ГЕОЛОГИЯ АРМЯНСКОЙ ССР

V

ЛИТОЛОГИЯ


ՀՍՍՀ
ԱԿԱԴԵՄԻԱ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱ

ԵՐԿՐԱԲԱՆԱԿԱՆ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԻՆՍՏԻՏՈՒՏ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԵՐԿՐԱԲԱՆՈՒԹՅՈՒՆԸ

ԳԼԽԱՎՈՐ ԽՄԲԱԳՐՈՒԹՅՈՒՆ

Հայկական ՍՍՀ ԳԱ ակադեմիկոս Ս. Ս. ՄԿՐՏՉՅԱՆ (գլխավոր խմբագիր)
Հայկական ՍՍՀ ԳԱ թղթակից-անդամ Ա. Հ. ԳԱԲՐԻԵԼՅԱՆ
Հայկական ՍՍՀ ԳԱ ակադեմիկոս Հ. Գ. ՄԱՂԱՔՅԱՆ
Հայկական ՍՍՀ ԳԱ ակադեմիկոս Կ. Ն. ՊԱՖԵՆՀՈԼՑ
Հայկական ՍՍՀ ԳԱ թղթակից-անդամ Լ. Ա. ՎԱՐԴԱՆՅԱՆՑ

ՀԱՏՈՐ

V

ԼԻՏՈԼՈԳԻԱ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԳԱ ՀՐԱՏԱՐԱԿՉՈՒԹՅՈՒՆ

ԵՐԵՎԱՆ 1974

АКАДЕМИЯ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

ГЕОЛОГИЯ АРМЯНСКОЙ ССР

ГЛАВНАЯ РЕДАКЦИЯ

Академик АН Армянской ССР С. С. МКРТЧЯН (главный редактор),
член-корреспондент АН Армянской ССР Л. А. ВАРДАНЯНЦ,
член-корреспондент АН Армянской ССР А. А. ГАБРИЕЛЯН,
академик АН Армянской ССР И. Г. МАГАКЬЯН,
академик АН Армянской ССР К. Н. ПАФФЕНГОЛЬЦ.

ТОМ

V

ЛИТОЛОГИЯ

ИЗДАТЕЛЬСТВО АН АРМЯНСКОЙ ССР
ЕРЕВАН 1974

55(с 43)+552
Г 35

В монографии подведены итоги многолетним литологическим исследованиям на территории Армянской ССР.

В первом разделе работы рассматриваются вулканогенно-осадочные и осадочные формации байкальского, герцинского и альпийского этапов геотектонического развития Малого Кавказа и приводится детальная характеристика их вещественного состава.

Таковы геосинклинальные формации кембрия—докембрия (древний метаморфический комплекс), субплатформенные карбонатные и карбонатно-терригенные формации среднего-верхнего палеозоя—триаса и, наконец, наиболее широко развитые геосинклинальные формации юры—неокома, альба—верхнего мела—палеогена и орогенные формации неогена.

Во втором разделе монографии дается характеристика условий осадконакопления от докембрия до плейстоцена.

Том V «Литология» представляет интерес для литологов, изучающих процессы вулканогенно-осадочного и осадочного литогенеза подвижных зон, а также для широкого круга геологов, изучающих строение земной коры и историю геологического развития Малого Кавказа и смежных регионов Альпийского складчатого пояса.

Հ ՀԱՏՈՐԻ ԽՄԲԱԳՐԱԿԱՆ ԿՈԼԵԳԻԱ

Երկրա-հանքաբանական գիտությունների դոկտորներ Ա. Գ. ԲԱԲԱԵՎ,
Ս. Գ. ՍԱՐԳՍՅԱՆ (պատասխանատու խմբագիրներ)
Երկրա-հանքաբանական գիտությունների թեկնածու Մ. Ա. ՍԱՏՅԱՆ (խմբագրի տեղակալ)
Երկրա-հանքաբանական գիտությունների թեկնածու Վ. Պ. ՀԱՍՐԱԹՅԱՆ
Երկրա-հանքաբանական գիտությունների թեկնածու Ռ. Ա. ՄԱՆԴԱԼՅԱՆ
Երկրա-հանքաբանական գիտությունների թեկնածու Ի. Խ. ՊԵՏՐՈՍՈՎ

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ V ТОМА

Доктора геол.-мин. наук А. Г. БАБАЕВ, С. Г. САРКИСЯН
(ответственные редакторы),
кандидат геол.-мин. наук М. А. САТИАН (зам. редактора),
кандидат геол.-мин. наук В. П. АСРАТЯН,
кандидат геол.-мин. наук Р. А. МАНДАЛЯН,
кандидат геол.-мин. наук И. Х. ПЕТРОСОВ.

Г 0293—0 / 703(02)—74 102—72

© Издательство АН Армянской ССР. 1974.

ВВЕДЕНИЕ

На территории Армянской ССР вулканогенно-осадочные и осадочные формации позднего докембрия, палеозоя и мезокайнозоя имеют суммарную мощность до 20 *км*. Наиболее нижнюю часть разреза составляет геосинклинальный ряд формаций байкальского этапа (древний метаморфический комплекс). Субплатформенные карбонатные формации герцинского этапа отделены от них крупным перерывом и скачком метаморфизма. Главенствующее положение в геологическом строении Малого Кавказа занимают формации альпийского этапа, имеющие наибольшие мощности и распространение и разграниченные от более древних образований составом, строением и степенью метаморфизма. Вулканогенно-осадочные и осадочные формации мезокайнозоя отражают этап вовлечения Малого Кавказа в геосинклинальный режим развития, завершившийся позднеальпийским орогенезом и формированием его современной структуры в системе Альпийско-Гималайского складчатого пояса.

Неоднократная на Малом Кавказе смена этапов тектонической напряженности и состояния стабильности земной коры, а на определенных рубежах ее разрывы и проявление вулканизма—все эти причины предопределили чрезвычайное разнообразие и вместе с тем специфичность строения и состава вулканогенно-осадочных и осадочных формаций. Не менее сложно их пространственное размещение, вызванное миграцией зон максимальной тектонической активности. Отложения почти всех климатических типов литогенеза от аридного до гумидного и, наряду с этим, мощные аклиматические образования вулканогенно-осадочного литогенеза представлены в геологическом разрезе.

Многочисленны и разнообразны связанные с ними полезные ископаемые.

Поэтому очевидно то значение, которое имеют литологические исследования для разработки проблем теоретической литологии, региональной геологии, тектоники и других смежных геологических направлений.

Нужно отметить, что первые литологические исследования на территории Армянской ССР были вызваны необходимостью обеспечения развивающейся промышленности собственными минеральными топливными ресурсами. Наибольший интерес для поисков нефти и газа на первом этапе представлял палеоген-миоценовый комплекс приереванского прогиба.

Изучение этих отложений было начато в середине 30-х годов (Т. А. Джрбашян). В послевоенный период быстрых темпов развития народного хозяйства проблема создания топливных ресурсов становится еще актуальнее. Наряду с геологоразведочными работами, были начаты комплексные стратиграфо-литологические исследования третич-

ного разреза (С. С. Мкртчян, А. И. Месропян, И. Г. Гаспарян, А. А. Джафаров, В. П. Асратян, Г. Б. Нисанян, Л. С. Чолахян), которые с расширением поисковых площадей (Октемберянский р-н и др.) все более специализировались. Уже в 60-х годах были подведены первые итоги исследованиям закономерностей распределения органического вещества (В. В. Пайразян), состава и условий накопления глинистых минералов (И. Х. Петросов), литологии гипсоносно-соленосной толщи миоцена (М. А. Мовсесян), коллекторских свойств отложений палеогена (А. А. Садоян, В. О. Яникян). Разрабатывались минералогические коррелятивы отложений палеогена и неогена (И. Г. Гаспарян).

Одним из итогов этих исследований было составление литолого-палеогеографических карт для третичного времени (В. П. Асратян, М. А. Мовсесян, И. Х. Петросов, А. А. Садоян и др.).

В эти же годы ставится задача выявления перспектив нефтегазоносности меловых и палеозойских отложений. Было проведено исследование литологии верхнемеловых отложений Еревано-Ордубадской тектонической зоны (М. А. Сатиан, Ж. О. Степанян), изучены флишоидные отложения дания-палеоцена бассейнов рек Азат и Веди (В. П. Асратян, А. А. Садоян, М. А. Сатиан), обобщен материал по литологии палеозойских отложений ю.-з. части республики (Г. Б. Нисанян) и составлены соответствующие литолого-палеогеографические карты. Все эти материалы легли в основу составления мелкомасштабных литолого-палеогеографических карт территории Армянской ССР, включенных в изданный под редакцией академика А. П. Виноградова «Атлас литолого-палеографических карт СССР» (авторы разделов: Н. Р. Азарян, В. Т. Акопян, Р. А. Аракелян, М. А. Сатиан и др.).

Основные кадры литологов и лаборатории были подготовлены в 50-х и 60-х годах и сосредоточены в Институте геологических наук АН Армянской ССР. В создание лабораторий большой вклад внесли С. Г. Саркисян, А. И. Месропян, А. Г. Бабаев, В. П. Асратян, И. Х. Петросов, А. А. Садоян и др. Литологические исследования проводились в тесном контакте с научными центрами страны. Тематические исследования консультировались проф. М. С. Швецовым, Н. Б. Вассоевичем, И. В. Хворовой, С. Г. Саркисяном, А. Г. Бабаевым, под руководством которых были подготовлены квалифицированные кадры литологов.

Выше уже отмечалось то большое распространение, которое имеют на территории республики вулканогенно-осадочные отложения, вмещающие промышленные месторождения металлического и неметаллического сырья. Как и во многих других регионах страны, вулканогенно-осадочным породам не уделялось достаточного внимания ни вулканологами, ни литологами. И лишь за последнее десятилетие произошли значительные сдвиги и были достигнуты ощутимые результаты по проблеме вулканогенно-осадочного литогенеза и связанного с ним рудообразования, а также типизации вулканогенно-осадочных формаций.

Именно в этом аспекте были поставлены исследования вулканогенно-осадочных толщ в республике. К настоящему времени достигнут определенный прогресс в понимании сущности и содержания форм влияния вулканизма на терригенное, биогенное и хемогенное осадконакопление в разнообразной фациальной и палеогеографической обстановке. С разной детальностью эти разделы литологии изучены на примерах верхнемеловых вулканогенно-обломочной и кремнисто-вулканогенной формаций (М. А. Сатиан, Ж. О. Степанян), верхнеюрских вулканогенно-карбонатной и вулканогенно-обломочной формаций (Р. А. Мандалян), осадочно-пирокластических флишоидных накоплений палеогена (О. А. Саркисян, А. А. Садоян) и др. Проведено изуче-

ние процессов монтмориллонитизации пирокластических толщ, образующих промышленные месторождения бентонитов (И. Х. Петросов).

Таким образом, параллельно с изучением литологии перспективных в отношении нефти и газа толщ была начата разработка актуальной для геологического строения республики проблемы вулканогенно-осадочного литогенеза—направление, являющееся одним из перспективных.

Другой важнейшей проблемой региональной литологии является выяснение первичного состава древнего метаморфического комплекса и условий его накопления. Первые сведения об исходном составе сланцев Арзаканского массива были получены К. Н. Паффенгольцем (1937).

Специальные детальные петрографические, минералогические и геохимические исследования, проведенные В. А. Агамаляном (1970), позволили в гнейсово-сланцевом комплексе разграничить продукты седиментогенного происхождения от интрузивных и рассмотреть условия их осадконакопления и метаморфизма.

Однако остаются литологически не изученными прочие выходы древнего метаморфического субстрата в Центральной складчатой зоне Малого Кавказа, так же как и сравнительно небольшие его обнажения в Сомхето-Карабахской зоне.

По составу озерных отложений наземно-вулканического комплекса плиоцена-плейстоцена имеющиеся литологические данные пока единичны и не систематизированы. В данную работу были включены лишь результаты исследования отложений Араратской, Севанской и Ширакской котловин.

В работе приведена характеристика осадочных и вулканогенно-осадочных формаций разных структурных зон и этапов развития Малого Кавказа—одного из интереснейших в геологическом отношении секторов интернид Альпийской складчатой области. Литологические формации рассматриваются как образования узкого фациального диапозона—комплекс литофаций. Вместе с тем формация—это образование определенной стадии тектонического развития региона. Формации являются примером парагенетических (в частном случае—генетических) сообществ пород. Наиболее ярким образцом отдаленно-парагенетических внутриформационных связей являются вулканогенно-осадочные формации, в разрезах которых сопряжены генетически резко отличающиеся продукты. Вопросы типизации и классификации этих формаций, обсужденные на VI Всесоюзном литологическом совещании, продолжают оставаться в стадии разработки. Между тем основные типовые группы формаций: вулканогенно-обломочная, кремнисто-вулканогенная и карбонатно-вулканогенная, выявлены во многих регионах континентов. Выявлены эти формации и в разрезе «осадочного» слоя земной коры на Малом Кавказе. Вопросы типизации литологических формаций неразрывно связаны с разработкой классификации слагающих их пород.

В частности, при характеристике вулканогенно-осадочных пород были учтены рекомендации по классификации и номенклатуре, разработанные Всесоюзным семинаром в г. Тбилиси (1968), а по обломочным породам за основу принята классификация В. Д. Шутова (1967).

В соответствии с наиболее общепринятой схемой тектонической зональности Малого Кавказа литологическое описание дано по следующим зонам: Сомхето-Кафанской, Центральной Армянской и Приараксинской.

Указанная схема тектонической зональности оказывается наиболее

приемлемой для характеристики отложений альпийского этапа, занимающих главную часть литологически изученного разреза земной коры в пределах Малого Кавказа.

В предлагаемой читателю книге подводится итог результатам исследований в республике за последние 20 лет. Работа выполнена коллективом Института геологических наук АН Армянской ССР с участием сотрудников Ереванского государственного университета.

I. СТРОЕНИЕ И СОСТАВ ОСАДОЧНЫХ, ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ

ДОКЕМБРИЙ—НИЖНИЙ ПАЛЕОЗОЙ

Породы докембрия—нижнего палеозоя на территории Армянской ССР обнажаются фрагментарно в ядрах альпийских антиклинальных структур и представлены интенсивно дислоцированными, полиметаморфизованными мигматитами, пара- и ортогнейсами, амфиболитами, кристаллическими сланцами, мраморами, филлитами, порфиритоидами и порфироидами, прорванными и инъецированными интрузивами от ультраосновного до ультракислого состава. К массивам древних метаморфических пород Армении приурочены разнообразные полезные ископаемые: мрамор, доломит, высокоглиноземистое цементное сырье, железо, редкометальное и золоторудное оруденение, графит, барит, декоративные камни, минеральные краски и термальные минеральные воды и пр.

Наиболее крупные массивы древнего метаморфического комплекса Армянской ССР обнажаются в ядре Цахкуняцского горст-антиклинория (Арзаканский и Апаранский массивы) и вдоль Хуступ-Гиратахского глубинного разлома (Зангезурский массив). Ряд небольших выходов метаморфических пород обнажается в ядре Ахумской антиклинали, в районе с. Амасия и вдоль с.-в. побережья оз. Севан. Наиболее полный разрез отложений докембрия—нижнего палеозоя обнажается в пределах Арзаканского кристаллического массива, на материале которого и разработаны все имеющиеся схемы их расчленения (К. Н. Паффенгольц, 1937; Р. А. Аракелян и М. С. Абрамян, 1953; Р. А. Аракелян, 1957, 1964; А. Е. Назарян, 1964; А. Т. Асланян, 1958). По сведению предыдущих исследователей и нашим личным наблюдениям, на других выходах отмечаются метаморфические породы, которые коррелируются с отдельными частями разреза Арзаканского кристаллического массива.

В свете вышесказанного, литологическая характеристика отложений территории Армянской ССР приводится преимущественно на основании изучения разрезов Арзаканского кристаллического массива (рис. 1).

РЯДЫ ФОРМАЦИЙ

Сумма имеющейся информации по разрезам древней метаморфической толщи позволяет расчленить ее на 6 свит, составляющих две разновозрастные формации.

Так как палеонтологических остатков в древних толщах Арзаканского массива не найдено, суждения о возрасте соответствующих частей разреза основаны на литологических и общегеологических соображениях и, конечно, являются условными. При выделении и прослеживании горизонтов большое внимание было уделено выявлению типоморфных признаков, прослеживанию их при полевом изучении разрезов и

однозначной диагностике материала под микроскопом, а также установлению специфики химизма пород и концентраций элементов-примесей.

Предлагаются новые наименования для выделяемых таксономических единиц (формации, субформации), отражающие их наиболее существенные и легко опознаваемые признаки (условия залегания и взаимоотношения с вмещающими свитами, характер и план дислокаций, литологический, петрографический состав, фации метаморфизма и взаимоотношения с интрузивами).

Выделяемые свиты (субформации) объединяются в две формации (серии). Каждая из них слагается последовательно сменяющими друг друга свитами (субформациями), которые обладают единым планом дислокаций, сходными фациальными условиями осадконакопления и претерпели одинаковое количество этапов регионального метаморфизма. Кроме того, в формацию (серию) включены рассланцованные и метаморфизованные интрузивные образования, локализованные в объеме данной формации и метаморфизованные в единой фации.

Предлагается следующее расчленение сланцевого комплекса (табл. 1).

1. Полиметаморфическая гнейсово-кристаллически-парасланцевая формация—докембрий (?) (Нижняя серия).

