эоцена. К этому возрасту относятся также маломощные, мелководные терригенно-карбонатные и карбонатно-терригенные формации, относящиеся преимущественно к узким шельфам невулканических островных поднятий.

В начале орогенного этапа (верхний эоцен-нижний или нижний-средний олигоцен) накопились преимущественно морские отложения нижних моласс, а в дальнейшем (верхний олигоцен-нижний миоцен) - красноватые и сероватые лагунно-континентальные отложения молассовой формации. Палеогеновые отложения территории Армянской ССР и сопредельных областей имеют преимущественно морской генезис, и лишь образования верхнего олигоцена-нижнего миоцена относятся к лагунно-континентальным фациям. Среди морских отложений выделяются мелководные, часто шельфовые фации и, в основном, перетолженные из внешнего края шельфа турбидитные образования подножья островного склона и умеренно-глубоководной равнины моря. Наблюдаются турбидитные отложения обломочных, песчаных и обычных мутьевых потоков. Выделяются отложения верхних (upper fan), средних (mid fan)

и нижних (lower fan) вееров подводных конусов выноса и их узких сапрафеновых образований (suprafan). Они соответствуют более близким и удаленным от устья снабжающего подводного каньона турбидитным отложениям. Редко наблюдаются геологически синхронные осадко-накоплению олистостромовые образования оползневых дислокаций. Мощный комплекс отложений указанных фаций, имеющих преимущественно турбидитный генезис, по общности условий их образования и тектонического режима относится к верхней мел-палеогеновой флишевой формации активных окраин континентов.

По петрографическому составу, по преобладающему источнику поступающего породообразующего материала, по особенностям возникновения и формирования турбидитных и нетурбидитных геологических образований флишевая формация дания-верхнего эоцена подразделяется на три субформации:

1. Терригенно-карбонатная флишевая (датский ярус-нижний эоцен);
2. Вулканогенно-осадочная флишеидная (средний эоцен);
3. Карбонатно-терригенная флишевая (верхи среднего эоцена - низы верхнего эоцена).

Основными источниками питания отложений терригенно-карбонатной флишевой субформации являются: органогенные, карбонатные интракласты даний-нижнеэоценового морского бассейна; терригенный материал блоковых поднятий, сложенный преимущественно осадочными и метаморфическими породами палеозоя и докембрия; обломочный материал (в подчиненном количестве) мезозойских поднятий, сложенный породами офиолитовой серии.

Для пород вулканогенно-осадочной флишеидной субформации основным источником питания становится вулканокластический, преимущественно пирокластический материал надводных и подводных вулканических аппаратов среднеэоценовой островной дуги. По сравнению с Зангезурской подзоной, в северо-западной, Базумской подзоне увеличивается доля более кислого, андезит-риолитового взрывчатого материала, с появлением туфов морских пирокластических потоков и игниотурбидитов. К северу (в направлении современной среднекуринской депрессии) и к югу (среднеарансинская депрессия) от Базум-Зангезурской зоны вулканических поднятий, мощность вулканогенно-осадочной флишеидной субформации уменьшается и происходит переход к сравнительно маломощным карбонатно-терригенным и терригенно-карбонатным отложениям среднего эоцена.

В этих же направлениях наблюдается постепенное уменьшение содержания вулканокластического и увеличение содержаний карбонатного и глинистого материалов. Во время накопления отложений карбонатно-терригенной флишевой субформации вулканическая деятельность, особенно эксплозивный вулканизм, резко замедляется. На этом фоне, в целом, снова возрастает карбонатность отложений за счет синхронного органогенного материала морского бассейна и размыва карбонатных пород континентальных блоковых поднятий. Глины становятся наиболее распространенными породами карбонатно-терригенной флишевой субформации (до 65% общей мощности ее разрезов в Приереванском прогибе), а крупнообломочные породы в указанных разрезах почти полностью исчезают. Характерно, что значительная часть обломочных терригенных образований этой субформации составляют вулканотерригенные породы, следовательно, как это подтверждается и минералогическими данными, основной областью сноса продолжают оставаться вулканические островные поднятия Базум-Зангезурской зоны.

С наступлением пиренейской фазы складчатости, интенсивность которой в отдельных частях территории Армянской ССР и сопредельных областей была разная, происходило смещение флишевых бассейнов к югу, юго-западу и северо-западу от Базум-Зангезурской зоны. В дальнейшем, в конце позднего эоцена и в раннем олигоцене, на фоне продолжающегося сжатия и медленного общего поднятия, уменьшения перепада глубин между внешним краем шельфа и подножья континентального (островного) склона моря, флишеобразование прекращается, и в морских бассейнах Малого Кавказа и Армянского нагорья накапливаются отложения, характерные преимущественно для нижнемолассовой формации.

В отдельных участках сублиторальной зоны этого моря возникли рифовые органогенные постройки, приподнятый субстрат которых генетически часто связан с вулканизмом.

Исследование заметных содержаний минеральных скоплений стронция (целестин, реже стронцианит) в терригенно-карбонатных породах флишевой субформации даниля-нижнего эоцена и в органогенных известняках нижнемолассовой формации верхнего эоцена-среднего олигоцена позволило выдвинуть предположение об их биохомогенном генезисе. В силу изоморфизма стронция и кальция в кристаллических решетках карбонатных минеральных образований, особенно арагонитовых, в бла-

в благоприятных условиях участвует и стронций, который частично замещает кальций. Известь выделяющими организмами из морской воды нормальной соленности был поглощен и накоплен стронций. В стадии диагенеза и катагенеза, после инверсии арагонита в кальцит происходит перераспределение вытесненного стронция. Соединившись с сульфат-ионами подземных вод, значительная часть стронция отлагается в порах и пустотах пород в виде целестина.

Породы терригенно-карбонатной флишевой субформации Шорахбюрской и нижнемолассовой формации Разданской и Онтемберянской разведочных площадей являются наиболее перспективными в отношении нефтегазоносности в разрезах палеогена и всего фанерозоя Армянской ССР. Впервые обнаруженная в Армении в 1984 году залежь нефти находится в порово-трещинных коллекторах терригенно-карбонатных пород палеоцена. Выявленные бурением небольшие залежи газа находятся в поровых коллекторах алевро-песчаных пород нижнего-среднего олигоцена. Флишевые образования палеоцена-эоцена Малого Кавказа и сопредельных областей формировались в морских бассейнах Понт-Малый Кавказ-Североиранской островодужной системы. Указанные бассейны, вероятно, являются палеоаналогами морей типа Восточного Средиземноморья (Бижю-Дюваль и др., 1979). Аналогом Эллинской дуги можно считать эоценовую островную дугу Малого Кавказа.

Выделяются литологические ловушки турбидитного генезиса в терригенно-карбонатной флишевой, вулканогенно-осадочной флишеидной и карбонатно-терригенной флишевой субформациях палеоцена-эоцена Араксинской зоны. Предполагается наличие небольших рифогенных литологических ловушек в разрезах нижнемолассовой формации в западной части указанной зоны.

ЛИТЕРАТУРА

- Абих Г.* Геология Армянского нагорья. Западная часть. Зап.Кавказ. отделение географ. о-ва, кн.21, Пятигорск, 1899, 202 с.
- Абих Г.* Геология Армянского нагорья. Восточная часть. Зап.Кавказ. отделение географ. о-ва, кн.23, Пятигорск, 1902, 68 с.
- Абовян С.Б., Костанян Ю.А.* Мезозойские и палеогеновые ультраосновные породы. Интрузивы Присеванского пояса. В кн.: "Геология СССР", т.43, Армянская ССР. М., Недра, 1970, с.274-285.
- Авдусин П.П., Цветкова М.А.* О классификации колленторов нефти. ДАН СССР, т.41, №2, 1943, с.79-81.
- Агабеков М.Г., Салаев С.Г., Авербух Р.А., Мошашвили А.Б.* Структурно-фациальные особенности и перспективы нефтегазоносности эоценовых отложений депрессионных зон Азербайджана, Баку, ЭЛМ, 1982, 230 с.
- Агамалян В.А.* Стратиграфия докембрия Армянской ССР. Изв.АН АрмССР, Науки о Земле, №4, 1983, с.26-37.
- Адамия Ш.А., Закариадзе Г.С., Кекелия М.А., Лордкипанидзе М.Б., Шашвили И.Д.* К проблеме океана Тетис (по материалам Кавказа и соседних стран) в кн.: "Тектоника". Геология Альпид "тетисного" происхождения. М., Наука, 1980, с.159-166.
- Адамия Ш.А., Гамкрелидзе И.П., Закариадзе Г.С., Лордкипанидзе М.Б.* Место Аджаро-Триалетии в Альпийском складчатом поясе. В кн.: "Проблемы геологии Аджаро-Триалетии". Тбилиси, Мецниереба, 1974, с.155-171.
- Адамия М.А., Асанидзе В.Э., Печорский Д.М.* Геодинамика Кавказа (опыт палинспастических реконструкций) в кн.: "Проблемы геодинамики Кавказа". М., Наука, 1982, с.13-21.
- Азизбеков Ш.А.* Геология Нахичеванской АССР. М., Недра, 1961, 502 с.
- Акульшина Е.П.* Глинистое вещество и осадочный рудогенез. Новосибирск, Наука, 1985, 243 с.