Снизу—вверх слагается следующими субформациями (свитами)

а) пятнистых сланцев (520 *м*)

б) кварцитовых сланцев (490 *м*)

в) графитовых сланцев (150 *м*)

2. Зеленосланцевая формация—нижний палеозой (?) (Верхняя серия).

Состоит из субформаций:

а) метааркозовых филлитов (400 *м*)

б) метавулканитов (900 *м*)

в) карбонатных пород (550 *м*)

Названия формаций и субформаций даны по петрографическому составу пород, содержание которых составляет не менее 70% их общей мощности.

Петрографическое, минералогическое и химическое изучение метаморфических сланцев показало, что каждая таксономическая единица—формация (серия), субформация (свита), подсвита и горизонт в древнем метаморфическом комплексе сложены породами, обладающими ярко выраженными и устойчивыми, не повторяющимися признаками. Они настолько выдержанны, что позволяют прослеживать породу латерально по всей площади Арзаканского массива, а также вести однозначную корреляцию разобщенных выходов. В описание не включены породы, которые претерпели преобразования под влиянием интрузий, внедренных после регионального метаморфизма. Карбонатные породы, слагающие пачки и горизонты в составе различных свит, описываются отдельно.

ПОЛИМЕТАМОРФИЧЕСКАЯ ГНЕЙСОВО-КРИСТАЛЛИЧЕСКИ-ПАРАСЛАНЦЕВАЯ ФОРМАЦИЯ (ДОКЕМБРИЙ (?)

(Нижняя серия метаморфического комплекса)

Субформация пятнистых сланцев

В основании сводного разреза Арзаканского кристаллического массива залегает толща пятнистых пород, выраженная преимущест-

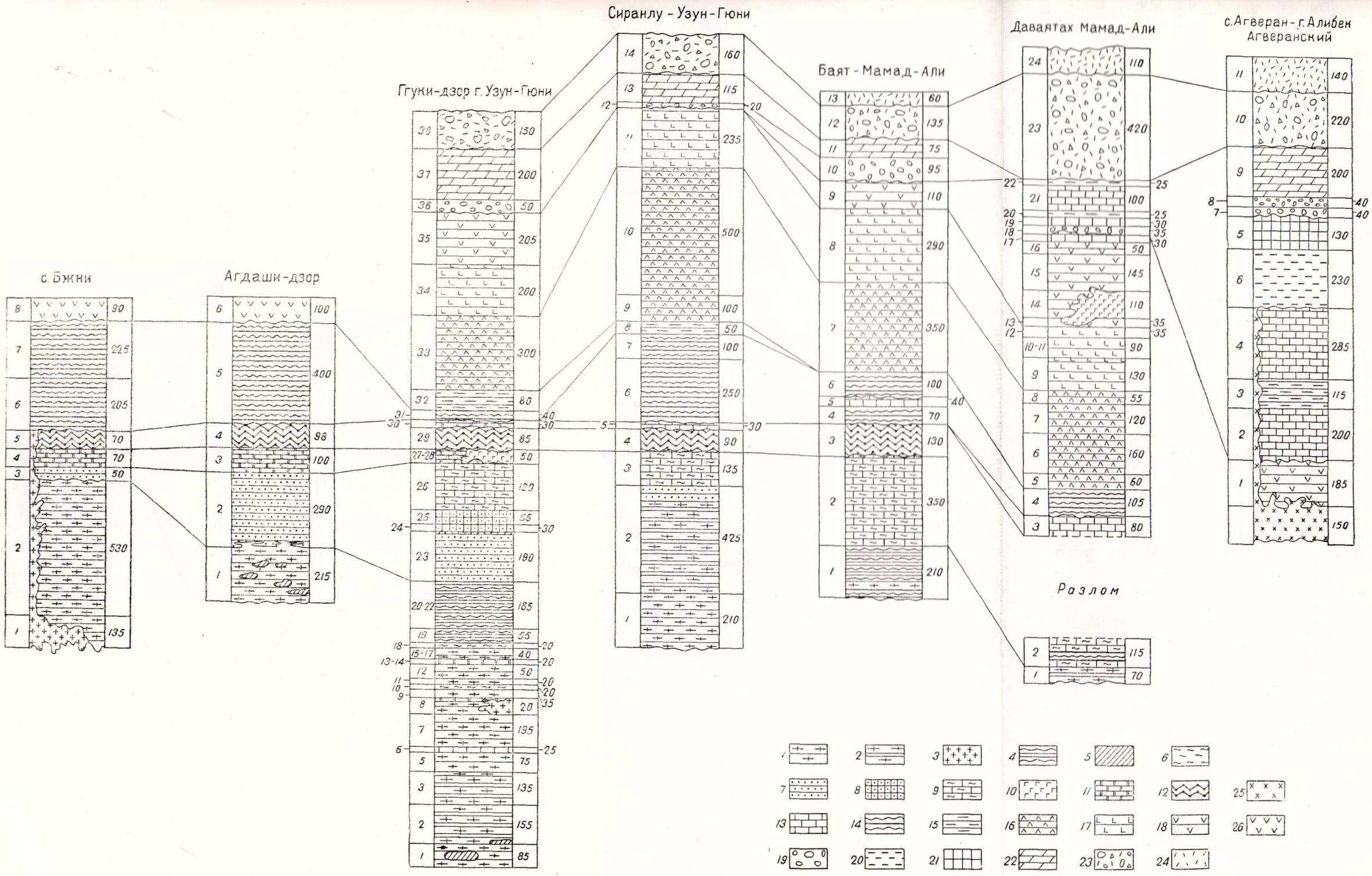


Рис. 1. Сопоставление опорных разрезов Арзаканского кристаллического массива.

1. Гнейсо-граниты (мигматиты). 2. Инъекционные и порфиробластические гнейсы. 3. Лейкократовые альбитовые плагиограниты. 4. Пятнистые кварц-двуслюдяные кристаллосланцы и диафториты. 5. Черные гнейсовидные амфиболиты. 6. Слюдиты. 7. Турмалиновые мусковит-кварцитовые кристаллосланцы. 8. Кварциты. 9. Слюдяные мраморы (чиполино). 10. Зеленокаменные габбро далларского типа. 11. Доломитовые мраморы. 12. Черные гранат-кварц-двуслюдяные графитовые кристаллосланцы. 13. Мраморы кальцитовые. 14. Филлиты метааркозовые (кварц-полевошпатово-серицитовые и хлоритовые). 15. Хлоритовые рутилоносные зеленые сланцы. 16. Альбит-эпидот-актинолит-хлоритовые сланцы (порфиритоиды). 17. Серицит-кварц-полевошпатовые порфириты. 18. Метапсаммитовые зеленые сланцы. 19. Конгломераты. 20. Мягкие глинистые сланцы. 21. Окремненные мраморизованные известняки. 22. Пелитоморфные мергелистые известняки. 23. Белесоватые брекчии. 24. Двупироксеновые андезито-базальты, андезиты и андезито-дациты. 25. Андезито-базальты типа Д.

венно среднезернистыми кварц-биотит-хлорит-мусковитовыми сланцами, с маломощными прослоями заохренных доломитов.

Ввиду сложного состава сланцев этой свиты они объединяются под названием пятнистых сланцев из-за преобладания среди них сланцев с многочисленными округлыми пятнами. Эти пятна являются тонкочешуйчатыми псевдоморфозами, образованными в стадию диафтореза по порфиробластам граната и андалузита. Поэтому породы этой свиты являются типичными диафторитами по порфиробластическим кристаллическим сланцам. Они интенсивно дислоцированы, смяты в крутые складки (рис. 2), обладают совершенной кристаллизационной сланцеватостью и отчетливой линейностью (рис. 3).

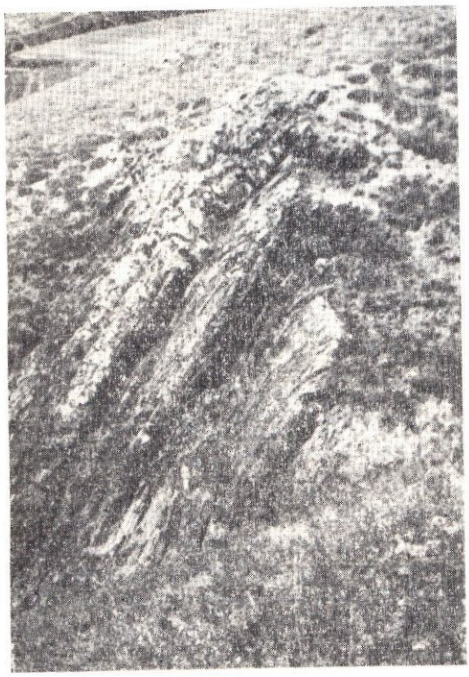


Рис. 2. Складки в сланцах нижней серии с. Арзакан.



Рис. 3. Крутопадающая линейность в сланцах нижней серии с. Арзакан.

Субформация пятнистых сланцев сложена кварц-биотит-хлорит-мусковитовыми кристаллическими сланцами с хлорит-серицитовыми пятнами (собственно пятнистые сланцы), кварц-мусковитовыми кристаллическими сланцами с переменным содержанием биотита и хлорита, слюдяными кристаллическими сланцами с хлоритовыми порфиробластами и ильменитовыми кварц-слюдяными кристаллическими сланцами с анатазом и рутилом.

Эти разновидности пород связаны друг с другом постепенными переходами.

Кварц-биотит-хлорит-мусковитовые кристаллические сланцы с хлорит-серицитовыми пятнами (собственно пятнистые сланцы) образуют согласно стратифицированный горизонт в основании обнаженной части субформации. Как уже отмечено, для них весьма показательны многочисленные пятна—включения размером от 2 до 5—10 *мм*, обычно несколько вытянутые по линейности сланца. Окраска пород серо-зеле-

ная, коричневая и коричнево-зеленая, тогда как окраска пятен темно-серая или зеленая, обычно более темная, чем основная вмещающая ткань породы. На блестящей поверхности сланцевых сколов породы пятна выступают резче своим матовым характером. Иногда окраска породы становится более светлой (гребень Бжну-ял) до зеленовато-желтой или более темной, густо серо-зеленой. В первом случае пятна выделяются яснее, во втором—слабее. На выветрелой поверхности породы пятна рельефно выступают в виде бугорков и комочков (рис. 4).



Рис. 4. Пятнистый сланец. На выветрелой поверхности выступают пятна-псевдоморфозы. Штуф, 1/2 натур. велич., обр. 134.

Текстура породы слоисто-кристаллическая, с хорошо развитой кристаллизационной сланцеватостью, мелкоплойчатая с развитой линейностью. Последняя выражена тонкой параллельной штриховкой на плоскостях сланцеватости, образованная гребешками плоек. Характерно наличие нескольких направлений таких штриховок. Повсеместно развиты поперечный (к линейности) кливаж разлома (отдельность) в виде грубых, часто открытых параллельных трещин, без заметных следов скольжений по ним.

Под микроскопом пятнистые сланцы обнаруживают грано-лепидобластовую структуру, в высшей степени развитую кристаллизационную сланцеватость и резко плойчатую микротекстуру.

Микроплойчатость образована изгибанием плоскостей сланцеватости сближенными плоскостями кливажа течения, параллельными осевым плоскостям микроскладок. Кливаж течения не рассекает ориентированные по сланцеватости чешуйки и скопления слюды, а загибает их на 120—150°. По плоскостям кливажа течения часто ориентируется более поздняя «поперечная» слюда или хлорит. На фоне грано-лепидобластовой структуры породы выделяются более крупные пятна-порфиробласты мелкочешуйчатого сложения, часто с резкими контурами правильных кристаллографических ограничений (рис. 5, 6).

В минеральном составе пятнистых сланцев установлены: главные минералы—кварц, мусковит, хлорит, биотит и мелкочешуйчатые хлорит-мусковитовые скопления—пятна; второстепенные—альбит, серицит, гранат; акцессорные—ильменит, магнетит, турмалин, апатит, рутил и циркон. Размеры зерен основной ткани колеблются от 0,2 до 0,7 *мм*, тогда как пятна-порфиробласты, сложенные 0,01 *мм* мелкочешуйча-

Таблица 1

СВОДНАЯ СТРАТИГРАФО-ПЕТРОЛОГИЧЕСКАЯ КОЛОНКА СЛАНЦЕВОГО КОМПЛЕКСА АРЗАКАНСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА

Составил В.А. Агамалян

Серия	Свиты	Стратиграфическая колонка м:10000	Мощности м.	Петрографический состав: 1. Породы 2. Структура и текстура	Минеральный состав: 1. Главные минералы 2. Второстепенные 3. Аксессорные	Ассоциации реликтовых минералов: Парагенезисы	Ассоциации реликтовых минералов: Фация метаморфизма	Ассоциации минералов-новообразований: Парагенезисы	Ассоциации минералов-новообразований: Фация метаморфизма	Литофациальный анализ (снятие метаморфизма): Исходный состав	Литофациальный анализ (снятие метаморфизма): Литофация
Верхняя (филлит-зеленосланцевая)	Карбонатная		550	1. Метагравеллитовые зеленые сланцы, филлиты 2. Бластопсамитовая	1. Кварц, хлорит, серицит, актинолит, эпидот, альбит, кальцит 2. Рутил, магнетит, апатит, лейкоксен	Метаморфогенные реликтовые минералы отсутствуют	—	Кв-Аб-Му-Хл	Кв-Аб-Му-Хл субфация фации зеленых сланцев	Граувакки	Терригенные вулканомиктовые
				1. Мраморы кальцитовые и доломитовые, а также доломитизированные, иногда с силикатовой обломочной примесью 2. Гранобластовые, мелкозернистые	1. Кальцит 2. Доломит, кварц, мусковит, хлорит, тремолит 3. Пирит, сфен, цоркон, магнетит, апатит, лимонит, гематит	— " —	—	Ка-Эп-Трем-Кв Ка-Дол-Хл-Трем	— " —	Известняки органогенные	Рифовые (?) образования
	Вулканогенная (зеленосланцевая) Порфироидов		300	1. Порфироиды Кварц-полевошпатово-серицитовые филлиты 2. Бластопорфировые, бластофельзитовые лепидо-гранобластовые	1. Кварц, альбит, серицит-мусковит 2. Хлорит, хлоритоид, магнетит, клиноцоизит 3. Апатит, рутил, сфен-лейкоксен, цоркон, пирит, гематит, биотит	— " —	—	1. Кв-Аб-Му (-Эп) 2. Му-Хл-Кв	1. — " — 2. Кв-Аб-Эп-Бт субфация фации зел сланцев	Плагиолипаритовые лавы и субвулканические тела, а также кислые туфы	Подводные трещинные излияния
	Порфиритоидов		490	1. Порфиритоиды Альбит-эпидот-хлоритовые и актинолитовые зеленые сланцы 2. Бластопорфировая, лепидо- и нематогранобластовая, бластоминдалекаменная	1. Альбит, эпидот, хлорит, актинолит 2. Тальк, биотит, кальцит 3. Магнетит, лейкоксен, апатит, рутил	— " —	—	1. Аб-Эп-Хл-Сф 2. Аб-Эп-Хл-Акт-Сф 3. Эп-Аб-Хл (Кв, Бт, Сф) 4. Аб-Эп-Акт (Кв, Бт)	1,2. Кв-Аб-Муск-Хл субфация 3,4. Кв-Аб-Эп-Бт субфация зеленых сланц.	Базальты и их пирокласты, а также спилиты	Подводные трещинные излияния
			100	1. Рутилоносные хлоритовые сланцы 2. Лепидобластовая	1. Хлорит, альбит, рутил 2. Кварц 3. Апатит	— " —	—	Аб-Хл-Рут	— " —	Спилиты и кристалокластические основные туфы	Подводные эксплозии
	Филлитов		400	1. Метааркозовые филлиты кварц-полевошпатово-слюдистые (хлоритовые) 2. Бластопсамитовая, лепидогранобластовая, плойчатая	1. Кварц, альбит, мусковит, хлорит, биотит 2. Микроклин, кальцит, эпидот, лимонит 3. Турмалин, цоркон, апатит, рутил, магнетит, гематит, ильменит, пирит, барит	Сингенетичные реликтовые минералы отсутствуют	—	1. Кв-Му-Хл-Аб 2. Кв-Аб-Мкр-Бт (+Эп)	1. Кв-Аб-Му-Хл субфация 2. Кв-Аб-Эп-Бт субфация зеленых сланцев	Аркозовые и полевошпатовые песчаники и граувакки	Субконтинентальные отложения межгорных котловин кордильер
Нижняя (кристаллическая)	Графитовых сланц.		160	1. Графитовые сланцы 2. Порфиробластовая, грано-лепидобластовая, плойчатая	1. Мусковит, кварц, биотит, хлорит, гранат 2. Андалузит, графит, альбит, кальцит 3. Анатаз, рутил, цоркон, апатит, турмалин	Кв-Альм-Му-Бт-Пл Кв-Анд-Му-Альм-Пл-Бт	Альмандин-амфиболитовая фация тип Buchan	Бт-Му-Хл-Кв (Аб, Эп)	Кв-Аб-Эп-Бт субфация	Черные углисто глинистые сланцы	Платформенные отложения
	Турмалиновых сланцев		490	1. Доломитовые и кальцитовые мраморы, слюдяные мраморы 2. Гранобластовая, среднезернистая, иногда полосчатая	1. Доломит, кальцит 2. Кварц, мусковит, альбит, биотит, хлорит, форстерит, серпентин, диопсид, тальк, роговая обманка, тремолит, графит, пыль, эпидот 3. Апатит, пирит, магнетит, рутил, сфен, гранат, шпинель	Форстерит-Кальцит Диопсид-Кальцит	— " —	1. Ка-Эп-Трем (Кв) 2. Так-Акт-Хл	Кв-Аб-Эп-Бт субфация	Известняки, доломиты хемогенные, а также кальциренитты	Платформенные отложения
				1. Турмалин-мусковит-кварцитовый сланец 2. Лепидогранобластовая, среднезернистая, плойчатая	1. Кварц, мусковит, турмалин („сальца") 2. Клиохлор, серицит (пинит), альбит, биотит, корунд, ламонит, карбонат 3. Цоркон, апатит, рутил, ильменит, гематит	Турмалин-Мусковит-Кварц	— " —	Кв-Му-Хл	Кв-Аб-Му-Хл субфация	Песчаники кварцевые глинистые и баринсные	Платформенные отложения малых глубин
	Пятнистых сланцев		520	1. Пятнистые сланцы-кварц-двуслюдяные диафториты, инъекционные гнейсы 2. Бластопорфировидные, грано-лепидобластовые, среднезернистые, плойчатые	1. Кварц, биотит, мусковит, хлорит 2. Пинит (пятна), альбит, гранат, кальцит, эпидот 3. Ильменит, рутил, цоркон, апатит, турмалин, гематит, анатаз	Кв-Анд-Му-Альм-Пл(-Бт) Кв-Альм-Му-Бт-Пл	Альмандин-амфиболитовая фация тип Buchan	1. Бт-Му-Хл-Кв (-Аб-Эп) 2. Кв-Аб-Мкр (-Бт-Му-Эп)	Кв-Аб-Эп-Бт субфация	Песчанистые глинистые сланцы с маломощными пачками кальканенитов и доломитов	Миогеосинклинальные отложения перитовой зоны, терригенные

тым агрегатом, имеют размер от 1 до 10—15 *мм* в поперечнике. По форме и материалу заполнения различаются 2 типа пятен, часто встречающиеся совместно: пятна округлой формы, (рис. 5), сложенные преимущественно хлоритом и серицитом, и пятна таблитчатой формы

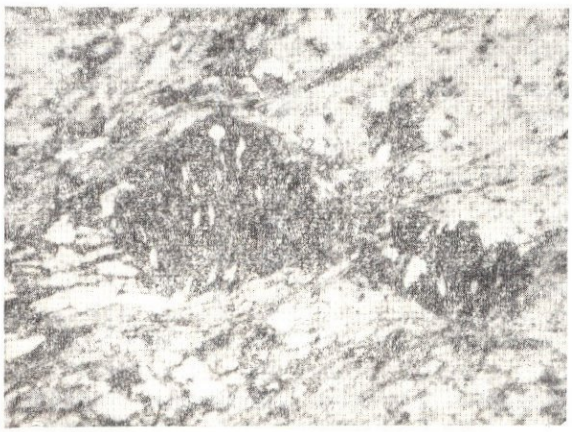


Рис. 5. Псевдоморфозы хлорита по гелицитовым порфиробластам граната. Ув. 20х. Николь 1. Шлиф 659в.

(рис. 6), выраженные серицитом, в которых хлорит может отсутствовать. Пятна первого типа являются псевдоморфозами по синкинематическим порфиробластам альмандинового граната, а пятна второго типа—псевдоморфозами по андалузиту (Агамалян, 1968).



Рис. 6. Псевдоморфозы серицита по таблитчатым порфиробластам андалузита. Ув. 20х. Николь +. Шлиф 1278.

Основная ткань пятнистых сланцев полнокристаллическая, среднезернистая, лепидо-гранобластовая и микроплойчатая. Она сложена кварцем, мусковитом, хлоритом и биотитом. Кварц и мусковит ориентированы согласно со структурным микроплойчатым рисунком сланца

и носят отчетливо синтектонический характер бластеза. Биотит и, развитый по нему, хлорит в главной своей массе имеет конформный характер залегания, но носит ярко выраженный эпитаксический характер бластеза, развиваясь отчетливо по мусковиту в виде гомоосных псевдоморфоз прогрессивной стадии.

Таблица 2

Минеральный состав пятнистых сланцев (в объемных %)

№ шлифов	Пятна му+хл	Бт	Хл	Му+Сц	Кв	Пл	Рудн.	Акц.
538	20	23	12	13	30	—	1	1
710а	6	5	6	67	13	—	2	1
596	12	3	—	58	21	—	5	1
483	16	6	—	53	20	—	3	2
Пр. 6	—	11	23	20	22	19	4	1
Пр. 11	10	12	15	25	23	10	4	1
Средн.	10,7	10	9,4	39,3	21,5	4,8	3,2	1,1

Кварц-мусковитовые сланцы с переменным содержанием биотита и хлорита отличаются от вышеописанной отсутствием пятен-псевдоморфоз, большим содержанием мусковита (до 70%), очень сильной плойчатостью и более светлой окраской.

Однако состав и характер минералов идентичны собственно пятнистым сланцам. Эти сланцы согласно переслаиваются с пятнистыми и связаны с ними постепенными переходами. По размеру чешуек мусковита и зерен кварца среди них можно различить крупнозернистые и мелкозернистые разности. Обилие слюды определяет их лепидобластовую структуру, в отличие от лепидогранобластовой структуры пятнистых сланцев. Тем же обусловлена более интенсивная плойчастость этих пород, которые ведут себя при деформациях как менее компетентные прослои.

Количественный минеральный состав этих сланцев приведен в табл. 3.

Таблица 3

Минеральный состав и размеры зерен кварц-мусковитовых сланцев с переменным содержанием биотита и хлорита

Минералы	Колебания содержаний в объемных %	Колебания размеров зерен в *мм*	
		В крупнозернистых	В мелкозернистых
Кварц	20—30	0,5 —0,7	0,1 —0,2
Мусковит	70—45	1,0 —2,0	0,1 —0,3
Биотит	20—5	0,3 —0,5	0,2 —0,5
Хлорит	0—5	0,3 —0,5	0,1 —0,2
Альбит	0—5	0,5 —0,7	0,1 —0,2
Турмалин	5,0—0,5	0,01—0,2	0,05 —0,1
Рутил	0,2—0,05	0,01—0,1	0,001—0,01
Апатит	0,5—0,1	0,1 —0,2	0,01 —0,05
Рудный	0,5—0,1	0,1 —0,3	0,2 —0,5
Циркон	0,1—0,01	0,01—0,02	0,001—0,002

Слюдяные сланцы с порфиробластами хлорита выделяются большим содержанием хлорита в основной ткани и в виде короткотаблит-

чатых (0,5 *мм*) порфиробластов, имеющих часто пойкилобластическое строение.

Ильменитовые кварц-слюдяные сланцы с рутилом и анатазом являются фацией пятнистых сланцев, несущей сингенетическую метаморфогенную минерализацию ильменита и рутила. Эти породы слагают пачки и пласты в субформации пятнистых сланцев мощностью до 150—200 *м* и прослеживаются по простиранию на несколько сот метров. Внешне это стально-серые, тонкослойчатые мелкозернистые кристаллические сланцы с сильным блеском. На сланцевых сколах заметны три направления плойчатости в виде чередующихся блестящих и матовых полос. Их темная окраска обусловлена значительным содержанием вкрапленности ильменита (до 40%).

Под микроскопом структура лепидобластовая, сильно плойчатая. Минеральный состав представлен: главные—мусковит, кварц, ильменит; второстепенные—хлорит, серицит, биотит, альбит, микроклин; акцессорные—анатаз, рутил, альмандин, турмалин, апатит.

В них имеются небольшие (0,2 *мм*) полигональные псевдоморфозы по гранату, выполненные чешуйками хлорита, серицита и рудного минерала, с реликтами граната, которые включены в крупные чешуйки или полосы мусковита, что приближает их к пятнистым сланцам. Здесь бесцветная слюда образует сравнительно крупные чешуйки (0,7×0,1 *мм*), вдоль которых располагаются мелкие чешуйки биотита (по мусковиту) и хлорита (по биотиту).

Ильменит является породообразующим минералом. Он имеет пластинчатую форму и лежит параллельно чешуйкам мусковита и хлорита, дает тонко-линзовидные срезы, размером в 0,3×0,05 *мм*, изогнутые согласно с плойчатостью. Наблюдается распад ильменита на анатаз и рутил, которые тесно срастаются с ним в виде просвечивающихся участков как внутри «скелетных» зерен ильменита, так и в виде выдающихся с края наростов. Содержание ильменита доходит до 40%.

Анатаз распознается по ромбовидным зернам с высоким рельефом и двупреломлением, оптически одноосным отрицательным характером и тесным срастанием с ильменитом с отчетливыми признаками замещения. Его зерна располагаются обычно внутри скелетных кристаллов ильменита или нарастают с периферии, реже образуют изолированные зерна. Ромбовидные срезы имеют скошенные острые углы. Размер зерен анатаза доходит до 0,2 *мм*, обычно мельче 0,1 *мм*.

Рутил находится в тесном срастании с анатазом и ильменитом и диагносцируется очень высоким рельефом и тем, что слабо просвечивает красновато-бурым цветом.

Таблица 4

Минеральный состав ильменитовых сланцев (в объемных %)

№ образцов	Кв.	Му	Хл	Ильм. + Магн.	Ру	Гр	Акц	Содержание в вес. % по химическому анализу	
								TiO_2	ΣFe_2O_3
131	30	35	15	20	3	—	2	Не опр.	Не опр.
167	25	14	25	30	3	3	1	2,35	12,08
179	30	40	15	10	1	—	1	3,40	9,90
193	20	30	25	20	2	3	2	2,50	14,23
Размер зерен в *мм*	0,2	0,7	0,5	0,3	0,1	0,3	0,2		

Химизм пятнистых сланцев. По кристаллическим сланцам описываемой субформации имеются 4 полных силикатных химических анализа (табл. 5).

Таблица 5

Химический состав пятнистых сланцев

Окислы	Весовые проценты				Средний	Гл. сл. по Кларку	„Числа" Ниггли				
	100	101	97	99			Числа	100	101	97	99
SiO_2	58,34	54,53	59,39	54,72	56,80	58,38	si	204,0	183,0	216,0	169,0
TiO_2	0,89	0,99	0,72	0,88	0,87	0,65	al	36,0	43,0	43,4	37,4
Al_2O_3	17,38	21,67	20,16	20,61	19,95	15,47	fm	43,5	42,0	38,0	37,0
Fe_2O_3	3,17	3,61	3,61	2,21	3,15	4,03	c	5,0	3,0	1,7	3,9
FeO	4,39	4,39	7,91	4,70	4,44	2,46	alc	15,5	12,0	16,9	21,7
MnO	0,02	0,05	Не опр.	0,02	0,03	сл.					
MgO	4,32	4,04	3,08	4,28	3,82	2,45	k	0,46	0,85	0,50	0,34
CaO	1,36	0,85	0,43	1,24	0,97	3,17	mg	0,51	0,48	0,44	0,53
Na_2O	2,50	0,80	2,46	4,83	2,69	1,31	c/fm	0,11	0,07	0,04	0,10
K_2O	3,20	4,50	3,52	3,85	3,77	3,25	ti	2,30	2,60	2,00	2,04
п.п.п.	4,13	4,39	2,89	0,79	3,05	4,10	n	48,20	49,0	35,0	31,6
H_2O	0,15	0,34	Не опр.	1,54	0,51	5,02					
P_2O_5	0,18	0,18	„	Не опр.	0,18	0,17	Сеч. тетр.	I	I	I	I
B_2O_3	0,07	0,07	„	„	0,07	—					
S общ	0,02	Не обн.	„	„	0,02	—					
Cr_2O_3	Не обн.	Не обн.	„	„	—	—					
Сумма	100,12	100,41	100,56	99,67	100,32	100,46					

100—с. Бжни, верха Агдаши-дзор; Бт—10%, Хл—13%, Му+Сц—24%, Кв.—38%, Пл.—10%, Руд.—4%, Акц.—1%; пр. № 6 (В. А. Агамалян); 101—восточная окраина с. Бжни, пятна (Сц+Хл)—10%, Бт—12%, Хл—25%, Кв—47%, Рудн.—5%, Акц.—1%, пр. № 11 (В. А. Агамалян); 97—с. Арзакан, восточный отрог г. Узун-Гюни (овр. Ггуки-дзор), двуслюдисто-кварцитовый сланец (Г. П. Багдасарян, 1950); 4—с. Арзакан, биотит-кварцитовый сланец (102[3]) (К. Н. Паффенгольц, 1937).

Как видим, породы субформации пятнистых сланцев имеют близкий химический состав и располагаются на одном и том же сечении тетраэдра Ниггли. Они характеризуются заниженным содержанием кремнезема (меньше 60%) и кальция, повышенным содержанием глинозема и калия и умеренным содержанием железомагнезиальных окислов и натрия. По химическому составу они являются типичными остаточными отложениями, как это явствует из расположения фигуративных точек анализов на 1 сечении тетраэдра Ниггли (рис. 7). Приближение фигуративных точек проб 99 и 100 к границе поля изверженных пород свидетельствует о частичной гранитизации этих пород, при этом проба 99, очевидно, представляет собой уже инъекционный гнейс, так как ее точка расположена прямо на граничной линии поля изверженных пород.

Исходный состав пятнистых сланцев. Для восстановления исходного состава и литофациальной принадлежности этих пород мы должны рассмотреть только те разности, которые не пережили гранитизации и инъекции.

Стратифицированное геологическое положение, наличие прослоев карбонатных пород, химический состав и микроскопические особенности

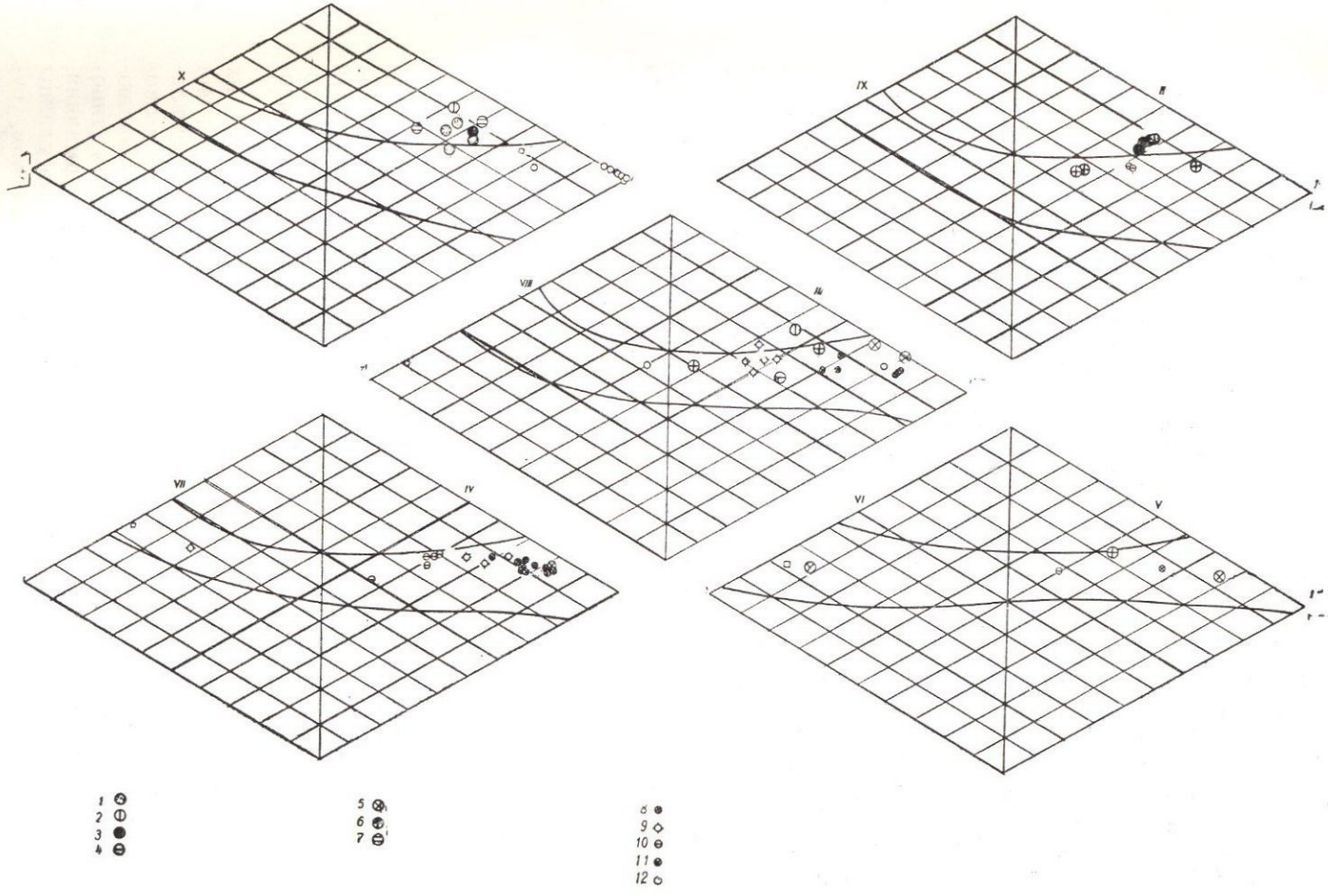


Рис. 7. Диаграмма химического состава метаморфических пород по П. Ниггли.