Амикс Дж., Басс Д., Уайтинг Р. Физика нефтяного пласта. М., Гостоптехиздат. 1962. 572 с.

Аракелян Р.А., Мелик-Бархударов К.Б., Толмачевский А.А., Тацян А.А. Перспективы нефтегазоносности олигоценовых и миоценовых отложений Армении и дальнейшее направление геолого-разведочных работ. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, №3, 1967, с.35-47.

Аракелян Р.А., Мириджанян Р.Т., Мкртчян Г.Р. О стратиграфическом положении и расчленении Октемберянской толщи. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, №3, 1973, с.3-9.

Арамаки С. Пирокластические потоки и кальдеры Японии. В кн.: "Вулканизм островных дуг". М., Наука, 1977, с.164-173.

Арзуманян С.К. Оценка перспектив нефтегазоносности Араратской низменности и сопредельных районов и направление геологоразведочных работ на нефть и газ. Изв. АН АрмССР, сер. геол. и геогр. наук, №5, 1962, с.59-68.

Арутюнян Г.С., Соколов С.Д. Новые данные по стратиграфии и тектонике северо-восточного побережья оз.Севан. Изв. АН СССР, сер. геол., №12, 1973, с.83-88.

Асланян А.Т. Региональная геология Армении. Ереван, Айпетрат, 1958, 430 с.

Асланян А.Т. Тектоника. В кн.: "Геология СССР", т.43, Армянская ССР. М., Недра, 1970, с.366-395.

Асланян А.Т. История тектонического развития Тавро-Наврузской области. Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1984. 261 с.

Асланян А.Т., Вегуни А.Т., Милай Т.А., Никольский Ю.И., Сироткина Т.Н. Основные черты тектоники Армянской ССР в свете новых геолого-геофизических данных. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, №6, 1975, с.35-51.

Асланян А.Т., Сатиан М.А. К геологической характеристике офиолитовых поясов Закавказья. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, №4-5, 1977, с.13-26.

Асланян П.М. Стратиграфия и моллюски верхнепалеогеновых отложений юго-западной части Армянской ССР. Ереван. Изд-во АН АрмССР, 1970, с.80-261.

Асратян В.П. Краткая литолого-петрографическая характеристика отложений верхнего эоцена Приереванского района. Научные труды ЕГУ, т.59. 1957, с.79-91.

Асратян В.П. К литологии отложений дат-палеоцена Вединского района Армянской ССР. В кн.: "Вопросы геологии Кавказа". Ереван. Изд-во АН АрмССР. 1964, с.205-215.

Афанасьев С.П. Определение геологического возраста по наноциклитам. В кн.: "Математические методы анализа цикличности в геологии". М., Наука, 1984, с.6-25.

Афанасьев С.П. Флишевая формация: методика изучения, стратиграфия, происхождение (на примере верхнего мела Большого Кавказа). Автореф. донт. дисс., М., 1978, 41 с.

Ачикгезян С.О. О геодинамическом развитии и металлогении Малого Кавказа в мезокайнозое. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, №5, 1985, с.71-80.

Ачикгезян С.О., Зограбян С.А., Мирзоян Г.Г., Саркисян Р.А. Петрохимические особенности мезокайнозойских магматических комплексов Нафанского рудного района и некоторые вопросы их рудоносности. Изв. АН АрмССР, сер. Науки о Земле, №2, 1983, с.3-18.

Багманов М.А. Шкала стратиграфии нижнего палеогена. Бану, ЭЛМ, 1980, 198 с.

Бакиров А.А., Варенцов М.И., Бакиров Э.А. Нефтегазоносные провинции и области зарубежных стран. М., Недра, 1971, 541 с.

Баласабян С.И. Особенности развития магматизма. В кн.: "Геология СССР", т.43, Армянская ССР. М., Недра, 1970, с.353-365.

Батурик С.Л. Петрографический анализ геологического прошлого по терригенным компонентам. М.-Л. Изд-во АН СССР, 1947, 335 с.

Беер М.А., Вязова С.Л., Маслакова Н.И. Геологическое строение Ближнекарпатской подзоны флишевых Карпат. Вестник Моск. ун-та, №4, 1971, с.41-51.

Бендукидзе Н.С. О третичных кораллах окрестностей Еревана. Изв. АН АрмССР, сер. физ-мат-естест. и техн. наук, т.УШ, №4, 1956, с.89-94.

Беридзе М.А. Тетрогенные флишеидные образования в байосской вулканической толще Грузии. Литол. и полезн. ископ., №1, 1982, с.30-41.

Беридзе М.А. Геосинклинальный вулканогенно-осадочный литогенез. Тбилиси, Мецниереба, 1983, 191 с.

Бижо-Дюваль Б., Летузе Ж., Монтадер Л., Курье П., Муко Ж., Санчо Х. Геология бассейнов Средиземного моря. В кн.: "Геология континентальных окраин", т.3, М., Мир, 1979, с.41-70.

- Блейк, мл. М., Джонс, Д., Лендис, К.* Активные континентальные окраины - различия между Калифорнией и Новой Зеландией. В кн.: "Геология континентальных окраин", т.3. М., Мир, 1979, с.208-229.
- Бойд Ф.С.* Спекшиясы туфы и потоки риолитового плато в Йеллоустонском парке Вайоминг. В кн.: "Проблемы палеовулканизма". М., ИЛ., 1963, с.208-263.
- Ботвинкина Л.Н.* Методическое руководство по изучению слоистости. М., Наука, 1965, 259 с.
- Бурков В.В., Подпорика Е.К.* Стронций. Минералогия, геохимия и главные типы месторождений. Изд. АН СССР. Тр. ИМГРЭ, вып.12, 1962, 180 с.
- Буш Д.А.* Стратиграфические ловушки в песчаниках. М., Мир, 1977, 215 с.
- Вардапетян А.Н.* Позднекайнозойская тектоника плит Черноморско-Каспийского региона. Океанология, №6, 1979, с.1066-1074.
- Вассоевич Н.Б.* Флиш и методика его изучения. М. Гостоптехиздат. 1948, 216 с.
- Вассоевич Н.Б.* Условия образования флиша. Л.-М. Гостоптехиздат. 1951, 216 с.
- Вассоевич Н.Б.* Уточнение понятий и терминов, связанных с осадочными циклами, стадийностью литогенеза и нефтегазообразования. В кн.: "Основные теоретические вопросы цикличности седиментогенеза". М., Наука, 1977, с.34-58.
- Вассоевич Н.Б., Каличко М.К.* Коллекторы нефти и газа. В кн.: "Спутник полевого геолога, нефтяника", т.2, Л., Гостоптехиздат, 1954, с.233-242.
- Вегики А.Т.* Палеоген Армении и сопредельных территорий. Автореф. докт. диссерт. Изд-во Львовского университета, 1979, 41 с.
- Вегики А.Т.* О вулканогенном олигоцене южной Армении. ДАН АрмССР, т.30, №3, 1960, с.157-162.
- Власов Г.М., Попокова М.И., Борисов О.Г.* О подводных игнимбритах и о времени изменения подводных лав. В кн.: "Минералогия, магматизм и рудогенез Дальнего Востока". Владивосток, Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1974, с.59-78.
- Вознесенская Т.А.* Отложения субаквальных пирокластических потоков в ордовике-силуре Санмарской зоны Урала. Литология и полезные ископаемые. №1, 1974, с.67-74.