Сланцы: 1—пятнистые кварц-двуслюдяные кристаллические сланцы. 2—турмалиновые мусковит-кварцитовые кристаллические сланцы. 3—графитовые гранат-двуслюдяные кристаллические сланцы. 4—метааркозовые филлиты. 5—порфиритоиды. 6—порфироиды. 7—метапсаммитовые зеленые сланцы. Интрузивные породы. 8—гнейсовые амфиболиты. 9—гранитогнейсы и мигматиты. 10—альбитовые плагиограниты. 11— габбро зеленокаменное. 12—серпентиниты.

пород свидетельствуют об их первично-осадочной природе и принадлежности к остаточным глинистым осадкам.

Рассматривая положение фигуративных точек анализов этих пород на сечениях тетраэдра Ниггли, можно заметить, что они располагаются ближе к границе изверженных пород и смещены к углу c/fm. Это может свидетельствовать о сравнительно небольшой переработанности материала, снесенного с изверженных пород преимущественно среднего и основного состава, т. е. о быстром сносе и небольшой транспортировке материала. Каких-либо реликтов вулканогенного материала обнаружить не удалось. Наличие довольно крупных, слабо окатанных зерен детритового апатита и циркона свидетельствует о поступлении материала из области разрушающихся интрузивных пород.

В пятнистых сланцах содержится в среднем 21,5% кварца и почти отсутствует карбонат. Главную массу слагают слюды и хлорит. Считая слюды и хлорит перекристаллизованными из глинистого вещества, на главном тетраэдроне концентраций осадочных пород (по W. C. Krumbein, L. L. Sloss, 1955) мы находим, что пятнистые сланцы произошли из песчанистых глинистых сланцев. Увеличение отношения количества слюд и хлоритов к кварцу в биотитовых сланцах смещает их искомый состав в сторону глинистых сланцев, а уменьшение—в сторону глинистых песчаников. Появление карбонатов и увеличение их содержания, которое наблюдается в некоторых «чиполино» на правом борту р. Даллар, смещает исходный состав сланцев в сторону известково-глинистых сланцев. Валовый химический состав пятнистых сланцев близок к среднему глинистому сланцу (Г. Б. Мильнер, 1968, стр. 253).

Различие между отдельными и средним химическими составами пятнистых сланцев находится в пределах колебаний содержаний окислов в глинистых сланцах. Повышенные значения содержаний глинозема и MgO можно объяснить значительной ролью иллита и монтмориллонита в глинистой фракции исходных пород.

Таким образом, исходный состав пород свиты пятнистых сланцев соответствует песчано-глинистым отложениям.

Субформация кварцитовидных сланцев

Эта субформация хорошо обособляется по преобладанию в ее составе белых и желтых турмалиновых мусковит-кварцитовых сланцев. Кроме кварцитовых сланцев, в составе свиты участвуют два горизонта доломитов и мраморов. Широко развиты переходные между кварцитовыми сланцами и доломитами породы—слюдяные мраморы (чиполино).

Типоморфной особенностью сланцев этой свиты является их светлая, белая, светло-желтая и светло-серая окраска, по которой они отличаются от перекрывающих черных графитовых сланцев и подстилающих коричневых, темно-серых и коричнево-зеленых пятнистых и биотитовых сланцев. В отличие от сланцев, перекрывающих и подстилающих свит, они не содержат биотита и, что особенно характерно (типоморфно), отличаются развитием в них округлых включений турмалина, составляющих от 1 до 30—50% объема породы. Кварцитовые сланцы среднезернистые, яснокристаллические, со стеклянным блеском, существенно мусковит-кварцитовые с округлыми черными и чернильно-серыми включениями турмалина (рис. 8).

Турмалиновые мусковит-кварцитовые сланцы представляют перспективное сырье на турмалин, запасы которого неисчерпаемы.

Содержание турмалина местами доходит до 60% объема породы (Бжну-ял, с. Бжни и др.). Мощность свиты 490 *м*.

В минеральном составе турмалиновых мусковит-кварцитовых сланцев участвуют следующие минералы (табл. 6): главные—кварц, мусковит, турмалин, клинохлор; второстепенные—биотит, серицит, хлорит, карбонат; акцессорные—циркон, рутил, анатаз, апатит, сфен, магнетит, гематит.

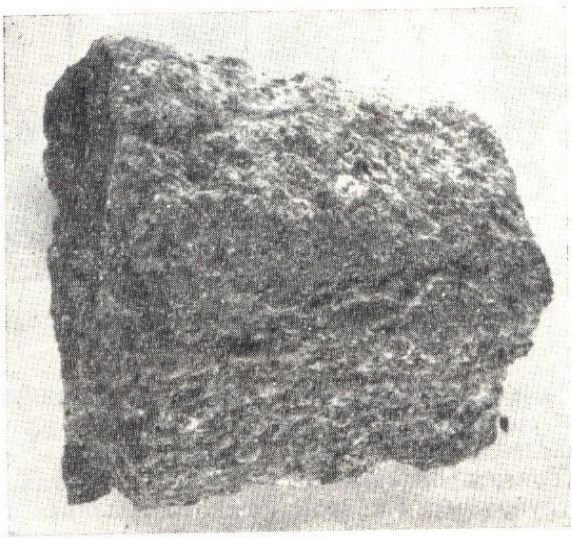


Рис. 8. Кварцитовый сланец с густой вкрапленностью турмалина. Штуф, 1/2 натур. велич.

Содержание кварца всегда составляет 50—60% объема пород. Мусковит и клинохлор находятся в тесном срастании и суммарно составляют 30—40%, при резко подчиненной роли клинохлора. Содержание турмалина также подвержено большим колебаниям, но в среднем оно составляет 20%, часто повышаясь до 60% и изредка снижаясь до первых процентов. Из акцессориев, циркон, апатит и рутил отмечены во всех шлифах, а анатаз, магнетит и гематит не во всех. Размер зерен колеблется для кварца 0,1—0,5 *мм*, мусковита и клинохлора 2×0,2 *мм*, 1×0,1 *мм*, турмалиновых «солнц»—от 2 *мм* до 10 *мм* в поперечнике, акцессорные от 0,1 до 0,2 *мм* и мельче.

Текстура кристаллически-сланцевая, параллельно-сланцевая, местами гнейсовидная с высшей степенью совершенной сланцеватостью. Структура лепидогранобластовая, полнокристаллическая. Микротекстура сланцевая, плойчатая, изредка мелкоочковая. Основная канва представляет гранобластовый агрегат в различной степени вытянутых, тесно сросшихся друг с другом зерен кварца полигональных или зубчатых очертаний. Зерна кварца вытянуты параллельно друг другу в плоскости сланцеватости. В этой же плоскости расположены параллельные чешуйки мусковита и клинохлора, образующие сегрегационные прослои. Вытянутость чешуек мусковита параллельна линейности сланца. Из сравнения взаимоперпендикулярных шлифов породы выясняется, что кварц имеет форму сплющенных линз, с длинной осью параллельно линейности. Турмалиновые «солнца» тяготеют к «очкам» сланца, огибаемые основной тканью. Турмалин является наиболее

идиобластическим из минералов породы, очевидно из-за большей кристаллизационной силы по сравнению с кварцем, мусковитом и клинохлором.

Таблица 6

Минеральный состав кварцитовых сланцев (в объемных %)

№ обр.	Кв.	Му+Хл	Ту	Прочие
37	58	35	7	
38	52	45	3	
39	53	15	32	
61	60	30	9	1% циркон
357	37	50	10	3% рутил
372	47	28	25	
477	35	30	25	10% Сц+Хл. псевд.
577	58	39	2	1% корунд
656	52	18	30	
662	72	20	3	5% Сц+Хл. псевд.
Средн.	52,4	31,0	14,6	2,0

Кварц—имеет полигональные, зубчатые, вытянутые по сланцеватости зерна размером в 0,1—0,5 *мм*, взаимно вдающиеся друг в друга. Угасание волнистое, часто мозаичное, повсеместно видны «пластинки Бёма», ориентированные косо или перпендикулярно вытянутости зерен. Часто группу зерен кварца можно объединить в более крупные «сверхиндивиды» (галька?), контуры которых улавливаются по концентрическим цепочкам пылевидных частиц или по «глазкам», огибаемым слюдистыми минералами.

Мусковит—бесцветные или слабо сине-зеленоватые, длинные (2×0,2 *мм*) и изогнутые листочки и чешуйки, лежащие в плоскости сланца. Обычно листочки собраны в изогнутые полосы, четко оттеняющие микроплойчатость сланца и огибающие кварцевые «сверхиндивиды». Оптические свойства: Ng=1,602, Nm=1,594, Ng—Np=0,041, 2V=—41, соответствуют мусковиту, содержащему 21% фенгитовой и 1% ферримусковитовой молекул (Трегер, 1958). Содержит включения мелких остроугольных осколков циркона, анатаза, идиоморфные толстотаблитчатые зерна турмалина, развивающегося по мусковиту.

Турмалин является породообразующим минералом и слагает радиально-лучистые агрегаты—«турмалиновые солнца», размером от 1—2 до 5 *мм* в диаметре, темно-синего или черного цвета. От обилия включений турмалина порода местами приобретает темно-сине-черную окраску.

«Турмалиновые солнца» представлены типичными радиально-лучистыми агрегатами округлой или овальной формы. Отдельные «лучи» в этих агрегатах часто настолько тонки, что сливаются в сплошной сфероидальный агрегат. «Солнца» турмалина в пространстве имеют форму сферы или слабо сплющенного эллипсоида, вытянутого по линейности. Наиболее крупные выделения (до 3—5 *мм* в поперечнике) в центральных частях раскристаллизованы лучше, а к периферии переходят в тонкозернистый до криптокристаллического агрегат (рис. 9). Окраска турмалина концентрически-зональная, реже пятнистая. Центральные части сферолитов окрашены в светло-зеленый цвет с розоватым оттенком, сменяющийся на чернильно-синий или бурый. Периферическая зона (внешняя четверть радиуса) приобретает светло-зеленоватую

или розоватую окраску. Показатель преломления темноокрашенной зоны No=1,659, а светлоокрашенной—No=1,655. Оптические измерения показывают, что изменение окраски турмалина обусловлено изменением его железистости в процессе бластеза сферолитов. Переходы

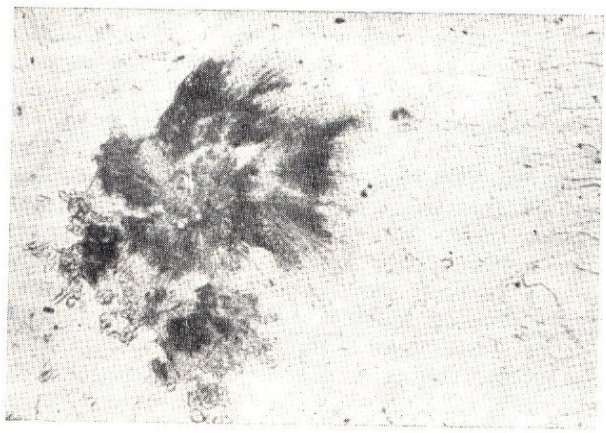


Рис. 9. «Солнце» турмалина в кварцитовом сланце. Заметно зональное распространение окраски. Ув. 20х. Николь 1.

между зонами обычно постепенные, с концентрическими неровными и зигзагообразными границами. Обычно сферолиты содержат округлые включения кварца, придающие радиальным агрегатам турмалина ситовидную структуру. Сфероидальные образования турмалина часто соприкасаются и срастаются, переплетаясь лучами.

Распределение турмалина в субформации не контролируется какими-либо магматическими телами или тектоническими зонами. Турмалин является аутигенным компонентом этих пород.

Обогащенность сланцев турмалином, очевидно, является следствием богатства исходных мономиктовых глинистых песчаников бором, из которых, вследствие регионального метаморфизма образовались турмалин-кварц-мусковитовые сланцы.

Первичная обогащенность бором (турмалином) характерна для древних осадочных комплексов многих регионов (Д. П. Сердюченко, 1955, 1956; V. M. Goldshmidt and K. Peters, 1932 и др.). Возможность образования турмалина при взаимодействии боратов с силикатами доказана экспериментально (C. Frondel, C. S. Hurlbut, R. C. Colette, 1947). Предполагать гипогенное происхождение турмалина в данном случае безосновательно, поскольку очевидна его приуроченность только к определенной субформации, кроме того «солнца» турмалина не отмечаются в подстилающих и перекрывающих породах, также как в интрузивных секущих образованиях.

Хлорит часто служит породообразующим компонентом (до 30%), иногда второстепенным минералом (5%). Образует пластинки и чешуйки размером от 0,01 до 1 *мм*, в среднем 0,3 *мм*, в тесном срастании с мусковитом, изредка в виде самостоятельных скоплений и сегрегационных полос. Обычны веерообразные и сноповидные агрегаты. В

шлифах почти бесцветный, слабо плеохроирует от светло-оливково-зеленого (по Np), до бесцветного (по Ng). Спайность весьма совершенная, угасание прямое, удлинение отрицательное. Двупреломление низкое (0,009, белый цвет 1 порядка), цвета интерференции слабо аномальные: в момент погасания появляются буро-серые оттенки. Показатели преломления Ng=1,600, Np=1,592, 2V=+24.

По оптическим свойствам относится к маложелезистому клинохлору состава 30% антигорита +70% амезита с соотношением Mg/Fe= =8/2 (Трегер, 1958).

С мусковитом клинохлор дает взаимные тесные срастания по базису без каких-либо признаков замещения, что свидетельствует о устойчивом сосуществовании обоих минералов. Турмалин его интенсивно замещает, иногда с образованием псевдоморфоз, ввиду близости химических составов обоих минералов. Клинохлор в срастании с мусковитом заполняет промежутки между кварцевыми зернами и облекает «сверхиндивиды» кварца; является преимущественным заполнением «теней давления» крупных зерен кварца, где дает довольно крупные веерообразные выделения. Таким образом, клинохлор является синкинематическим минералом, бластез которого произошел одновременно с мусковитом.

Акцессорные минералы представлены окатанными зернами циркона, рутила, апатита, ксенотима и рудными.

Циркон отмечается в виде двух разновидностей: циркон-1 и циркон-2.

Циркон-1 имеет округлые и эллиптические срезы размером 0,02 *мм*. Часто содержит темное, слабо просвечивающее ядро неправильной формы округлых очертаний. Цвет желто-бурый или коричневатый. Находится большей частью в виде включений в мусковите. Циркон-2 характеризуется прозрачностью, бесцветностью и наличием нестертых граней. Степень окатанности у него значительно меньше, чем у циркона-1 и выражается в некотором округлении углов между гранями. Он имеет короткопризматическую форму с развитыми концевыми пирамидальными гранями. Размеры зерен от 0,01 до 0,1 *мм*.

Наличие двух типов циркона возможно указывает на их разновозрастность. Большая окатанность циркона-1 указывает на его более древний возраст.

Рутил преобладает среди акцессориев. Образует как единичные зерна размером 0,1—0,2 *мм*, редко до 0,3 *мм*, так и скопления зерен, часто ясно собирающиеся в «слои» в плоскостях сланцеватости породы. Форма зерен продолговатая, ячменевидная и неправильная. Часты двойники и неправильные сростки. Минерал характеризуется густым буровато-желтым цветом, с красноватым оттенком, очень высоким рельефом (края зерна темные) и двупреломлением. Содержание рутила находится в пределах 0,5—1%.

Морфологически можно различить 2 генерации рутила: рутил-1 детритовый и рутил-2 сагенитовый. Детритовый рутил составляет основную часть этого минерала и образует округлые окатанные зерна размером 0,1—0,2 *мм*. Сагенитовый рутил-2 дает очень мелкие идиобластические зерна в виде коленчатых, звездчатых и сердцевидных двойников, обычно включенных в мусковит и клинохлор. Заметна перекристаллизация детритового рутила с образованием сложно сдвойникованных зерен, тем сильнее, чем значительнее бластез породы. Наблюдается срастание рутила с цирконом и совместные скопления обоих минералов. Обычно такие скопления образуют обогащенные «прослои». Совместное нахождение этих минералов и наличие их сростков может

свидетельствовать о длительном и многократном перемыве исходных отложений.

Апатит в этих породах образует мелкие (0,1—0,2 *мм*) бесцветные, сильно раздробленные трещиноватые зерна. Аналогично циркону и рутилу апатит окатан и округлен. Содержание апатита много меньше, чем циркона и рутила. Он характеризуется короткопризматическим габитусом и содержанием многочисленных газово-жидких включений. По оптическим свойствам (No=1,638, Ne=1,635) относится к фторапатиту с отношением 80%CaF_2/20%$CaCl_2$ (Трегер, 1958).

Химизм пород. Турмалиновые мусковит-кварцитовые сланцы имеют близкий химический состав и обладают специфичными признаками химизма, которые выражаются в обогащенности пород кремнеземом и бедности железо-магнезиальными компонентами, кальцием и натрием (табл. 7).

Таблица 7

Химический состав турмалиновых мусковит-кварцитовых сланцев

Окислы	Весовые %				Средний	Средн.песч. по Кларку	„Числа" Ниггли				
	95	96	39	54			Числа	95	96	39	54
SiO_2	73,75	74,63	77,08	72,65	74,35	78,66	si	407,0	467,0	521,0	362,0
TiO_2	0,21	0,17	сл.	сл.	0,09	0,25	al	41,5	48,2	52,2	40,7
Al_2O_3	12,72	13,09	13,24	13,98	13,26	4,78	fm	41,5	40,0	32,4	47,3
Fe_2O_3	2,56	3,48	1,70	1,40	2,28	1,08	c	6,6	2,4	6,9	1,8
FeO	0,44	0,71	0,36	0,27	0,44	0,35	alc	10,4	9,4	8,5	10,2
MnO	0,02	0,01	н. о.	н. о.	0,01						
MgO	3,50	2,07	2,26	5,46	3,32	1,17	k	0,75	0,88	—	—
CaO	1,07	0,37	0,93	0,33	0,67	5,52	mg	0,70	0,49	0,70	0,86
Na_2O	0,47	0,22	0,26	0,40	0,34	0,45	c/fm	0,16	0,07	0,21	0,04
K_2O	2,30	2,12	1,81	2,79	2,26	1,32	ti	1,00	1,30	—	—
п.п.п.	2,66	2,42	1,87	3,32	2,56	6,44	h	49,0	50,0	42,0	55,0
H_2O	н. о.	0,12	н. о.	н. о.	—	0,31					
P_2O_5	0,08	н. о.	—	—	0,08	0,08	Сеч. тетр.	II	I	II	I
B_2O_3	0,65	„	—	—	0,65	—					
$S_{общ.}$	н. о.	„	0,14	0,09	0,10	—					
Сумма	100,43	99,40	99,65	100,69	100,41	100,41					

95—гребень Бжну-ял, пр. 3, (В. А. Агамалян),

96—мусковит-кварцитовый сланец с турмалином, с. Арзакан (К. Н. Паффенгольц, обр. № 102^{20}),

39—с. Бжни, левый борт р. Агдаши-дзор, обр. № 39, (В. А. Агамалян),

54—гребень Бжну-ял, обр. 54, (В. А. Агамалян).

Проектирование химических составов кварцитовых сланцев на сечения тетраэдра Ниггли показывает, что фигуративные точки составов этих пород располагаются в поле остаточных отложений состава глинистых песчаников близко к полю точек пятнистых сланцев, несколько смещаясь от них дальше от угла alc и ближе к углу al, что может указывать на их более продолжительную переработанность в морском бассейне по сравнению с исходными породами пятнистых сланцев. Длительный перемыв привел к более полному удалению растворимых компонентов из осадков, особенно натрия, а также кальция и обогащению остаточными труднорастворимыми компонентами глиноземом и кремнеземом.

Исходный состав турмалиновых мусковит-кварцитовых сланцев. Геологическая позиция, выдержанный минеральный и химический состав, а также петрографические особенности позволяют считать турмалин-мусковит-кварцитовые сланцы первично осадочными стратифицированными отложениями.

Химические составы индивидуальных проб очень близки друг к другу и к среднему анализов, что позволяет считать, что они отражают химический состав исходных отложений. Фигуративные точки составов этих пород располагаются в поле остаточных глинистых отложений в тетраэдре Ниггли. Значительное содержание кварца (до 72%, среднее из 10 равно 52,4%) смещает их положение на главном тетраэдре составов осадочных пород в поле глинистых песчаников. Сопоставление со средним песчаником (средний из 253 анализов по Кларку, 1924) показывает значительное преобладание в этих сланцах глинозема, калия, магния и окисного железа, значительно пониженное содержание извести и несколько пониженные содержания кремнезема. Это различие обусловлено большой ролью глинистого цемента в исходной породе сланца, что приводит его состав в соответствие с глинистым песчаником. Значительное, породообразующее содержание аутигенного турмалина, его постоянное присутствие и ничтожное содержание натрия свидетельствуют о первичной обогащенности породы бором, адсорбированным глинистым цементом непосредственно из морской воды.

Таким образом, исходный состав турмалиновых мусковит-кварцитовых сланцев соответствует бороносному мономиктовому глинистому песчанику.

Субформация графитовых сланцев

Основной объем этой свиты слагает горизонт стально-серых, черных узловатых гранат-биотит-кварц-мусковитовых графитовых сланцев (рис. 10). В верхах этой свиты залегает пачка белых мраморов.

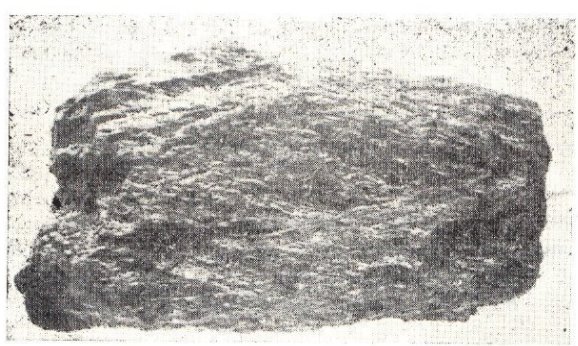


Рис. 10. Графитовый сланец. Заметна узловатая тонкоплойчатая текстура. Штуф, 1/2 натур. велич.

Мощность графитовых сланцев довольно выдержанная и составляет 100 *м*, тогда как мощность доломитов и мраморов верхнего горизонта (пачки) колеблется от 0,5—1 до 50 *м* (Сули-дара). Впрочем в данном случае малые мощности обусловлены размывом.

Графитовые сланцы хорошо выдержаны по простиранию и по мощности. Они обладают свойственными только им черным или темно-серым цветом со стальным отливом, узловатой мелкоплойчатой тонкогофриро-

ванной текстурой, повышенным содержанием тонкой, марающей руки, графитовой пыли и розового альмандина, слагающим узелки. Они являются отличным маркирующим горизонтом, легко картирующимся в поле и на аэрофотоснимках. Латеральное прослеживание горизонта графитовых сланцев способствовало расшифровке структуры Арзаканского кристаллического массива (Агамалян, 1969).

Структура под микроскопом порфиробластовая, флазерная, с гранолепидобластовой основной тканью.

Минеральный состав складывается из порфиробластов граната, кристаллобластов «поперечного» биотита, андалузита и, реже клинохлора и минералов основной ткани—мусковита, кварца, биотита, хлорита и углистой пыли. Акцессорные минералы представлены апатитом, ильменитом, анатазом, рутилом, цирконом и пиритом. В «тенях давления» порфиробластов развиты клинохлор, кварц, кальцит.

Количественно-минеральный состав этих пород приводится в табл. 8. Ниже приводится описание минералов.

Гранат присутствует во всех шлифах и образует только порфиробласты размером 1—5 *мм*, а в основной ткани отсутствует. Окраска в шлифах светло-розовая, с коричневым оттенком. Рельеф высокий с резкой шагреневой поверхностью. Оптически изотропный без каких-либо признаков двупреломления.

Таблица 8

Минеральный состав графитовых сланцев (в объемных %)

№ шлифов	Кв	Гр	Му	Бт	Хл	Аб	Анд	Мт	Ап	Цр	Ту	Рут	Атз
466	32	13	21	21	9	—	—	3	+	+	+	±	
560 а, в	26	16	38	9	6	—	5		+	+	—	—	+
575	39	16	23	12	8	—	2	+	+	+	+	+	+
624	31	21	28	11	8	—	—	—	+	+	+	—	+
пр. 10	30	17	35	8	10	—	—	—	+		+	+	+
728а	40	6	26	13	—	13	2	—	+	+	+	+	+
1228	40	13	32	3	5	5	—	—	+	+	+	+	2
Среднее	34,0	14,5	29,0	11,0	6,5	2,4	1,6	—	+	+	+	+	0,5

Показатель преломления равняется $N=1{,}806\pm2$, что соответствует альмандиновому ряду.

На взаимоперпендикулярных срезах гранат имеет форму правильного многоугольника. Содержит включения кварца, углистого вещества и, реже, рудных минералов. Включения кварца на срезах граната, перпендикулярных линейности сланца, изгибаются, образуя гелицитовую структуру, свидетельствующую о синкинематическом бластезе граната с вращением. Полосы линейно вытянутых включений кварца в ядре граната повернуты на 60—90° по отношению к плоскости сланцеватости породы.

Скопления графитовой пыли в гранате образуют закономерные геометрические фигуры, в виде креста, заключенного в кольцо. По периферии кристаллов граната образуется кольцо графитовой пыли (рис. 11).

Образование «черного креста» можно объяснить захватом графитовой пыли в местах стыка смежных граней при росте кристалла, вследствие выжимания графитовой пыли по фронту растущих граней. Образование темной оторочки вызвано резким спадом температуры,

когда бластаз граната настолько ослабевает, что минерал не в состоянии вытеснять графитовые включения, и они «сбрасываются», аналогично оседанию частиц при резком уменьшении скорости несущего потока.

Порфиробласты граната часто обрастают метакристами андалузита на участках плотного соприкосновения с основной тканью с ясными признаками замещения. Наблюдается также замещение граната биотитом.



Рис. 11. Порфиробласт граната в графитовом сланце. Включения графитовой пыли образуют крест, отороченный кольцом. Ув. 50х. Николь 1.

Линейно-вытянутые минералы основной ткани огибают порфиробласты граната, частично упираясь в его грани. При этом обогащенные кварцем полосы из основной ткани продолжаются в порфиробласты граната, где сильно изгибаются вследствие вращения последнего. Гранат замещается тонкочешуйчатым хлорит-серицитовым агрегатом, часто с образованием полных псевдоморфоз с сохранением гелицитовой структуры. Здесь, в отличие от пятнистых сланцев, реликты граната всегда сохраняются.

Андалузит в этих породах выступает в качестве посттектонического минерала, образует кристаллобласты, приуроченные преимущественно к стыку с гранатом, и реже, независимо от граната, в участках сгущения углистого вещества и в сегрегационных полосах мусковита. Форма кристаллов таблитчатая, размеры от 1—0,5 до 3×1 *мм*. Обычно хорошо развиты одна или две грани, тогда как другие грани выражены хуже или вообще не выражены, и минерал с этой стороны врастает в основную ткань сланца или срастается с порфиробластом граната (рис. 12). Характерно полное вытеснение графитовой пыли за пределы кристаллов андалузита. Эта пыль сосредотачивается в виде густых прямолинейных скоплений на гранях андалузита, по которым его зерна легко отыскиваются в шлифах даже при полном псевдоморфном их замещении.

В шлифах андалузит бесцветен или слабо розоват по Np. Рельеф высокий, спайность совершенная в двух взаимоперпендикулярных направлениях, по которой дает прямое или симметричное погасание. $2V = -82—84°$, дисперсия слабая, двупреломление 0,011. Показатели

преломления равны: Ng=1,651, Np=1,640. При своем росте андалузит отчетливо замещает мусковит и частично кварц.

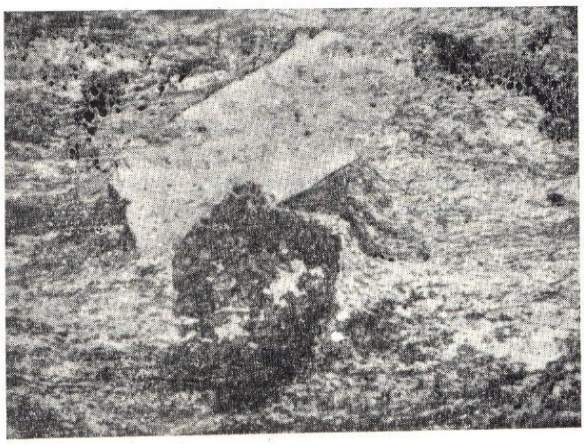


Рис. 12. Срастание порфиробластов граната (темный) и андалузита (светлый) в графитовом сланце. Ув. 20х. Николь 1.

Андалузит замещается тонким бесцветным агрегатом серицита, часто с образованием полных псевдоморфоз. Апоандалузитовая природа последних легко узнается по таблитчатым формам, отороченным скоплениями графитовой пыли и по материалу заполнения.

Биотит является существенным породообразующим компонентом графитовых сланцев, встречается в качестве кристаллобластов, наложенных на конформные структуры сланца, которые сквозь него свободно «просвечивают» благодаря тому, что биотит, в отличие от андалузита и граната, не вытесняет графитовую пыль. Преобладает «поперечный» биотит в виде кристаллобластов. Кроме того, развивается по мусковиту основной ткани.

Биотит имеет оптические свойства: Ng=1,642, Nm=1,640, 2V=—16°, соответствующие лепидомелану.

В стадию диафтореза биотит замещается зеленым пенином с аномальными синевато-фиолетовыми низкими цветами интерференции, с выделением густой тонкой вкрапленности сагенитового рутила.

Таким образом, биотит является аутигенным компонентом и входит в устойчивую минеральную ассоциацию прогрессивной стадии метаморфизма совместно с альмандином и андалузитом.

Хлорит составляет небольшую часть (до 10, реже до 20%) основной ткани и дает иногда кристаллобласты (до 1—1,5 *мм*) преимущественно в «тенях давления» порфиробластов. Часто срастается с биотитом и мусковитом, без заметных признаков замещения, т. е. образует с ними равновесные ассоциации.

Цвет в шлифе светло-серо-зеленый, со слабым плеохроизмом от светло-серо-зеленого (Np) через желто-зеленый (Nm) до почти бесцветного, соломенно-желтого (Ng). Он образует чешуйки с заметным рельефом и с многочисленными углистыми включениями, согласно переходящими в основную ткань. Спайность совершенная, по которой прямо гаснет, удлинение отрицательное, двупреломление низкое, с нормальными серыми цветами интерференции. Наблюдаются полисинтетические двойники по базису. Ng=1,631, Nm=1,630, Np=1,627,

Ng—Np=0,004, 2V=+30, r«v, сильная. Относится к прохлориту, содержащему 30% антигоритовой и 70% амезитовой составляющей, железистость равна 40% (Трёгер, 1958).

Мусковит слагает главную «канву» основной ткани породы, где дает тонкие длинно-чешуйчатые срезы размером в 0,01×0,1 *мм* и мельче, собранные в изогнутые сплоенные сегрегационные полосы с обильными углистыми включениями. Трещины кливажа их не срезают, а резко изгибают с образованием микроскладок. Мусковит образует также единичные крупные чешуйки, сходные с хлоритовыми. В шлифе бесцветен, со слабо зеленоватым оттенком. По оптическим свойствам и структурным взаимоотношениям аналогичен мусковиту пятнистых и турмалиновых сланцев. Облекает гранат и кварц, замещается андалузитом и биотитом. С клинохлором образует равновесную ассоциацию.

Кварц в этих породах выступает по меньшей мере в трех генерациях; кварц-1 в основной ткани, кварц-2 в виде скоплений гранобластовых агрегатов («сверхиндивиды») и кварц-3 в «тенях давления»).

Кварц-1 имеет сильно вытянутые линзовидные срезы размером в 0,01×3 *мм*. Зерна кварца часто изогнуты, надломлены и изобилуют поперечными «пластинками Бёма». Является аутигенным минералом, переотложенным в результате метаморфической дифференциации. Кварц-2 образует 1—1,5 *мм* линзовидные гранулированные агрегаты мозаичного строения с небольшой примесью слюды и хлорита. Обычно лишен графитовой пыли. Эти линзы огибаются основной тканью. Их структурное положение можно интерпретировать как деформированную и частично растворенную мелкую гальку кварцита и кварца. Кварц-3 слагает «тени давления» порфиробластов и других линзовидных включений. Он образует гранобластовый агрегат из зазубренных и изометричных зерен размером 0,5—0,7 *мм*. Характерно для него отсутствие графитовых включений. Волнистое погасание не такое резкое, как в предыдущих, а «пластинки Бёма» могут совершенно отсутствовать. Все это свидетельствует о регенерационном происхождении кварца-3 вследствие растворения и переотложения в участки пониженного давления.

Углистое вещество образует густую тонкую рассеянную пыль, с размеренностью менее 0,001 *мм*. Образует местные скопления в сегрегационных полосах мусковита и по периферии зерен граната и андалузита. Характерно почти полное отсутствие углистого вещества в минералах, слагающих «тени давления» порфиробластов, тогда как те же минералы в основной ткани содержат эти включения в изобилии. Общее содержание углистого вещества визуально можно оценить в 2—10%.

Состав углистого вещества был определен при технологических испытаниях этих сланцев на графит Л. А. Меркурьевой и С. М. Аронскинд, в 1960 г. Сланцы подвергались обжигу при высокой температуре. В результате испытаний выяснилось, что основная часть углерода выгорает в интервале 400—695°С. На этом основании был сделан вывод, что углерод представлен главным образом скрытокристаллическим графитом и углистыми соединениями. Общее содержание углерода, после удаления карбонатов, в 23 пробах получилось равным 1,27—1,92%.

Акцессорные минералы представлены анатазом, ильменитом, турмалином, апатитом, цирконом и пиритом.

Анатаз преобладает среди акцессориев, и его легче всего отыскать в скоплениях углистого вещества. Он образует зерна размером в

0,2×0,05 *мм* и мельче. Удлиненные срезы имеют остропирамидальные концевые грани. Зерна часто корродированы, с круглыми заливообразными пустотками. Спайность совершенная во взаимоперпендикулярных направлениях. Удлинение положительное, погасание прямое. Окраска буро-зеленоватая с заметным плеохроизмом. Содержит очень много включений углистой пыли. Двупреломление высокое, при этом заметно пятнистое и зональное неравномерное распределение интерференционной окраски. Оптически одноосный, отрицательный. Является аутигенным компонентом.

Рутил содержится в виде единичных обломочных зерен. Много сагенитового рутила в хлоритовых псевдоморфозах по биотиту.

Турмалин наряду с анатазом является наиболее распространенным акцессорным минералом. Образует мелкие (0,1×0,03 *мм*) длинно-призматические кристаллы с хорошо развитыми боковыми и концевыми ограничениями и с грубой поперечной отдельностью. Рельеф умеренный, удлинение отрицательное. Плеохроизм, характерный для турмалина,—обратный, от буро-зеленого по No (по короткой оси зерен) до светло-желто-зеленого по Ne. Одноосный, отрицательный. Двупреломление равно 0,025 (зеленый II порядка). Обычно переполнен включениями углистого вещества. В ядре зерен часто содержит округлые включения высокопреломляющего минерала (циркон ?), а также дает сростки с анатазом. Является аутигенным компонентом.