Вялов О.С. Палеогеновый флиш северного склона Карпат. Киев. Изд-во АН УССР, 1961, 135 с.

Вялов О.С. Следы жизнедеятельности организмов и их палеонтологическое значение. Киев, Научно думка, 1966, 219 с.

Вялов О.С., Гаеура С.П., Даниш В.В., Лещух Р.И., Поньмарева Л.Д., Романюк А.М., Царенко П.Н., Циж И.Т. История геологического развития Украинских Карпат. Киев, Научно думка, 1981, 178 с.

Габриелян А.А. Палеоген, неоген Армянской ССР. Ереван. Изд-во АН АрмССР, 1964, 299 с.

Габриелян А.А. История геологического развития. В кн.: "Геология СССР", т.43, Армянская ССР. М., Недра, 1970, с.424-443.

Габриелян А.А. Тектоническое районирование Армении и сопредельных частей Антикавказа. ДАН АрмССР, т.73, №3, 1981, с.157-162.

Габриелян А.А., Адамян А.И., Аюбян В.Т., Арзуманян С.К., Вегуни А.Т., Саркисян О.А., Симонян Г.П. Тектоническая карта и карта интрузивных формаций Армянской ССР. Ереван, Митк, 1968, 72 с.

Габриелян А.А., Мамедов Г.А. Новые данные о возрасте вулканогенной свиты палеогена Нахичеванской АССР и южного Сюника (АрмССР). ДАН АрмССР, т.45, №4, 1967, с.177-181.

Габриелян А.А., Толмачевский А.А., Шестаков П.Т. О возрасте и стратиграфическом положении Онтемберянской свиты (Армянская ССР). ДАН АрмССР, т.17, №3, 1968, 176-181.

Гаврилов А.А. Накопление вулканогенных обломочных продуктов в геосинклиналиях областей прошлого. В кн.: "Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого", т.1 Труды ГИН АН СССР, вып.195. М., Наука, 1968, с.137-202.

Гамкрелидзе П.Д. Геологическое строение Аджаро-Триалетской складчатой системы. Тбилиси, Изд-во АН ГССР, 1949, 508 с.

Гамкрелидзе И.П. О формировании тектонической структуры Аджаро-Триалетии. В кн.: "Проблемы Аджаро-Триалетии". Тбилиси, Мецниереба, 1974, с.144-154.

Гасанов Т.Аб. Палеогеновые олистостромы Малого Кавказа. Геотектоника. №5, 1983, с.74-83.

Гаспарян И.Г. Краткая петрографо-минералогическая характеристика третичных (осадочных) образований Приверванского района. Изв. АН АрмССР, сер. геол.географ. наук, т.Х1, №3, 1958, с.43-54.

Гаспарян И.Г. Целестин в нижнетретичных отложениях Ехегнадзор-

- ского района Армянской ССР. Изв.АН АрмССР, сер. геол. и географ. наук, №4-5, 1963, с.103-108.
- Геология Армянской ССР. т.4. Петрография. Вулканические породы. Ереван. Изд-во АН АрмССР, 1970, 715 с.
- Геология Армянской ССР. т.5. Литология. Ереван. Изд-во АН АрмССР, 1974, 500 с.
- Геология Армянской ССР. т.7. Неметаллические полезные ископаемые. Ереван. Изд-во АН АрмССР, 1966, 577 с.
- Геология Армянской ССР. т.10. Геофизика. Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1972, 275 с.
- Геология СССР. т.43. Армянская ССР. М., Недра, 1970, 464 с.
- Геология СССР. т.47. Азербайджанская ССР, М., Недра, 1972, 520 с.
- Горецкий Р.Г., Яншин А.Л.* Глубоководные осадки складчатых областей. В кн.: "История мирового океана". М., Недра, 1971, с.278-282.
- Гречин В.И.* Кремненанопление. В кн.: "Геосинклинальная и океаническая седиментация и вулканизм (сравнительная характеристика)". М., Изд-во Наука, 1984, с.104-118.
- Грешнер С.Г.* О подводном образовании игнимбритов и пемзовых туфов. В кн.: "Вулканоогенно-осадочный литогенез". Южно-Сахалинск. 1974, с.41-43.
- Грешнер С.Г.* Атлас вулканических обломочных пород колчеданных рудных полей Южного Урала". М., Наука, 1976, 144 с.
- Григорян С.М.* О находке нуммулитид в палеоцене Армении. Известия АН АрмССР, Науки о Земле, №6, 1976, с.15-23.
- Григорян С.М.* Нуммулиты и орбитойды Армянской ССР. Ереван. Изд-во АН АрмССР, 1986, 216 с.
- Гриффитс Дж.* Научные методы исследования осадочных пород. М., Мир, 1971, 421 с.
- Гроссгейм В.А.* Терригенное осадконакопление в мезозое и кайнозое европейской части СССР. Тр.ВНИГРИ, вып. 314, Л., Недра, 248 с.
- Данчев В.И.* Цвет осадочных пород. В кн.: "Методы изучения осадочных пород". т.1, М., Госгеолтехиздат, 1957, с.285-282.
- Дафф П., Халлам А., Уолтон Э.* Цикличность осадконакопления. М., Мир, 1971, 283 с.
- Джрбашян Р.Т.* Палеогеновый вулканизм Севано-Ширакского синклинория. В кн.: "Геология Армянской ССР", т.4 Ереван, 1970, с.225-262.

Джрбашян Р.Т., Гуюмджян О.П., Таян Р.Н. Некоторые особенности строения и формирования третичных вулканогенных комплексов Зангезура. Зап.Арм.отд. Всесоюз.мин. об-ва, вып.8, 1976, с.60-77.

Джрбашян Р.Т., Елисеева О.П., Остроумова А.С., Фаворская М.А. Некоторые особенности развития палеогенового вулканизма Армении. В кн.: "Вопросы геологии Кавказа". Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1964, с.155-164.

Джрбашян Р.Т., Мнацаканян А.Х. Геотектоническая позиция и эволюция мезокайнозойских формаций центральной части Малого Кавказа. Вулканология и сейсмология, №1, 1981, с.15-23.

Джрбашян Р.Т., Садоян А.А. Особенности верхнеэоценового вулканогенно-осадочного литогенеза Вайоцдзора. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, №4, 1978, с.32-41.

Джрбашян Р.Т., Садоян А.А. Существуют ли нижнеэоценовые вулканические и вулканогенно-осадочные породы в бассейне левобережья р.Аракс? Изв.АН АрмССР, Науки о Земле, №1, 1980, с.9-17.

Дзоценидзе Г.С. Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. М., Недра, 1969, 844 с.

Дзоценидзе Г.С., Хворова И.В. Основные принципы разработки рациональной систематики и номенклатура вулканогенно-обломочных пород. В кн.: "Классификация и номенклатура вулканогенно-обломочных пород". Тбилиси, 1970, с.7-22.

Диагенез и катагенез осадочных образований. М., Мир, 1971, 464с.

Дикinson У. Модели геосинклинали в свете положений тектоники плит. В кн.: "Новая глобальная тектоника". М., Мир, 1974, с.220-232.

Дьюи Дж. Континентальные окраины и обдукция офиолитов (на примере аппалачско-каледонских структур. В кн.: "Геология континентальных окраин", т.3, М., Мир, 1979, с.293-312.

Дьюи Дж., Берд Дж. Тектоника плит и геосинклинали. В кн.: "Новая глобальная тектоника". М., Мир, 1974, с.180-191.

Егоян В.П. Верхнемеловые отложения юго-западной части Армянской ССР. Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1955, 271 с.

Елисеева О.П., Фаворская М.А. Палеогеновый вулканизм Айоцдорского синклиория. Восточный Айоцдор. В кн.: "Геология Армянской ССР", т.4. Ереван, 1970, с.285-328.

Забанбарг А. Геологическое строение и особенности нефтегазонос-

ности Иранской части Месопотамского прогиба. Автореф. канд. диссертации. М., 1970, 22 с.

Заварицкий А.Н. Игнимбриты Армении. Изв. АН СССР, сер.геол., №3, 1947, с.3-18.

Зеленов К.К. Подводный вулканизм и его роль в формировании осадочных пород. В кн.: "Вулканоогенно-осадочные и терригенные формации". Тр.ГИН, вып.81, 1963, с.30-86.

Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А. Введение в геодинамику. М., Недра, 1979, 310 с.

Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А., Вардапетян А.Н., Володина В.И. Найнозойская тектоника плит и геологическая история срединного отрезка Альпийско-Гималайского пояса. В кн.: "Строение литосферных плит". М., 1979, с.54-124.

Зоненшайн Л.П., Казмин В.Г., Книппер А.Л., Лисицын А.П., Савостин Л.А., Сборщиков И.М., Сарожтин О.Г., Баженов М.Л., Печорский Д.М. Реконструкции океана Тетис. В кн.: "Геология океанов и морей". Тезисы докладов У1 Всесоюзной школы морской геологии, т.1. М., 1984, с.189-192.

Исаакян С.А. Новые данные о стратиграфии верхнетретичных образований западного Даралагеца. ДАН АрмССР, т.22, №2, 1956, с.77-80.

Исаакян С.А. О закономерностях неогенового вулканизма в пределах Западного Даралагеца (Армения). ДАН АрмССР, т.24, №3, 1957, с.119-124.

Ископаемые органические постройки, рифы, методы их изучения и нефтегазоносность. М., Наука, 1975, 236 с.

Каграманов Ю.Р., Атанесян Г.З., Солодков В.К. Геолого-геохимические особенности мезозойско-кайнозойских отложений Армянской ССР. Геология нефти и газа, №6, 1981, с.47-50.

Казмин В.Г. Формирование пассивных окраин мезозойского Тетиса. В кн.: "Геология океанов и морей". Тезисы докладов У1 Всесоюзной школы морской геологии. т.1. М., 1984, с.193-195.

Калинко М.К. Методика исследования коллекторских свойств кернов. М., Гостоптехиздат, 1963, 224 с.

Карамата С. Особенности и проявления тектоники плит в областях типа Тетис. Геотектоника, №5, 1983, с.52-66.

Карпетян А.И. Эндогенные рудные формации Памбан-Зангезурской металлогенической зоны Малого Кавказа. Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1982, 348 с.

- Карбонатные породы. т.1. М., Мир, 1970, 396 с.
- Карбонатные породы. т.2. М., Мир, 1971, 267 с.
- Кариэ Д.* Происхождение и развитие окраинных бассейнов западной части Тихого океана. В кн.: "Новая глобальная тектоника". М., Мир, 1974, с.266-287.
- Качарава И.В., Гамкрелидзе П.Д., Качарава М.В.* Стратиграфия палеогеновых отложений Ахалцихской депрессии и Триалетского хребта. В кн.: "Палеогеновые отложения юга европейской части СССР". Изд-во АН СССР, 1960, с.282-297.
- Кашкай М.А., Хаин В.Е., Шихалибейли Э.Ш.* К стратиграфии палеогена верховьев рр.Анера и Тертер и смежной части бассейна озера Севан. Изв. АН АзССР, №3, 1950, с.54-67.
- Кетин И.* Тектонические структуры Анатолии (Малая Азия). Геотектоника, №3, 1966, с.61-71.
- Классификация и номенклатура вулканогенно-осадочных пород. Тбилиси. Изд-во ЦН КП Грузии, 1970, 262 с.
- Книппер А.Л.* Океаническая кора в структуре альпийской складчатой области. М., Наука, 1975, 208 с.
- Книппер А.Л.* Офиолиты Тетиса как показатель разных геодинамических обстановок при формировании океанической коры. В кн.: "Геология океанов и морей". Тезисы докладов У1 Всесоюзной школы морской геологии. т.1, М., 1984, с.195-197.
- Колман Р.Г., Ирвин У.* Офиолиты и древние континентальные окраины. В кн.: "Геология континентальных окраин", т.3. М., Мир, 1979, с.280-292.
- Колман Р.Г.* Офиолиты. М., Мир, 1979.
- Копелович А.В.* Эпигенез древних толщ юго-запада русской платформы. Труды ГИН, вып.121. М., Наука, 1965, 311 с.
- Копелович А.В., Косовская А.Г., Шутов В.Д.* О некоторых особенностях эпигенеза терригенных отложений платформенных и геосинклинальных областей. Изв.АН СССР, серия геол., №6, 1961, с.18-31.
- Короновский Н.В.* Палеогеновый вулканизм в геологической истории Ближнего и Среднего Востока. Вестник Моск. ун-та. Сер.геол., №2, 1979, с.3-16; №3, с.30-42.
- Конюхов И.А.* О зависимости петрофизических свойств терригенных пород от их литологии. Вестник МГУ, сер.геол., №3, 1961, с.57-70.
- Крашенинников В.А., Музилев Н.Г., Птушняк А.Е.* Стратиграфическое

расчленение палеогеновых отложений Армении по планктонным фораминиферам, нанапланктону и нуммулотидам. Вопросы микропалеонтологии, вып.27, 1985, с.130-169.

Крашенинников Г.Ф. Понятие "Фация" и методические вопросы фациального анализа. Литол. и полезн. ископ. №5, 1983, с.24-38.

Кросби Э. Классификация обстановок осадконакопления. В кн.: "Условия древнего осадконакопления и их распознавание". М., Мир, 1974, с.12-21.

Кузнецов В.Г. О возможности выделения рифов по геохимическим данным (на примере турнейских отложений Оренбургской области). Бюлл.МОИП, отд.геол., т.52(3), 1977, с.99-106.

Кургина Э.Н. Литолого-геохимические условия формирования октемберянской свиты в Араратской депрессии. Автореф.канд.дисс., Ереван, 1972, 20 с.

Куширо И. Генезис магм островных дуг на примере Японских дуг. 27-ой геол.конгресс. Петрология. М., Наука, 1984, с.122-131.

Кюнен Ф. Экспериментальные исследования суспензионных потоков и глинистых суспензий. В кн.: "Геология и геофизика морского дна". М., Мир, 1969, с.59-87.

Лалиев А.Г., Зирахадзе М.И., Церетели Г.Л. и др. Новые данные о стратиграфии западной части Аджаро-Триалетской складчатой системы. Сообщ. АН Груз.ССР, т.94, 1979, №1, 117-120.

Леворсен А. Геология нефти и газа. М., Мир, 1970, 639 с.

Леонов М.Г. Дикий флиш альпийской области. Тр.ГИН АН СССР, вып. 199, М., Наука, 1975, с.139.

Леонтьев О.К., Сафьянов Г.А. Наньоны под морем. М., Мысль, 1973, с.61.

Лисицын А.П. Процессы океанской седиментации. М., Наука, 1978, с.392.

Лисицын А.П. Лавинная седиментация в морях и океанах. Литология и полезные ископаемые, №6, 1983, с.3-27.

Лисицын А.П., Богданов Ю.А., Левитан М.А., Николаев С.Д., Чеховский Е.М. История мезозойско-кайнозойской седиментации в Мировом океане. В кн.: "Океанология". Геология океана. Геологическая история океана. М., Наука, 1980, с.407-427.

Логвиненко Н.В. Петрография осадочных пород. М., Высшая школа, 1974, 400 с.

Ломизе М.Г. Нравые офиолитовые швы Альпид Ближнего и Среднего Востока. Изв.высш.учебн. заведений, геология и разведка, №2, 1972; с.14-23.

Ломизе М.Г. Тектонические обстановки геосинклинального вулканизма. М., Недра, 1983, 194 с.

Лордкипанидзе М.Б. Мезокайнозойский вулканизм и геодинамика Альпийско-Гималайского складчатого пояса. Автореф.донт. дисс. Тбилиси, 1985 г., 48 с.