Циркон встречается в виде мелких (меньше 0,05 *мм*) окатанных зерен, часто в виде включений в слюдах. Содержание небольшое. Размер зерен циркона может служить критерием размерности частиц исходной породы.

Апатит бесцветный, с хорошо развитыми призматическими и пинакоидальными гранями. Содержит включения углистой пыли. По оптическим свойствам (No=1,655; Ne=1,652; 2V=—0) относится к хлорапатиту, с соотношением $CaCl_2/CaF_2=7/3$ (Трегер, 1958, стр. 46).

Ильменит содержится в значительном количестве (до 2—3%) и диагносцируется в шлифах наличием «скелетных» форм с многочисленными пустотками и кавернами в таблитчатых зернах, в тесном срастании с анатазом и рутилом, часто с ясными признаками постепенного перехода. Иногда те же формы выделения сложены высокодвупреломляющим анатазом с опаковой пылью.

Пирит преобладает над апатитом и цирконом в тяжелой неэлектромагнитной фракции.

Структурный рисунок графитовых сланцев слагается из порфиробластов граната с крестообразными скоплениями углистой пыли, которые облекаются тонкоплойчатой черной основной тканью, состоящей из тонкогофрированных сегрегационных полос мусковита и сплющенных линзовидных зерен кварца, пропитанных графитовой пылью. Графитовая пыль также образует полосы и сгущения, вытянутые согласно с поверхностями сланцеватости, «просвечивает» сквозь отдельные листочки биотита и клинохлора, но отжимается из андалузита и граната и дает скопления на их периферии. Это структурный узор выдерживается во всех выходах горизонта графитовых сланцев, даже при частичном или полном изменении их вследствие окварцевания на контактах с секущими интрузивными и легко распознается благодаря сохранению расположения углистых частиц.

Минеральные ассоциации графитовых сланцев следующие.

1. Устойчивая ассоциация прогрессивного этапа метаморфизма: кварц-мусковит-альмандин-андалузит-лепидомелан-клинохлор (турмалин, ильменит). При этом альмандин, мусковит и клинохлор являются

синкинематическими, а андалузит и биотит—посткинематическими образованиями.

2. Реликтовая ассоциация первичного осадка до метаморфизма (восстановленная): кварц-глинистые минералы—органогенное углистое вещество.

3. Ассоциация диафторитических новообразований: пенин—серицит—кальцит (рутил, анатаз).

Химизм графитовых сланцев. В табл. 9 представлены химические анализы графитовых сланцев Арзаканского кристаллического массива (91, 92), а также графитовых сланцев из Апаран-Анкаванского массива (109, 108), выходы которых находятся на расстоянии 30 *км* от Арзаканского массива.

Сравнение весовых процессов, числовых характеристик и расположения фигуративных точек составов показывает полную идентичность химических составов графитовых сланцев на значительном удалении, что говорит о большой выдержанности условий их литогенеза. Графитовые сланцы обладают специфическими особенностями химизма, графическим отражением которых является обособленное и кучное расположение их фигуративных точек в поле развития глинистых осадков и остаточных отложений на II сечении тетраэдра Ниггли. От пятнистых и кварцитовых сланцев они отличаются меньшим разбросом фигуративных точек, что свидетельствует о большой стабильности условий литогенеза, незначительном поступлении обломочного материала и отсутствии последующих аллохимических метасоматических явлений.

Таблица 9

Химический состав графитовых гранат-кварц-слюдяных сланцев

Окислы	Весовые %				Средн.	Ср. гл. сл. по Кларку	„Числа" Ниггли				
	91	92	109	108			Числа	91	92	109	108
SiO_2	61,19	56,78	62,27	57,66	59,35	58,38	si	257,0	235,0	264,0	237,0
TiO_2	0,91	0,90	0,90	0,80	0,87	0,65	al	41,0	42,0	41,0	42,0
Al_2O_3	16,36	17,69	16,44	17,42	16,95	15,47	fm	39,0	38,0	39,0	36,0
Fe_2O_3	4,09	2,80	2,02	1,96	2,54	4,03	c	4,0	8,0	5,0	9,0
FeO	3,95	5,14	4,91	4,94	4,74	2,46	alc	16,0	12,0	15,0	13,0
MnO	0,08	0,15	0,06	0,12	0,10	сл.					
MgO	1,86	1,91	2,47	2,09	2,08		k	0,58	0,79	0,39	0,78
CaO	1,00	1,91	1,07	1,99	1,49	3,17	mg	0,30	0,30	0,54	0,35
Na_2O	1,70	0,58	1,34	0,68	1,05	1,31	c/fm	0,11	0,22	0,13	0,25
K_2O	3,50	3,60	3,32	3,70	3,53	3,25	ti	3,00	2,70	2,80	2,50
п.п.п.	4,76	8,13	5,55	8,07	6,62	4,10	h	67,0	66,0	67,50	65,2
H_2O	0,27	0,10	0,56	0,10	0,25	5,02	co	н. оп.	19,50	4,80	20,0
B_2O_3	0,12	н. оп.	н. оп.	н. оп.	0,12	—	t	+21,0	+22,0	+21,0	+20,0
Cr_2O_3	н. об.	0,25	0,17	0,17	0,15	—	q	+93,0	+87,0	+104,0	+95,0
P_2O_5	0,17	н. оп.	н. оп.	н. оп.	0,17	0,17					
$S_{общ}$	0,05	0,08	0,23	0,12	0,12		№ сеч.	II—I	II	II	II—III
$C_{общ.}$*	н. оп.	1,88	1,06	1,92	1,62						
CO_2*	н. оп.	3,50	0,77	3,50	2,59						
Сумма	100,01	100,02	101,31	99,82	100,12	100,46					

$C_{общ.}$ и CO_2 входят в общее количество потерь при прокаливании (п.п.п.).

91—графитовый гранат-кварц-слюдяной сланец, с. Бжни, Ванки-дзор, пр 10, В. А. Агамалян, 1969.

92—графитовый сланец, с. Бжни, Ходжа-дараси. В. Погосян, 1960.

109—графитовый сланец, с. Мелик-кенд, В. Погосян, 1960.

108—графитовый сланец, с. Курубогаз. В. Погосян, 1960.

Исходный состав графитовых сланцев. Химический и минералогический состав графических сланцев чрезвычайно выдержанный, и это определяет изохимичность и однородность преобразований, обусловленных региональным метаморфизмом. Очевидно, в бассейне осадконакопления этих пород условия накопления были предельно выдержанными.

Микроскопические исследования показали, что в качестве детритового компонента можно рассматривать преимущественно кварц, тогда как другие минералы образовались из цемента, который мог быть только глинистым, обогащенным органическими веществами. Технологические испытания показали наличие битуминозного вещества и скрытокристаллического графита.

Для составления представления о минеральном составе исходной породы заметим, что мусковит и биотит могут кристаллизоваться прямо из глинистых минералов с потерей только воды. Гранат вследствие местного перераспределения вещества ретроградно замещается смесью хлорита и серицита. Таким образом, количество кварца в сланцах можно принять приблизительно равным количеству кварца (и кремней) в исходной породе. Наличие бластопсаммитовых структур исключает заметное развитие кремней взамен кварца в исходной породе.

Таким образом исходная порода состояла из битуминозной глины и могла содержать только окатанные обломки кварца (и акцессорных минералов). На главном тетраэдре составов осадочных пород графитовые сланцы занимают положение в поле песчанистых глинистых сланцев (34% кварца), а наличие графита и шунгита позволяет отнести их к песчанистым битуминозным глинистым сланцам.

Сопоставление с составом среднего глинистого сланца по Кларку (F. W. Clark, 1924) показывает очень близкое соответствие между ними (почти совпадение). Отличие графитовых сланцев от среднего глинистого сланца заключается в обратных пропорциях окисного и закисного железа, бедность известью и летучими. Эти различия обусловлены как явлениями регионального метаморфизма (восстановление и дегидратация), так и фациальными условиями осадконакопления.

Карбонатные породы. Мраморы и доломиты в разрезе полиметаморфической гнейсово- кристаллической формации имеют широкое распространение, слагая около 20% ее объема. Представлены они среднезернистыми полнокристаллическими кальцитовыми, доломитовыми и реже слюдистыми мраморами. Карбонатные порды слагают горизонты, пачки и слои мощностью от десятков сантиметров до 200 *м*, согласно переслаиваясь со сланцами во всех четырех приведенных разрезах формации, наиболее же насыщены ими низы и кровли субформаций.

В разрезе нижней серии снизу—вверх выделяются в основном 4 горизонта карбонатных пород, отличающиеся друг от друга стратиграфическим положением и частично составом.

Кальцитовые мраморы. Текстура кальцитовых мраморов большей частью массивная, реже, в маломощных пачках, гнейсовидная. Слоистость часто проступает на их выветрелой поверхности линейно расположенными бугорками терригенных включений, а на свежем изломе—в виде чередующихся темно-серых и светлых полос. Окраска мраморов белая, розовая, серая и темно-серая.

Под микроскопом структура гетеробластовая, гранобластовая торцевая и сутурная (рис. 13). Зерна кальцита, в отличие от доломита,

имеют изометричные очертания с зазубренными взаимопроникающими контурами. Размер зерен более крупный, чем у доломитов и колеблется в одном и том же шлифе от 0,2 до 1 *мм*. Встречаются крупнозернистые (10—20 *мм*) разности на контактах с секущими интрузивными образо-



Рис. 13. Кальцитовый мрамор. Ув. 20х. Николь 1. Шлиф 688.

ваниями. Часто присутствует примесь мусковита и кварца, реже биотита и хлорита. С увеличением примеси слюд и кварца мраморы переходят в слюдистые разности («чиполино») (рис. 14) и известковые кварц-слюдистые сланцы.



Рис. 14. Слюдистый мрамор «чиполино». Чешуйки слюды (белый) проявляют предпочтительную ориентировку. Ув. 20х. Николь 1.

Доломитовые мраморы имеют темно-сине-серую, пепельную и желтую окраску. Они обычно среднезернистые, реже мелкозернистые, но нигде не встречены крупнозернистые разности. Текстура гнейсовид-

ная, отчетливо параллельно-вытянутая. Очень часто окварцованы, отчего крепкие и плотные. Часто полосчатые ввиду чередования светлых и темных полос. Эта полосчатость совпадает с первичной слоистостью и нередко маркируется цепочными скоплениями терригенных минералов—кварца и слюд.

Доломитовые и доломитизированные мраморы приурочены к экзоконтактовым участкам Бжни-Арзаканского мигматитового массива, где, как правило, кальцитовые мраморы отсутствуют или имеют незначительное развитие. В непосредственной близости от мигматитов доломиты обычно бывают сильно окварцованы вплоть до преобразования в полосчатые породы, состоящие из доломитов, чередующихся с кварцитами. Кварцевые полосы обычно соединяются ветвящимися отростками, образуя подобие ветвистого мигматита. Инъецированные разности обычно желтые. При удалении от контакта мигматитов желтая окраска сохраняется в непосредственной экзоконтактовой части секущих прожилков кварца или кварц-альбитового состава, тогда как более удаленные участки имеют темно-синевато-серую окраску.

Под микроскопом структура доломитовых мраморов гранобластовая, полигональная, торцовая, преимущественно гомеобластовая, с отчетливо параллельным расположением вытянутых зерен (рис. 15).

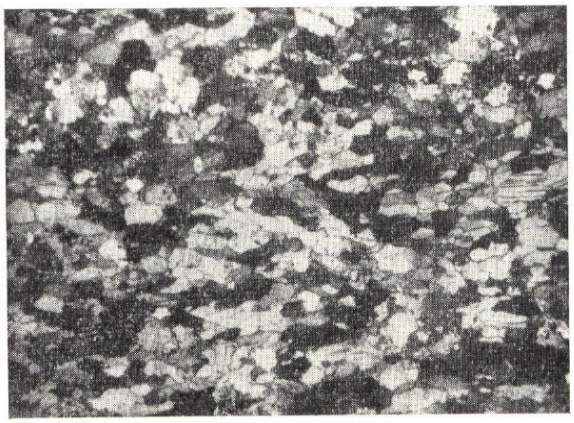


Рис. 15. Доломитовый мрамор. Ув. 20х. Николи +.

Величина зерен доломита колеблется от 0,2 до 0,7 *мм*, в среднем равняется 0,5 ***мм***.

Доломитизированные мраморы характеризуются одновременным присутствием кальцита и доломита, при этом доломит имеет более мелкие идиоморфные прозрачные зерна, а кальцит образует мутные, более крупные ксенобластические и интенсивно полисинтетически сдвойникованные зерна (рис. 16).

Минералы карбонатных пород. Главными минералами являются: доломит и кальцит, в виде же примеси отмечены кварц, альбит, мусковит, биотит, хлориты, амфиболы, пироксены, оливин, тальк, серпентин, апатит, сфен, циркон, рутил, магнетит, пирит, халькопирит, гранат, шпинель, барит и графит.

Среди них различаются следующие генетические группы:

1. Аутигенные минералы, которые раскристаллизовались из исход-

ной породы под влиянием регионального метаморфизма (кальцит, доломит, часть мусковита и биотит).

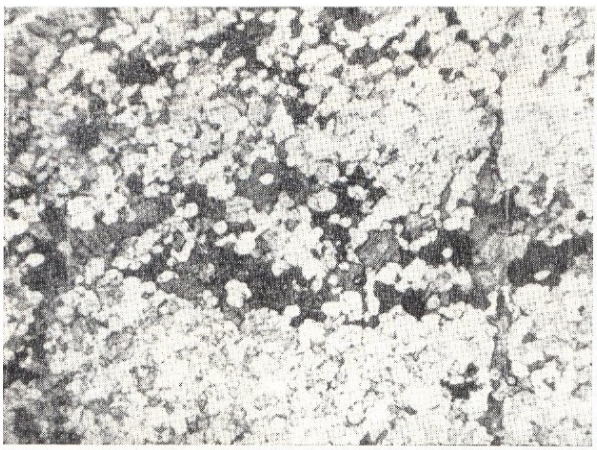


Рис. 16. Доломитизированный мрамор. Заметно различие между зернами доломита (светлые) и кальцита (темные). Ув. 20х. Николь 1. Шлиф 679.

2. Терригенные компоненты—примесь к карбонатному илу: кварц, плагиоклаз, мусковит, биотит, хлорит, апатит, циркон, сфен, рутил и иногда доломит и кальцит.

3. Контактово-метасоматические минералы, бластез которых произошел под воздействием секущих магматических образований: доломит, кварц, биотит, амфибол, пироксены, оливин, тальк, серпентин, апатит, гранат, шпинель, барит, магнетит, пирит и халькопирит.

Ниже приводится описание некоторых из перечисленных минералов.

Кальцит является главным породообразующим компонентом кальцитовых мраморов, а в доломитовых мраморах он играет роль второстепенного компонента и может отсутствовать. Образует изометричные или слабо вытянутые зерна неправильных извилистых очертаний размером в 0,1—1 до 2—5 *мм*. Характеризуется густым полисинтетическим двойникованием в двух направлениях. Иммерсионные измерения показали No=1,658.

Доломит образует полигональные вытянутые зерна с прямолинейными ограничениями. Размер зерен не дает больших колебаний в одном и том же шлифе и равняется 0,2—0,5 *мм*, изредка доходит до 1—2 *мм*. Повсеместно ассоциирует с кварцем, которым замещается. В шлифах бесцветный. Характеризуется очень слабым развитием двойников (10—20 двойников на шлиф), при этом на срезах, близких к NoNe, малый показатель Ne образует угол 20—40° со следом двойника. Измерения показателей преломления (No=1,681) показали отсутствие разностей, промежуточных между доломитом и кальцитом, которое подтверждает выводы Г. П. Багдасаряна (1944), полученные на основании статистической обработки химических анализов карбонатных пород. При совместном нахождении с кальцитом он отличается более мелким размером зерен и большей прозрачностью, а также отсутствием двойниковой штриховки.

Кварц в карбонатных породах присутствует в двух генерациях: кварц-1—терригенный и кварц-2—гипогенный.

Кварц-1 образует обычно изолированные окатанные изометричные или слабо вытянутые зерна размером в 0,2—0,3 *мм*, которые тесно ассоциируют с листочками мусковита, биотита и других детритовых компонентов. Зерна кварца-1 вытягиваются в цепочки и прослойки, согласные с гнейсовидностью мрамора, маркируя первичную слоистость. Преобладает в кальцитовых мраморах. Погасание волнистое, реже—мозаичное. Прозрачный, чистый. Включения преимущественно твердые (циркон, апатит, мусковит). В виде обломочной примеси кварц составляет от 2 до 20% объема шлифа, изредка может отсутствовать.

Кварц-2 является новообразованием и распространен преимущественно в доломитах в областях гранитизации и мигматизации (горизонты 1, 2 и 3). Главное микроскопическое отличие кварца-2 заключается в наличии в нем закономерно расположенных полос и цепочек газово-жидких включений, нередко в двух или нескольких пересекающихся направлениях. Структурное положение кварц-2 характеризуется типичными взаимоотношениями замещения карбоната кварцем: его зерна имеют зазубренные, неровные границы с карбонатом и дают пальцевидные отростки, вдающиеся в карбонат. Замещение карбоната кварцем происходит по зернышку. Часто можно наблюдать, как зерно карбоната только частично замещено кварцем, при этом границы зерна кварца не пересекают контуры карбоната. Отмечены все стадии замещения мрамора от слабого окварцевания до образования чистого кварцита. В таких кварцитах сохраняются мелкие реликтовые зерна карбоната, составляющие 1—10% породы, и по их наличию можно отличить метасоматический кварцит по мрамору от кварцитов иного происхождения.