Магакьян И.Г., Пиджян Г.О., Фармазян А.С., Амирян Е.О., Карпетян А.И., Пароникян В.О., Зарьян Р.Н., Меликсетян В.М., Акопян А.Г. Редкие и благородные элементы в рудных формациях Армянской ССР. Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1972, 393 с.

Магматические и метаморфические формации Армянской ССР. Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1981, с.331.

Македонов А.В. Современные конкреции в осадках и почвах и закономерности их географического распространения. М., Наука, 1966, 284 с.

Малеев Е.Ф. Вулканиты. М., Недра, 1980, 240 с.

Малеев Е.Ф. Закономерности формирования вулканогенно-осадочного материала. М., Недра, 1982, 152 с.

Малхасян Э.Г. Петрография интрузивных пород Даралагеза. Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1958, 146 с.

Мамедов Т.А. О возрасте флишевой свиты Нахичеванской АССР. Изв. АН АрмССР, сер.геол. и географ., т.ХП, №2, 1959, с.51-53.

Мандалян Р.А. Вулканогенно-карбонатная формация верхней юры - нижнего мела северной части Армянской ССР (Литология, основные черты палеовулканизма, полезные ископаемые). В кн.: "Стратиграфия и литология Армянской ССР". Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1979, с.101-195.

Маркевич П.В. Флишевые формации северо-западной части Тихоокеанского складчатого пояса. М., Наука, 1978, 144 с.

Маркевич П.В., Чудаев О.В. Вещественный состав песчаников флишевых формаций Сихоте-Алиня и Намчатки. В кн.: "Геохимия и минералогия осадочных комплексов Дальнего Востока". Владивосток, 1979, с.3-20.

Марков М.С. Метаморфические комплексы и их место в истории развития островных дуг. Геотектоника, №2, 1970, с.93-110.

Мартirosян Ю.А. Фораминиферы верхнемеловых и нижнепалеогеновых отложений Армянской ССР. Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1970, с.5-79.

Мартirosян Ю.А., Саркисян О.А. Новые данные по стратиграфии палеоцен-нижнеэоценовых отложений Западного Айоцдзора. ДАН АрмССР, т.34, №4, 1969, с.169-173.

Меликян Л.С., Паланджян С.А., Чибухчян Э.О., Вартазарян Ж.С. К вопросу о геологической позиции и возрасте офиолитовой серии Ширано-Севано-Акеринской зоны Малого Кавказа. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, №1-2, 1967, с.21-42.

Методы изучения осадочных пород. т.1-2. М., Госгеолтехиздат, 1957, 611 с., 564 с.

Милановский Е.Е., Короновский Н.В. Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. М., Недра, 1973, 279 с.

Мильнер Г.Б. Петрография осадочных пород. М., Недра, 1968, 655 с.

Мкртчян К.А. Нварц-порфировые формации Малого Кавказа. Бюлл. МОИП отд. геол., т.37, №4, 1962, с.78-86.

Мкртчян С.С. Зангезурская рудоносная область Армянской ССР. Ереван. Изд-во АН АрмССР, 1958, 287 с.

Монин А.С. История Земли. Л., Наука, 1977, 228 с.

Мревлишвили Н.И. Нуммулиты Грузии и их стратиграфическое значение. Тбилиси. Изд-во Тбилисского ун-та, 1978, 241 с.

Мурадян К.М. Геодинамическая модель Малого Кавказа и ее прикладное значение в металлогении Армянской ССР. В кн.: "Материалы У Всесоюзного палеовулканологического симпозиума". Киев, 1981, с.122-123.

Мурдмаа И.О., Петелин В.П., Скорнякова Н.С. Вулканогенный обломочный материал в донных осадках современных морей и океанов. В кн.: "Классификация и номенклатура вулканогенно-осадочных пород". Тбилиси, Изд-во ЦН ИП Грузии, 1970, с.31-56.

Набоко С.И. Вулканические эксгаляции и продукты их реакций. Тр. лаборатории вулканологии. Изд-во АН СССР, вып.16, 1959, 303 с.

Океанология. Геология океана. Геологическая история океана. М., Наука, 1980, 462 с.

Океанология. Геофизика океана. Геодинамика. М., Наука, 1979, 413 с.

Остроумова А.С. Палеогеновый вулканизм Айоцдзорского синклино-

рия. Западный Айоцдзор. В кн.: "Геология Армянской ССР, т.4. Петрография вулканических пород. Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1970, с.305-317.

Офиолиты Малого Навказа. М., Недра, 1985, 239 с.

Пайразян В.В. Закономерности распределения органического вещества в третичных отложениях юго-западной Армении. ДАН АрмССР, т.12, №1, 1965, с.43-48.

Пакжем Дж., Фалви Д. Гипотеза образования окраинных морей западной части Тихого океана. В кн.: "Новая глобальная тектоника". М., Мир, 1974, с.288-314.

Палеогеография СССР, т.3. Л., Недра, 1975, 199 с.

Палеогеография СССР, т.4, Л., Недра, 1978, 202 с.

Папоян А.С. Некоторые данные о скелетном веществе кораллов Армянской ССР. Изв. АН АрмССР, №2, 1978, с.3-8.

Паффенгольц К.Н. Геологический очерк Навказа. Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1959, 506 с.

Паффенгольц К.Н. Стратиграфия палеогена Малого Навказа. Тр.ВСЕГЕИ, нов. серия, т.272, Л., Недра, 1979, 256 с.

Пейве А.В. Океаническая кора геологического прошлого. Геотектоника. №4, 1969, с.5-23.

Пейве А.В., Штрейс Н.А., Книппер А.Л., Макаров М.С., Богданов Н.А., Перфильцев А.С., Руженцев С.В. Океаны и геосинклиальный процесс. ДАН СССР, 196, №3, 1971, с.657-660.

Петросов И.Х. Глинистые породы Армянской ССР. Ереван. Изд-во АН АрмССР, 1983, 322 с.

Петтиджон Ф.Дж. Осадочные породы. М., Недра, 1981, 751 с.

Петтиджон Ф.Дж., Поттер П., Сивер Р. Пески и песчаники. М., Мир, 1976, 535 с.

Пиджян Г.О., Карапетян А.И., Садоян А.А., Аслаян П.М. Геологическое строение и рудоносность бассейна р.Арпа, Армянской ССР. Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1982, 179 с.

Птухян А.Е. Материалы к стратиграфии среднего эоцена Армении. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, т.19, №5, 1966, с.26-36.

Пустовалов Л.В. Петрография осадочных пород. ч.1. М., Гостоптехиздат, 1940, 475 с.

Пуцаровский Ю.М. Геологическое развитие северной части Восточных Карпат в меловое и палеогеновое время. Тр.ИГН АН СССР, сер. геол., вып.149, №62, 1953, с.65-83.

Ратеев М.А. Закономерности размещения и генезис глинистых минералов в современных и древних водоемах. Тр.ГИН АН СССР, вып.112, 1964, 288 с.

Рейнек Г.Е., Сингх И.Б. Обстановки терригенного осадконакопления. М., Недра, 1981, 439 с.

Романовский С.И. Динамика формирования флиша. Л., Недра, 1976, 175 с.

Ромм Е.С. Методика исследования коллекторских свойств трещиноватых горных пород. Тр. ВНИГРИ, вып.165, 1961, с.5-28.

Росс К.С., Смит Р.Л. Туфы пеплового потока, их происхождение, геологические отношения и идентификация. В кн.: "Проблемы палеовулканизма". М., ИЛ, 1963, с.371-477.

Рухин Л.Б. Основы общей палеогеографии. Л., Гостоптехиздат, 1962, 628 с.

Саакян-Гезалян Н.А. Фораминиферы третичных отложений Ереванского бассейна. Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1957, 141 с.

Садоян А.А. К литологии дат-палеоценовых флишевых отложений левобережья р.Азат. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, №1, 1965, с.3-19.

Садоян А.А. Петрофизические особенности палеогеновых песчано-алевритовых пород Разданской площади. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, №2, 1965, с.18-29.

Садоян А.А. О литологическом разделении средне-верхнеэоценовых отложений бассейна среднего течения р.Азат. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, №6, 1965, с.72-76.

Садоян А.А. Особенности изменения коллекторских свойств пород палеоген-верхнего мела Разданского прогиба. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, №3, 1967, с.93-96.