Химизм карбонатных пород. Мраморы Арзаканского массива были детально разведаны и химически исследованы предыдущими исследователями. Химизм этих пород был подробно изучен Г. П. Багдасаряном (1940_2) на основании 236 полных химических анализов. Рассмотрев соотношения Mg и Ca, Г. П. Багдасарян пришел к выводу о преобладании среди мраморов чисто доломитовых и чисто кальцитовых разностей с сильно подчиненной ролью промежуточных разностей.

По данным Г. П. Багдасаряна (Г. П. Багдасарян, 1949, стр. 130) составлена гистограмма частот распределения кальцита и доломита в мраморах в процентах к общему количеству проб (рис. 17). Из диаграммы явствует, что 57% проб содержат доломита более 80% (доломитовые мраморы), 27% проб содержат кальцит более 80% (кальцитовые мраморы) и только 16% содержат доломит от 20% до 80% (доломитизированные мраморы).

Кальцитовые мраморы (табл. 10) почти не содержат доломитовой примеси, содержание же силикатов ничтожно мало.

Доломитовые мраморы района были открыты и детально исследованы Г. П. Багдасаряном (1938—42 гг.). Им были оконтурены и подсчитаны запасы доломитовых залежей Арзаканского массива. Табл. 11 заимствована из работы Г. П. Багдасаряна (1944) и характеризует химические составы промышленных запасов открытых и выделенных им 12 залежей доломитов. Как видно из этой таблицы, доломитовые мраморы района характеризуются очень высокой степенью доломитности, близкой к теоретической. Значительное содержание нерастворимого остатка (до 40—60%), вызвано в основном окремненностью доломитовых мраморов.

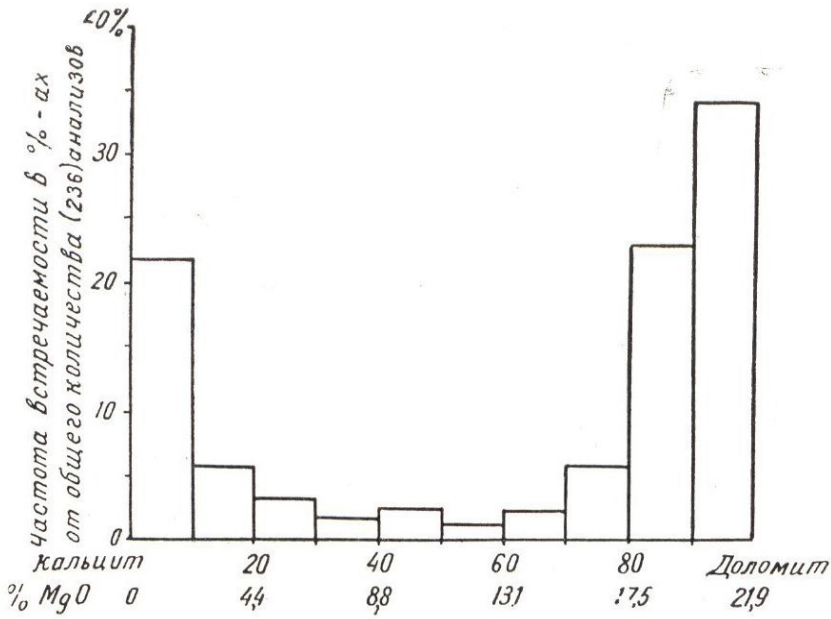


Рис. 17. Распределение кальцита и доломита в карбонатных породах нижней серии Арзаканского кристаллического массива (по данным Г. П. Багдасаряна, 1944).

Таблица 10

Химический состав кальцитовых мраморов нижней серии

Окислы	1	2	3
SiO_2	0,83	0,57	0,07
TiO_2	—	—	—
Al_2O_3	0,41	—	0,08
Fe_2O_3	0,22	0,05	Сл.
FeO			0,05
MnO	—	—	Сл.
MgO	1,23	—	—
CaO	54,22	56,70	55,80
Na_2O	—	—	—
K_2O	—	—	—
п.п.п.	43,04	43,20	43,70
H_2O	0,04	н. оп.	0,11
Сумма	100,19	100,52	99,90
Кол-во анал.	21	5	1

1. Сули-даринское месторождение. Г. Т. Айрапетян, 1954.
2. Месторождение Капут-кох. С. Б. Эдильян, 1949.
3. Мрамор Арзакендского района. К. Н. Паффенгольц, 1937.

Таблица 11

Химический состав доломитовых мраморов Арзаканского кристаллического массива (по Г. П. Багдасаряну, 1944)

Номера доломитовых залежей	1	3	3а	4	4а	4б	5	6	8—9	10	11	12
Число проб	37	3	8	12*	9	7	2	18	4	3	7	5
	Средние весовые %											
CaO	30,83	30,40	30,38	27,01	29,22	28,72	30,85	32,02	29,35	30,78	32,56	32,02
MgO	18,18	20,68	19,80	17,58	17,86	18,01	20,09	18,14	19,63	19,70	19,82	19,92
П.п.п.	44,49	44,57	43,91	38,64	42,07	42,87	42,60	43,67	39,92	44,40	44,12	44,35
Нерастворимый остаток	4,19	2,60	3,97	15,12	8,55	7,06	1,90	5,06	1,63	1,62	0,71	3,92
$\frac{CaMg(CO_3)_2}{CaMg(Co_3)_2+CaCO_3}$	0,90	0,97	0,95	0,95	0,92	0,93	0,95	0,88	0,96	0,94	0,92	0,93

* В 8-и из 12 проб содержание нерастворимого остатка колеблется от 2,0 до 7,7%, а остальные 4 пробы содержат его в количестве 11,40, 30,44, 43,00 и 63,60%.

ЗЕЛЕНОСЛАНЦЕВАЯ ФОРМАЦИЯ (НИЖНИЙ ПАЛЕОЗОЙ (?)

(Верхняя серия древнего сланцевого комплекса)

Субформация метааркозовых филлитов

Сложена кварц-полевошпатово-хлоритово-слюдистыми филлитами с единичными маломощными пачками мраморов. Окраска у филлитов варьирует от светло-желтовато-серой, желто-бурой, серо-зеленой до зеленовато-бурой.

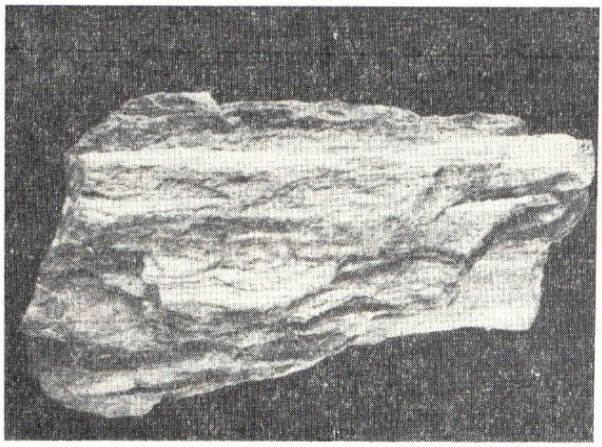


Рис. 18. Филлит. Штуф, 1/2 натур. велич. обр. 322.

Текстура сланцевая, плойчатая, с блеском на плоскостях сланцеватости от налета мелкочешуйчатого серицит-мусковита и биотита (рис. 18). Характерна примесь заохренного известкового материала,

придающая породе бурые оттенки. Внешней особенностью филлитов является шероховатая поверхность, «песчанистый» облик, оставляющий впечатление рассланцованных и перекристаллизованных песчаников и алевролитов.

Структура бластопсаммитовая, лепидогранобластовая (рис. 19), нередко с более крупными кластогенными неделимыми кварца, кварцитов и лейкократовых гранитов. Минеральный состав филлитов (табл. 12) складывается на 90% детритовыми компонентами, в интерстициях которых (контактовый цемент) развиваются аутигенные минералы. В минеральном составе установлены: главные—кварц, альбит, мусковит, серицит, биотит, хлорит; второстепенные—кальцит, микроклин; акцессорные—циркон, турмалин, рутил, магнетит, гематит, пирит и углистая пыль.



Рис. 19. Бластопсаммитовая структура метааркозового филлита. Ув. 50х. Николь 1. Шлиф 511а.

Ниже приводится описание минералов.

Кварц в филлитах слагает главную массу породы (50—70%), так что их можно назвать кварцитами. Размер зерен 0,3 *мм* и мельче, изредка встречаются зерна размером в 1—5 *мм*. Форма зерен самая разнообразная—от изометричных до остро-оскольчатых с зигзагообразной изломанной их конфигурацией. Преобладает в общем изометричная форма, изредка встречаются крупные зерна неправильной формы. Они облекаются чешуйчатыми минералами и играют роль «глазков»-порфирокластов. Аутигенный кварц мелкозернистыми агрегатами окружает детритовые зерна или нарастает на них. В последнем случае первоначальные контуры зерен кварца угадываются по расположению пылевидных частиц.

Альбит составляет существенную часть этих пород. Выступает в виде 0,2—0,3 *мм* обломков неправильной формы. Обычно не сдвойникован, но иногда встречаются тонко полисинтетически сдвойникованные зерна. Содержит многочисленные включения серицита и тонкой непрозрачной пыли. Показатель преломления Np ниже, чем у бальзама, а Ng равен. Угол угасания $Np' : 010$ на срезе $\perp$ [100] равен 12—16°, что соответствует альбиту № 0—5.

Мусковит присутствует во всех шлифах в виде полос и линейных скоплений (аутигенный), реже отдельными крупными чешуйками (детритовый). В последнем случае он содержит часто многочисленные

Таблица 12

Минеральный состав метааркозовых филлитов

№ шлифов	Кв.	Аб.	Мкр.	Му.	Хл.	Бт.	Ка.	Лим.	Ту.	Цр.	Ап.	Рут.	Рудн.
Кварц-полевошпато во-хлорит-мусковитовые													
1	48	20	+	10	+	5	8	7	+	+	+	+	3
13	50	30	+	7	11	—	+	+	+	+	+	+	2
14	5	47	5	3	21	—	16	+	+	+	+		3
48	49	27	—	9	11	—	+	+	+	+	+		4
84	71	19	6	4	+	+	+	+	+	+	+		+
262	74	11	—	6	5	1	+	+	+	+	+	+	3
322	61	21	—	4	+	1	8	5	+	+	+	—	+
574	36	29	+	33	—	1	+	+	+	+	+		1
611	54	21	—	14	5	—	6	+	+	+	+		—
733	45	30	3	20	+	—	+	+	+	+	+		2
Среднее	49,3	25,5	1,4	11,0	5,3	0,8	3,8	1,2	+	+	+	+	1,8
Биотитсодержащие кварц-полевошпатовые													
15	41	34	—	1	3	20	—	2	+	+	+	+	+
91	60	25	+	2	1	13	—	1	+	+	+	+	+
100	52	28	+	1	—	15	—	2	+	+	+	2	+
280	57	30	—	1	1	10		+	+	+	+	1	+
2	53	30	—	2	3	7	5	+	+	+	+	—	+
Среднее	52,6	29,4	+	1,4	1,6	13,0	1,0	0,8	+	+	+	0,6	+
Общее среднее	50,1	26,8	1,0	7,8	4,0	5,0	2,9	1,0	+	+	+	0,2	1,2

включения графитовой пыли и бывает окрашен буроватыми натеками окислов железа. Чешуйки обычно изогнуты и разбиты поперечными трещинками.

Биотит встречается не всегда и образует как самостоятельные изогнутые хлоритизированные крупные листочки до 1 *мм* (детритовый), так и мелкие—0,01 *мм* чешуйки, развивающиеся по мусковиту (аутигенный) и плеохроирует от коричневого до очень светло-желтого. Содержит включения рудных и акцессорных минералов.

Микроклин встречается остроугольными осколками и обычно сильно пелитизирован. Интенсивно замещается мелкими чешуйками серицита. Обычно решетчатый, иногда микропертитовый; является терригенным компонентом.

Хлорит широко развит в этих породах в качестве существенного породообразующего минерала. В большинстве случаев легко устанавливается его апобиотитовое происхождение по реликтам терригенного биотита, сагениту и линейным скоплениям слабо просвечивающего титанистого вещества вдоль его трещин спайности. Развивается также мелкими чешуйками в интерстициях зерен пород и в этом случае не содержит сагенитового рутила. Цвет светло-зеленый, плеохроизм слабый.

Акцессорные минералы в филлитах обильны и представлены двумя разновидностями циркона, турмалином, апатитом, рутилом и ильменитом.

Циркон-1 мутный, слабо просвечивает темно-серыми тонами, имеет круглые или овальные срезы размером от 0,01 до 0,1 *мм*. Образует линейно-вытянутые скопления по микрослоистости породы, а также бывает включенным в биотит и хлорит. Наблюдается обрастание мутного Цр-1 бесцветным прозрачным Цр-2.

Циркон-2—прозрачный, бесцветный и в отличие от Цр-1 имеет кристаллографические ограничения, правда, часто несколько стертые.

Турмалин имеет отчетливо зональные поперечные срезы размером в 0,1 *мм* в виде сферических треугольников, изредка шестиугольной формы. Продольные срезы толстотаблитчатые, размером в 0,2 *мм* с хорошо развитыми боковыми и концевыми ограничениями и с грубой поперечной отдельностью. Окраска сине-зеленая (No) желто-зеленая—почти бесцветная (Ne). Схема абсорбции «турмалиновая». Окраска распределяется пятнами (на продольном срезе) и зонами (на поперечном срезе).

Апатит образует округлые и эллиптические срезы размером в 0,1—0,01 *мм*, часто находится в срастании с титанистыми продуктами разложения биотита или же включен в биотит.

Рутил широко развит во всех шлифах филлитов и отчетливо развивается по ильмениту. Встречается также мелкими сагенитовыми выделениями в апобиотитовом хлорите (рис. 20).



Рис. 20. Сагенитовые выделения рутила в апобиотитовом хлорите. Ув. 240х. Николь 1. Шлиф. 160.

Ильменит образует характерные для него «скелетные» прямоугольные срезы и интенсивно (часто полностью) замещается рутилом.

Взаимоотношения минералов и парагенетические ассоциации минералов. Большинство минералов, встреченных в филлитах, не имеют ясных кристаллографических ограничений. Их контакты вогнутые или выпуклые, особенно на стыках кварца с полевыми шпатами. Зерна кварца, полевых шпатов, циркона и апатита окатанные. Встречаются более крупные неделимые—порфирокласты кварца мозаичного строения, иногда с идиоморфными включениями полевых шпатов. Они обтекаются ориентированной основной тканью породы и изредка имеют слабо выраженные «тени давления», заполненные преимущественно карбонатом.

Микроскопическое изучение позволяет выделить следующие ассоциации минералов.

1) Ассоциация обломочных минералов (терригенные)—кварц-плагиоклаз-микроклин-мусковит, биотит, циркон, апатит, ильменит. Цементация контактового типа.

2) Ассоциация минералов новообразований (аутигенные)—альбит-серицит-хлорит-кальцит (рутил, турмалин). В некоторых разновидностях к ним присоединяется мелкочешуйчатый биотит.

По процентному содержанию биотита среди филлитов выделяются кварц-полевошпатово-хлорит-мусковитовые и кварц-полевошпат-биотитовые разновидности, связанные друг с другом постепенными взаимопереходами.

Химизм и минералогическая классификация филлитов. В табл. 13 приводится среднеарифметическое из 72 анализов (по данным В. Погосяна, 1962) и пределы колебаний содержаний окислов в более чем 150 химических анализах (по материалам автора). Для сравнения приводятся средние составы аркозового песчаника (по Петтиджону) и граувакки (по Тиррелю).

Таблица 13

Химический состав и пределы колебаний главных окислов в метааркозовых филлитах

Окислы	Пределы колебаний	Филлит Арзакана	Аркозовый песчаник	Граувакка
SiO_2	67,0—77,0	73,53	76,37	68,1
TiO_2	0,5— 1,5	0,67	0,41	0,7
Al_2O_3	10,3—15,5	11,65	10,63	15,4
Fe_2O_3	3,0— 7,0	4,56	2,12	3,4
FeO			1,22	3,4
MnO			0,22	0,2
MgO	сл. — 3,2	2,29	0,23	1,8
CaO	0,7— 3,5	1,58	1,30	2,3
Na_2O	1,2— 2,5	1,45	1,84	2,6
K_2O	1,8— 4,5	2,01	4,99	2,2
п.п.п.	1,9— 3,5	2,31	1,58	2,3
H_2O	0,1— 0,2	0,11	—	—
SO_3	сл. — 0,8	0,06	—	—
Сумма		100,31	100,94	102,4

1. Пределы колебаний содержаний окислов в 152 анализах филлитов Арзаканского массива (В. А. Агамалян, 1959).
2. Средний из 72 анализов филлитов Арзаканского массива (В. Погосян, 1962).
3. Средний аркозовый песчаник (F. J. Pettijohn, 1957).
4. Средний докембрийский граувакка (G. W. Tyrrell, 1931).