Садоян А.А. О связи радиального потока проницаемости и трещинной проницаемости низкопористых плотных пород. ДАН АрмССР, т.50, №3, 1970, с.158-160.

Садоян А.А. К вопросу об оценке коллекторских свойств пород разреза Октемберянского прогиба. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, №6, 1972, с.74-78.

Садоян А.А. Палеоген. Подзона Шагапской синклинали. В кн.: "Геология Армянской ССР, т.5. Литология. Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1974, с.340-350.

Садоян А.А. О распределении нуммулитов в отложениях флишевой формации эоцена Армении. Изв. АН СССР, сер. геол., №5, 1979, с.143-147.

Садоян А.А. Флишевая формация верхнего мела-палеогена Малого Кавказа и условия ее образования. В кн.: "Геология морей и океанов". Тезисы докл.5 Всесоюзной школы морской геологии, т.3. М., 1982, с.45-47.

Садоян А.А. Особенности образования флишевой формации датского яруса-эоцена Армянской ССР и сопредельных районов. Литол. и полезн. ископаемые, №2, 1983, с.43-56.

Садоян А.А. О связи отложений морских пирокластических потоков и турбидитов среднего эоцена Малого Кавказа. В кн.: "Геология океанов и морей". Тезисы докладов 6 Всесоюзной школы морской геологии, т.1. М., 1984, с.67-69.

Садоян А.А. Об отложениях морских пирокластических потоков эоцена Армянской ССР. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, №1, 1985, с.10-16.

Садоян А.А., Агамалян В.А. О некоторых постседиментационных преобразованиях палеогеновых и палеозойских терригенных отложений Разданской разведочной площади. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, №3, 1969, с.26-32.

Садоян А.А., Асланян П.М. Палеогеновые ископаемые, органогенные постройки бассейна р.Аракс. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, №4, 1981, с.15-27.

Садоян А.А., Гаспарян И.Г. О расчленении разреза палеогеновых отложений. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, №2, 1975, с.19-27.

Садоян А.А., Карапетян Э.М. О характере колленторских свойств пород верхней и нижней песчано-глинистых свит Октемберянской толщи и о времени их образования. ДАН АрмССР, т.54, №3, 1972, с.168-171.

Садоян А.А., Мкртчян Г.М. Биохемогенный целестин в палеогеновых отложениях Армянской ССР (бассейн левобережья р.Аракс). Литол. и полезн. ископаемые, №6, 1980, с.80-87.

Садоян А.А., Сарафян Н.Е. Некоторые математические закономерности геологической цикличности флишевой формации верхнего мела-палеогена Армянской ССР. В кн.: "Математические методы анализа цикличности в геологии". М., Наука, 1984, с.137-141.

Садоян А.А., Сарафян Б.Н., Танащян М.Е. Количественная оценка

параметров флишевых образований палеогена Армянской ССР. В кн.: "Математические методы анализа цикличности". М., Наука, 1985, с.127-132.

Саркисян О.А. Палеоген Севано-Ширакского синклиория. Ереван, Митн, 1966, 178 с.

Саркисян О.А. Новые данные о палеоцене Цахнуняцкого антиклинория (М.Навказ). Изв.АН АрмССР, Науки о Земле, №3, 1985, с.3-10.

Саркисян О.А. Геологическое строение и история тектонического развития Севано-Ширакского синклиория (М.Навказ). Автореф.доктор. диссертации. Ереван, 1973, 53 с.

Саркисян С.Г. Литологические особенности некоторых осадочных пород Армянской ССР как показатели их возможной нефтеносности и газоносности. Нефт. хоз-во, №3, 1949, с.24-34.

Саркисян С.Г., Асратян В.П., Садоян А.А. О шаровидных, эллипсоидальных и матрацевидных конкрециях шорахбюрской свиты нижне-среднего олигоцена. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, №3, 1966, с.12-20.

Сатиан М.А. Альб-верхний мел-палеоцен. В кн.: "Геология Армянской ССР". Литология, т.5, 1974, с.163-280.

Сатиан М.А. Позднемеловой литогенез офиолитовых зон Армянской ССР. Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1979, с.167 с.

Сатиан М.А. Офиолитовые прогибы Мезотетиса. Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1984, 195 с.

Сатиан М.А., Степанян Ж.О., Мкртчян Г.М. О целестине и стронцианите из отложений дания-палеоцена у с.Двин. ДАН АрмССР, т.42, №5, 1966.

Седиментология. М., Изд-во Недра, 1980, 646 с.

Сеидов А.Г. Литология майкопской свиты Азербайджана. Баку, Изд-во АН Азерб.ССР, 1962, 282 с.

Смехов Е.М. Закономерности развития трещиноватости горных пород и трещинные коллекторы. Л., Гостоптехиздат, 1961, 145 с.

Смирнова Н.В. Типы цемента и влияние их на проницаемость песчаных пород. Геология нефти и газа, №7, 1959, с.33-39.

Смит Р.Л. Потoki вулканического пепла. В кн.: "Проблемы палеовулканизма". М., ИЛ, 1963, с.307-370.

Соколов С.Д. Тектонический меланж Амасийского района (Малый Навказ). Геотектоника, №1, 1974, с.69-78.

Соколов С.Д. Олистостромовые толщи и офиолитовые покровы Малого Навказа. М., Наука, 1977, 94 с.

Степанян Ж.О. Литология верхнемеловых вулканогенно-осадочных комплексов Еревано-Ордубадской и Горисско-Нафанской зоны Малого Навказа (Армянская ССР). В кн.: "Стратиграфия и литология Армянской ССР". Ереван. Изд-во АН АрмССР, 1979, с.195-300.

Столби Р. Развитие южной континентальной окраины древнего Тетиса. В кн.: "Геология континентальных окраин", т.3. М., Мир, 1979, с.248-264.

Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. Т.2, М., Изд-во АН СССР, 1960, 574 с.

Страхов Н.М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., Госгеолтехиздат. 1963, 536 с.

Теодорович Г.И. Учение об осадочных породах. М., Гостоптехиздат, 1958, 572 с.

Тимофеев П.П. Формация - генетически обособленное геологическое тело. Литол. и полезн. ископаемые, №3, 1981, с.3-9.

Тимофеев П.П., Холодов В.Н., Хворова И.В. Эволюция процессов осадконакопления на континентах и в океанах. Литол. и полезн. ископ., №5, 1983, с.3-23.

Тремониус Э.С. Второй механический (гидродинамический) барьер и разделение песчано-алевритового и пелитового материала. В кн.: "Геология океанов и морей". Тезисы докл. 6 Всесоюзной школы морск. геологии, т.1, М., 1984, с.227-228.

Турекян К.К., Калън Дж. Геохимия стронция. В кн.: "Геология редких элементов". М., ИЛ, 1959, с.69-156.

Условия формирования пород-коллекторов и миграция нефти. М., Наука, 1976.

Ушаков С.А., Ясаманов Н.А. Дрейф континентов и климаты Земли. М., Мысль, 1984, 206 с.

Формация Санмарского аллохтона. М., Наука, 1978, 232 с.

Хайн В.Е. Рифы и тектоника. В кн.: "Значение биосферы и геологических процессах". М., Госгеолтехиздат, 1962, с.162-170.

Хайн В.Е. Учение о геологических формациях на современном этапе. Изв. АН СССР, сер. геол. №11, 1980, с.5-18.

Хайн В.Е. Основные этапы тектоно-магматического развития Навказа: опыт геодинамической интерпретации. Геотектоника, №1, 1975, с.13-27.

- Хатертон Т.* Активные континентальные окраины и островные дуги. В кн.: "Геология континентальных окраин". т.1, М., "Мир", 1978, с.108-119.
- Хворова И.В.* Особенности изучения карбонатных пород. В кн.: "Методы изучения осадочных пород". М., т.2, Госгеолтехиздат, 1957, с.284-300.
- Хворова И.В.* О происхождении флиша. Бюлл.МОИП отд. геол., т.33, вып.5, 1958, с.3-21.
- Хворова И.В.* Флишевая и нижнемолассовая формации Южного Урала. М., тр.ГИН АН СССР, вып.37, 1961, 352 с.
- Хворова И.В., Ильинская М.Н.* Верхнедевонские граувакковые отложения Южного Урала и механизмы их формирования. Литол. и полез. ископаемые, №4, 1980, с.55-67.
- Холодов В.Н.* Об эволюции состава питающих провинций в истории Земли. В кн.: "Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд". М., Наука, 1975, с.191-208.
- Хорн Р.А.* Морская химия. М., Мир, 1972, 399 с.
- Хсю К.* Развитие береговых хребтов Калифорнии в мезозое. В кн.: "Сила тяжести и тектоника". М., Мир, 1976, с.373-390.
- Чилингар Дж.В., Виссел Х.Дж., Вольф К.Х.* Диагенез карбонатных пород. В кн.: "Диагенез и катагенез осадочных образований". М., Мир, 1971, с.165-290.
- Шарапов И.П.* Применение математической статистики в геологии. М., Недра, 1971, 245 с.
- Шепард Ф.П.* Морская геология. Л., Недра, 1976, 488 с.
- Ширинян К.Г.* Игнимбриды и туфолавы (принципы классификации и условия формирования на примере Армении). В кн.: "Туфолавы и игнимбриды". Тр. лаб.вулканологии, вып.20. М., Изд-во АН СССР, 1961, с.47-61.
- Шихалибейли Э.Ш.* Геологическое строение и история тектонического развития восточной части Малого Кавказа в пределах Азербайджана. т.1 (Стратиграфия) мезо-кайнозойских отложений). Баку, Изд-во АН Азерб. ССР, 1964, 304 с.
- Штеклин Й.* Древняя континентальная окраина в Иране. В кн.: "Геология континентальных окраин", т.3, М., Мир, 1979, с.230-246.
- Шутов В.Д.* Минеральные парагенезы граувакковых комплексов. Труды ГИН, вып.278, М., Наука, 1975, 112 с.

Шерба И.Г. Найнозойские олистостромы альпийской складчатой области. Геотектоника, №5, 1983, с.90-106.

Эрентоз К. Краткий обзор геологии Анатолии. Геотектоника, №2, 1967, с.31-47.

Эрнест В. Геохимический анализ фаций. Л., Недра, 1976, 127 с.

Якушев В.П., Смирнова Н.В. Результаты экспериментальных исследований по уплотнению и цементации песчаных коллекторов. В кн.: "Экспериментальные исследования в области разработки нефтяных и газовых месторождений. М., Наука, 1964, с.51-59.

Янов Э.Н. Геохимия Кавказского и Крымского флиша. Литол. и полезн. ископ., 1971, №1, с.84-101.

Янов Э.Н. Использование геохимических данных при палеогеографическом анализе. Советская геология, №1, 1980, с.66-75.

Ясаманов Н.А. Ландшафтно-климатические условия юры, мела и палеогена юга СССР. М., Недра, 1978, 224 с.

Aramaki S., Yamasaki M. Pyroclastic flows in Japan. Bull. volcanol., 26, 1963, p.89-99.

Bhatia M.R. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones. J.Geology. 1983. v.91, N.6, p.611-629.

Bouma A.H. Sedimentology of some flysch deposits. A graphic approach to facies interpretation. Amsterdam: Elsevier, 1962, 168 p.

Brinkmann R. Mesozoic troughs and crustal structure in Anatolia. Geol. Soc. America Bull., v.83, 1972, p.819-826.

Brinkmann R. Geology of Turkey. Stuttgart, 1976, 158 p.

Brunn I.H., Monod O. Mesozoic troughs and crustal structure in Anatolia: Discussion. Geol. Soc. America Bull. v.84. 1973, p. 1477-1480.

Caillat C., Delhavi P., Marter-Janin B., Michel R. Mecanisme de mise en place des nappes ignimbristiques paléogènes de la région de Seveh (Zone de l'Iran Central). Bull. Soc. Geol. France, 7 ser., том.24, N 4, 1982, pp.777-784.

Cann J.R. Rb, Sr, Y, Zr and Nb in some ocean floor basaltic rocks. - Earth and Planet Sci. Letters, 10, 1970, p.7-11.

Carter R.M. A discussion and classification of subaqueous mass-transport with particular application to grain-flow, slurry flow and fluxoturbidites. Earth-Sci. Rev., II, 1975, p.145-177.

Cas R.A. Mass-flow arenites from a paleozoic interarc basin, New South Wales, Australia: mode and environment of emplacement. - Jour Sed. Petrology, 1979, v.49, N 1, p.29-44.

Crook K.A.W. Lithogenesis and geotectonics: the significance of compositional variation in flysch arenites (graywackes) - modern and ancient geosynclinal sedimentation. Proc. Symp. Madison Wisc., 1972, Tulsa, Okla, 1974.

Dercourt J., Zonenshain L.P., Ricou L.E., Kazmin V.G., Le Pichon X., Knipper A.L., Grandjacquet C., Sbertshikov I.M., Geysant J., Lepvrier C.C., Pechersky D.N., Boulin J.J., Sibuet J.C., Savostin L.A., Sorokhtin O., Westphal M., Bazhenov M.L., Lauer J.P., and Biju-Duval B. Geologic evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias. In Aubouin J., Le Pichon X., and Monin A.S. (editors). Evolution of the Tethys. Tectonophysics, 1986, v.123, p.241-315.

Dewey J.F., Pitman III W.C., Ryan W.B., Bonnin J. - Plate tectonics and the evolution of the Alpine system. Geol. Soc. America Bull., v.84, N 10, 1973.

Dickinson W.R. & Suczek C.H. Plate tectonics and sandstone composition. AAPG Bull., v.63, 1979, p.2164-2182.

Dzulynski S., Ksiazkiewicz M. and Kuenen Ph.H. Turbidites in flysch of the Polish Carpathian mountains. Bull. Geol. Soc. America, v.70, 1959, p.1089-1118.

Explanatory text of the geological map of Turkey. 1:500000, Erzurum. Compiled by Altinli J.E., 1963.

Explanatory text of the Zanjan Quadrangle map 1:250000. Compiled by Stocklin J. and Eftekhari-Nezhad J. "Geological survey of Iran", 1969.

Fisher R.V. Mechanism of deposition from pyroclastic flows. American Jour. of Science, v.264, 1966, p.350-363.

Fiske R.S. Subaqueous pyroclastic flows in Ohanapecoch formation, Washington, Geol. Soc. America Bull., v.74, 1963, p.391-406.

Fritz S.J. and Pilkey O.H. Distinguishing bottom and turbidity current coars layers on the continental rise. Jour. Sed. Petrology, v.45, N 1, 1975, p.57-62.

Gökçen S.L. and Kelling G. Depositional motifs and petrological evolution in a Palaeogene arc-related trough: The Sivas-Refahiya basin, Anatolia, Turkey. In "6th European Reg. Meeting I.A.S. Lleida, (Abst.), 1985, p.186-187.

Hampton M.A. Buoyancy in debris flows. Jour. Sed. Petrology, v.49, N 3, 1979, p.753-758.

Hesse R. Cretaceous-Palaeogene flysch zone of East Alps and Carpathians. In "Trench-forearc Geology". 1982, p.471-494.

Henson F.R.S. Cretaceous and tertiary reef formations and associated sediments in Middle East. Bull. American Associat. Petrol. Geol., v.34, N 2, 1950, p.215-238.

Kalp J.L., Turekian K.K., Boyd D.W. Strontium contents of limestones and fossils - Bull. Geol. Soc. America, v.63, 1952, p.701-716.

Kamen-Kaye M. A review of depositional history and geological structure of Turkey. In: "Geology and history of Turkey", Tripoli, 1971.

Kazmin V.G., Sborshchikov I.M., Ricou L.E., Zonenshain L.P., Boulin I. and Knipper A.L. Volcanic belts as markers of the Mesozoic-Cenozoic active margin of Eurasia. Tectonophysics, 123, 1986, p.123-152.

Kenyon N.H., Belderson R.H. & Stride A.H. Detailed tectonic trends on the central part of the Hellenic outer ridge and in the Hellenic trench system. In "Trench-forarc geology: sedimentation and tectonics of modern and ancient active plate margins. 1982, p.335-344.

Kuenen P.H. Deep-sea sands and ancient turbidites. In: Bouma A.H., Brouwer A. (eds.). Turbidites. Developments in Sedimentology, 3, Elsevier, Amsterdam, 1964, p.3-33.

Kuenen P.H., Migliorini C.J. Turbidity currents as a cause of graded bedding. J.Geol., v.58, 1950, p.91-127.

Link M.H. Matilya Sandstone: a transition from deep water turbidite to shallow marine deposition in the Eocene of California. Jour. Sed. Petrology, v.45, N 1, 1975, p.63-78.

Link M. H., Nilson T.A. The rocks sandstone, an Eocene sandrich deep-sea fan deposit, Northern Santa Lucia Range, California. Jour. Sed. Petrology, v.50, N 2, 1980, p.583-602.

Maynard J.B., Valloni R., Yu H.S. Composition of modern deep-sea sands from arc-related basins. In "Trench-forarc geology: sedimentation and tectonics of modern and ancient active plate margins. 1982, p.551-562.

Mazzullo S.J. and Cys J.M. Marine aragonite sea floor growths and cements in permian phylloid algal mounds. Sacramento mountains, New Mexico. Jour. Sed. Petrology, v.49, N 3, 1979, p.917-937.

Mutti E. Submarine flood tuffs (ignimbrites) associated with turbidites in oligocene deposits of Rhodes island (Greece). Sedimentology, 5, 1965, p.265-288.

Nachev J.K. The flysch in Bulgaria. Guide-book. Sofia, 1980, 83 p.

Nachev J.K. Basin models of flysch in Bulgaria. Palaeontology, Stratigraphy and Lithology, 16, Sofia, 1982, p.61-71.

Normark W.R. Fan walleys, channels and depositional lobes on modern submarine fans: characters for recognition of sandy turbidite environments. AAPG Bull., v.62, N 6, -1978, p.912-931.

Nowroozi A.A. Focal mechanism of earthquakes in Persia, Turkey, West Pakistan and Afghanistan and plate tectonics of the Middle East. Seism. Amer. Bull., v.62, 1972.

Pearce J.A., Cann J.R. Ophiolite origin investigated by discriminant analysis using Ti, Zr and Y. Earth and Planet. Sci. Letters, 12, N 3, 1971, p.339-349.

Ricci-Lucchi F. Depositional cycles in two turbidite formations of northern Apennines (Italy). Jour. Sed. Petrology, v.45, N 1, 1975, p.3-43.

Sadoyan H.A. Conditions of formation of tuffaceous turbidity deposits and marine pyroclastic flows of Middle Eocene of Minor Caucasus. In "Abstracts and poster abstracts, 6th European Regional Meeting". Lleida, 1985, p.407-411.

Sengör A.M.C., Yılmaz Y. Tethyan evolution of Turkey. A plate tectonic approach. Tectonophysics, v.75, 1981, p.181-241.

Sestini G. The relations between flysch and serpentinites in North central Turkey. In: Geology and History of Turkey. Tripoli, 1971.

Siegel F.R. The effect of strontium on the aragonite-calcite ration of Pleistocene corals. Jour. Sed. Petrology, v.30, N 2, 1960, p.297-304.

Stanley D.J. and Bouma A.H. Methodology and paleogeographic interpretation of flysch formations: a summary of studies in the Maritime Alps. In: Turbidites. Developments in Sedimentology, 3. Elsevier, Amsterdam, 1964, p.34-64.

Stanley K.O., Faure G. Isotopic composition and sources of strontium in sandstone cements: The High Plains sequence of Wyoming and Nebraska. Jour. Sed. Petrology, v.49, 1979, p.45-53.

Stauffer F.H. Grain-flow deposits and their implications. Santa Ynez Mountains. California. Jour. Sed. Petrology, v.37, 1967, p.487-508.

Stratigraphic lexicon of Iran, part I, Geological survey of Iran, 1971.

Swart P.K. The effect of sea water calcium concentrations on the growth and skeletal composition of a scleractinian coral: *Acropora squamosa*. Jour. Sed. Petrology, v.49, N 3, 1979, p.951-955.

Taylor J.M. Pore space reduction in sandstones. AAPG Bull., v.34, N 4, 1950.

Turekian K.K. The marine geochemistry of strontium. Geochim. et Cosmo-

chim. acta, v.28, 1964, p.1479-1496.

Walker R.G. Turbidite sedimentary structures and their relationship to proximal and distal environments. Jour. Sed. Petrology, v.37, 1967, p.25-43.

Walker R.G. Deep-water sandstone facies and ancient submarine fans: models for explorations for stratigraphic traps. AAPG Bull., v.62, 1978, p.932-966.

Weller J.M. Cyclical sedimentation of the Pennsylvanian period and its significance. Jour. Geology, v.38, 1930, p.97-135.

О Г Л А В Л Е Н И Е

В В Е Д Е Н И Е	5
ГЛАВА 1. ПРОБЛЕМЫ ОБРАЗОВАНИЯ ОСАДОЧНОГО И ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНОГО ФЛИША	8
ГЛАВА 2. КРАТКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРН	15
ГЛАВА 3. ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОСНОВНЫХ РАЗРЕЗОВ И ТИПОВ ПОРОД ПАЛЕОГЕНА АРМЯНСКОЙ ССР	21
3.1. ФЛИШЕВАЯ ФОРМАЦИЯ (ПАЛЕОЦЕН-ВЕРХНИЙ ЭОЦЕН)	21
3.1.1. Терригенно-карбонатная флишевая субформация (палеоцен-нижний эоцен)	21
3.1.1.1. Разрезы	21
3.1.1.2. Типы пород	22
3.1.2. Вулканогенно-осадочная флишеидная субформация (средний эоцен)	60
3.1.2.1. Разрезы	60
3.1.2.2. Типы пород	62
3.1.3. Карбонатно-терригенная флишевая субформация (верхи среднего и верхний эоцен)	119
3.1.3.1. Разрезы	119
3.1.3.2. Типы пород	122
3.2. НИЖНЯЯ МОЛАССОВАЯ (ШПИРОВАЯ) ФОРМАЦИЯ (ВЕРХИ ВЕРХНЕГО ЭОЦЕНА-НИЖНИЙ ОЛИГОЦЕН)	145
3.2.1. Разрезы	145
3.2.2. Типы пород	148
ГЛАВА 4. ЛИТОФАЦИАЛЬНО-ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПАЛЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ МАЛОГО НАВНАЗА И СОПРЕДЕЛЬНЫХ ОБЛАСТЕЙ	183
4.1. ПАЛЕОЦЕН-РАННИЙ ЭОЦЕН	185
4.2. СРЕДНИЙ ЭОЦЕН	201
4.3. ПОЗДНИЙ ЭОЦЕН	216

4.4. ОЛИГОЦЕН-РАННИЙ МИОЦЕН	225
ГЛАВА 5. КОЛЛЕКТОРСКИЕ СВОЙСТВА ПОРОД И ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ПАЛЕОГЕНА АРМЯНСКОЙ ССР. ПОЛЕЗ- НЫЕ ИСНОПАЕМЫЕ	239
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	260
ЛИТЕРАТУРА	264

Абел Аветисович Садоян

ЛИТОЛОГИЯ ПАЛЕОГЕНА АРМЯНСКОЙ ССР

Редактор издательства *В.А.Галоян*

Переплет *Г.Н.Горцакаляна*

Тех.редактор *Р.Х.Геворкян*

Корректор *Л.А.Хачатрян*

Набрано на наборно-пишущей машине

Оператор *М.Л.Минасян*

ИБ № 1278

Сдано в производство 29.09.1988 г., подписано к печати
1.09.1988 г., ВФ 05626, формат 60x84 1/16, бумага № 2,
офсетная печать, печ.л. 18,13+9 вкл., усл.печ.л. 19,5,
учетно-изд. л. 19,59. Тираж 300. Зак. № 408 Изд. №7417.
Цена 3р.

Издательство АН АрмССР, 375019, Ереван, пр. Маршала
Баграмяна 24 г.

Типография Издательства АН АрмССР, 378310, г.Эчмиадзин

5182