Как видно из таблицы, средний состав филлитов Арзакана является промежуточным между составами аркозовых песчаников и граувакк. Колебания содержаний окислов в филлитах характерны для обоих этих типов псаммитовых осадков.

Количественно-минеральные составы филлитов на диаграмме классификации песчаников по Петтиджону (F. J. Pettijohn, 1957) занимают локальный ареал на стыке полей граувакк и аркозов (рис. 21), что хорошо согласуется с их петрохимическими особенностями и петрографическими свойствами.

Исходный состав. Как показали полевые и микроскопические исследования, филлиты образовались за счет слабо отсортированных

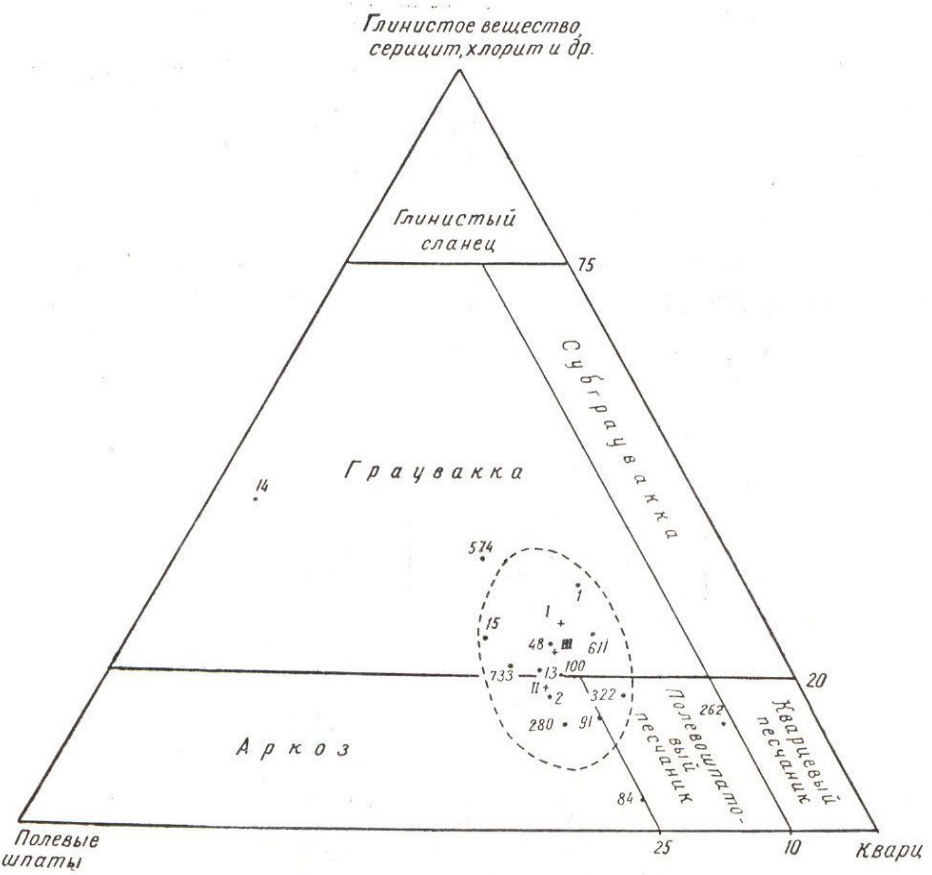


Рис. 21. Количественно-минералогическая классификация филлитов Арзаканского массива (по Петтиджону, 1961). Цифры над точками соответствуют номерам образцов. Крестиками обозначены средние безбиотитовых (I), биотитсодержащих (II) и общий средний (III).

аркозовых песчаников, претерпевших слабый метаморфизм, но сильные дислокации. Они сложены слабо окатанными детритовыми компонентами сланцев подстилающей формации, а также альбитовых плагиогранитов и гнейсо-гранитов.

Слабая окатанность терригенных минералов и незначительная отсортированность филлитов говорят об образовании при быстром размыве консолидированных пород нижней серии без существенной переработки и транспортировки обломочного материала. По механизму образования количественно-минеральному составу и химизму они являются промежуточными между аркозами и граувакками. Отсутствие в них аутигенных реликтов минеральных ассоциаций первого, высокотемпературного этапа метаморфизма, обнаруженных в породах нижней серии (формации) наряду с вышеприведенными данными позволяет считать свиту метааркозовых филлитов детритовым шлейфом пород первого этапа метаморфизма, образование которой знаменует период поднятия и эрозии между двумя этапами регионального метаморфизма.

Субформация метавулканитов

Вулканогенная субформация Арзаканского кристаллического массива сложена рассланцованными вулканогенными породами. Региональный метаморфизм сильно изменил их первоначальный облик и привел к полному преобразованию первичных минералов и структуры пород. В результате вулканогенные породы превратились в зеленые сланцы—порфиритоиды и порфироиды.

Порфиритоиды. Под порфиритоидами понимаются метавулканитовые сланцы основного и среднего состава, зеленого и желто-зеленого цветов с бластопорфировой структурой и существенно актинолит-эпидот-хлоритовым составом.

Среди них различаются альбит-эпидот-хлоритовые, альбит-хлоритовые, эпидот-актинолитовые и рутилоносные хлоритовые сланцы.

Альбит-эпидот-актинолит-хлоритовые сланцы слагают главную массу порфиритоидов и являются рассланцованным эквивалентом диабазовых и андезито-базальтовых порфиритов. Текстура параллельно-сланцевая, пологоплойчатая. Структура бластопорфировая с гранолепидобластовой структурой основной ткани.

Минеральный состав. Главными минералами этих пород являются хлорит, плагиоклаз, эпидот; второстепенными—актинолит, кальцит, кварц; акцессорными—магнетит, лейкоксен, рутил, апатит (табл. 14).

Порода содержит бластпорфировые вкрапленники плагиоклаза размером до 5 *мм*, которые облекаются сланцеватой основной тканью, состоящей из чешуек хлорита, иголок актинолита и зерен эпидота размером 0,1—0,3 *мм*. Обычно на месте первичных порфировых вкрапленников плагиоклазов присутствуют гранулированные, сильно сплющенные и вытянутые агрегаты мелких зерен альбита, эпидота и хлорита длиной до 10—15 *мм* (рис. 22). Изредка плагиоклаз сохраняет



Рис. 22. Бывшие порфировые вкрапленники плагиоклаза вытянуты в струйки альбит-хлоритового агрегата. Ув. 20х. Николь 1. Шлиф 1239.

свои первоначальные контуры и представлен альбитом с включениями эпидота и хлорита, в этом случае он оторочен каймой кальцита. На месте порфировых вкрапленников темноцветных образуются сильно вытянутые агрегаты актинолит+хлорит длиной в 5—7 *мм*, сливающиеся с основной тканью. Наличие реликтовых порфировых структур

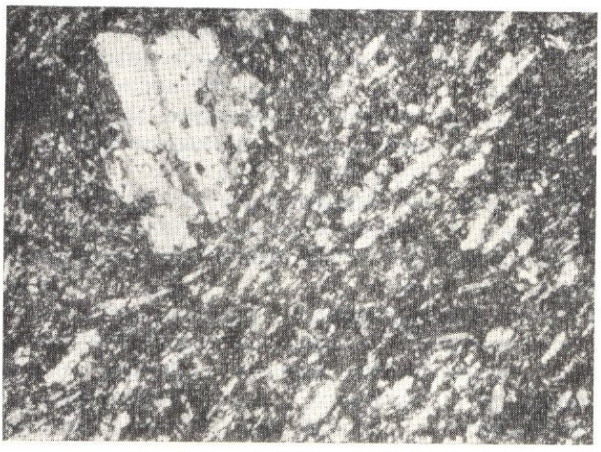


Рис. 23. Реликты пилотакситовой структуры в слабо преобразованном порфиритоиде. Заметны параллельные микролиты в основной ткани и частично катаклазированный порфировый вкрапленник плагиоклаза. Ув. 50х. Николь 1. Шлиф 1184.

позволяет различать сланцы, образованные по лавам. В некоторых случаях сохраняется бластопилотакситовая структура основной ткани (рис. 23), изредка сохраняются деформированные миндалины, сложенные радиальными агрегатами эпидота (рис. 24). Некоторые акцессор-

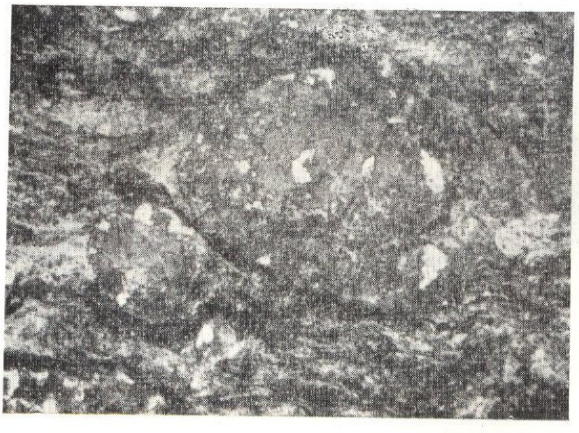


Рис. 24. Радиальные агрегаты эпидота в миндалинах порфиритоида. Ув. 20х. Николь 1. Шлиф. 1219.

ные минералы сохраняют автоморфные ограничения, свидетельствующие об их сингенетической природе, но бывают часто разбитыми и смещенными дифференциальными подвижками метаморфизма.

Характерной особенностью структурного рисунка порфиритоидов является наличие линейных скоплений мелких зерен магнетита, лейкоксена и полупрозрачных титанистых продуктов. Эти скопления вытянуты согласно со сланцеватостью породы и вместе с минералами основной ткани повторяют плойчатые изгибы. Они слагают сегрегационные полосы и образовались в результате перераспределения вещества вследствие метаморфической дифференциации.

Альбит-хлоритовые сланцы состоят из чередующихся полос в 3—5 *мм*, обогащенных альбитом или хлоритом. Внешне они имеют обычно тонкополосчатую текстуру. Окраска светло-зеленая и желтозеленая, более светлая, чем у предыдущих сланцев. Главные минералы представлены альбитом и хлоритом, второстепенные—эпидотом, мусковитом, карбонатом и кварцем, акцессорные—магнетитом, сфеном, апатитом и рутилом.

Зерна альбита часто хорошо ограничены и достигают размера 5—7 *мм*, но обычно разбиты на остроугольные обломки. Чешуйки хлорита и другие минералы имеют более мелкий размер и образуют непрерывные полосы (рис. 25).



Рис. 25. Альбит-хлоритовый сланец. Альбит (белый) образует обогащенные полосы. Ув. 20х. Николь 1. Шлиф 1232.

Подобное обособление кристаллов плагиоклаза в сегрегационные полосы при метаморфизме возможно в случае, когда в исходной породе они были бы в качестве кристаллокластов в пепловой массе. Перераспределение минералов с различными физико-механическими свойствами в сегрегационные полосы является одним из возможных механизмов метаморфической дифференциации (гипотеза Шмидта).

По-видимому, альбит-хлоритовые сланцы образовались из прослоев туфов, перемежающихся с порфиритами этой толщи.

Рутилоносные сланцы залегают в основании толщи порфиритоидов и слагают горизонт мощностью около 100 *м*. Это мягкие, светло-зеленые существенно хлоритовые сланцы легко расщепляющиеся на тонкие листы. Текстура параллельно-сланцевая, структура лепидобластическая. Главные минералы—хлорит, альбит; второстепенные—кальцит, актинолит, кварц; акцессорные—рутил, ильменит, апатит.

По своему геологическому положению, петрографическим свойствам близки к альбит-хлоритовым сланцам, т. е. являются апотуфовыми

образованиями. Рутил в них тяготеет к кварцсодержащим разностям и является аутигенным компонентом, так как обладает автоморфными ограничениями (рис. 26).



Рис. 26. Рутилоносный хлоритовый сланец. Рутил (черный) образует идиоморфные зерна. Ув. 20х. Николь 1. Шлиф 138.

В составе порфиритоидов различаются плагиоклаз, эпидот, хлорит, актинолит, карбонат, магнетит, рутил, апатит, лейкоксен, а также кварц, серицит и окислы железа (табл. 14).

Таблица 14

Минеральный состав порфиритоидов

№ обр.	Аб	Хл	Эп	Акт	Кв	Ка	Мт	Ап	Рут	Лкс
139	26	29	22	—	—	8	15	+	+	+
494	16	31	28	—	6	4	9	+	+	6
494[а]	19	29	13	19	11	4	5	+	+	+
521	20	42	18	+	2	5	7	+	1	5
1194	14	6	21	54	+	+	3	+	+	2
1332	51	29	5	+	—	+	10	1	+	4
1181	17	52	—	2	10	+	13	1	5	+
138	6	79	—	—	5	3	+	+	7	+
Средний	21,2	37,2	13,4	9,4	4,2	3,0	7,7	0,2	1,6	2,1

Рутил в этом типе пород образует промышленные концентрации на правом борту ущелья р. Даллар, у оврага Сиранлу, известное как Арзаканское месторождение рутила. Рутил в шлифах имеет ярко-рыжую окраску и слабо плеохроирует от красновато-рыжего по Ne до желтовато-рыжего по Ne. Схема абсорбции Ne>No. Дает хорошо образованные зерна изогнутых очертаний, размером в 0,3—0,7 *мм*. Спайность совершенная. Наблюдается полисинтетическое двойникование по спайности. Он образует коленчатые и сердцевидные двойники, сросшиеся под углом в 54° (рис. 27). На удлиненных зернах совершенная спайность образует диагональную штриховку. Рельеф очень высокий и края зерен в шлифах кажутся темными. Двупреломление настолько высокое, что при включении анализатора минерал не меняет окраску,

Цвета интерференции видны только в иммерсионных препаратах на краях осколков в виде тонких изохроматических колец. Рутил выступает как самостоятельно, так и замещает крупные (0—2 *мм*) изометричные скелетные зерна ильменита, который местами полностью переходит в рутил. В ассоциации с рутилом почти отсутствует сфен. Рутил выступает в равновесной ассоциации: рутил-клинохлор-кальцит-кварц-альбит; при этом в качестве метастабильной фазы выступает ильменит, переходящий в рутил.



Рис. 27. Сердцевидный двойник рутила. Ув. 100х
Николь 1. Шлиф 138.

Петрографическое и минералогическое исследования порфиритоидов показывают, что они представляют собой рассланцованные вулканогенные породы основного состава с преобладанием лавовых разностей над туфами. По реликтам первоначальной формы и по материалу заполнения псевдоморфоз определяются исходные минералы: основной плагиоклаз, пироксен, сфен и титаномагнетит.

Химизм и исходный состав порфиритоидов. Химический состав типичного порфиритоида бластопорфировой структуры приведен в табл. 15.

Пересчет по методу «чисел» Ниггли показывает, что порода имеет изверженное происхождение, так как ее фигуративная точка попадает в поле изверженных пород основного состава, ближе к вершине c/fm тетраэдра (рис. 7). Пересчет по методу А. Н. Заварицкого показывает близкое сходство состава порфиритоида со средним составом платобазальта по Р. Дэли (№ 60, табл. 1, Заварицкий, 1960). Незначительное отличие ($\Delta a = -1{,}9$, $\Delta b = +1{,}8$) вызвано несколько более меланократовым составом исходной породы.

Петрохимические пересчеты по методу «мезонормы» Т. Барта (T. Barth, 1959) с последовательным расчетом катанормы, мезонормы и эпинормы (табл. 15) показывают, что исходная порода могла иметь состав пироксен-роговообманкового андезито-базальта (мезонорма). Метаморфические преобразования минерального состава породы обусловлены в основном процессами гидратации и перераспределения вещества (эпинорма) без заметного привноса или выноса.

Концентрации элементов-примесей (по сравнению с кларками для основных пород) характеризуются повышенными содержаниями эле-

Таблица 15

Химический состав порфиритоида
(проба 4, обр. 484/494[а])

Окислы	Вес. %	Ат. %	Катанорма	Мезонорма	Эпинорма
SiO_2	45,48	45,90	Or 2,50	Q 0,78	Q 9,11
TiO_2	2,67	2,60	Ab 17,50	Ab 17,50	Ab 17,50
Al_2O_3	12,95	15,20	An 28,00	An 15,00	Zo 12,00
Fe_2O_3	10,41	7,90	Fs 5,20	Ho 39,00	Ac 27,80
FeO	5,71	4,80	En 33,54	En 17,82	Am 16,75
MnO	0,20	0,20	Wo 5,20	Bi 4,00	Ant 5,54
MgO	7,17	10,60		Ilm 5,22	Bi 4,00
CaO	7,79	8,50	Ol 2,16	Ap 0,50	Cc 1,50
Na_2O	1,80	3,50	Mt 2,60	Py 0,20	Ilm 5,20
K_2O	0,40	0,50	Rut 2,60		Ap 0,50
P_2O_5	0,23	0,20	Ap 0,50		Py 0,20
$S_{общ.}$	0,05	0,10	Py 0,20		
п.п.п.	4,36				
H_2O	1,30				
Сумма	100,52	100,00	100,00	100,00	100,10

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

a=4,8; c=6,7; b=31,5; s=57,0; f′= 49,0; m′=40,8 c′=10,2; n=88,0; φ=30,0; t=4,0; Q=—2,0; a/c=72,0.

Числовые характеристики («числа») по П. Ниггли

al=18,6; fm=57,4; c=20,2; alc=4,8; si=110; k=0,12; mg=0,45; c/fm=0,35; t=4,9; p=0,22

ментов группы железа, особенно кобальта и хрома, халькофильных элементов (медь и цинк), а также скандия и бериллия.

Вышеприведенное позволяет считать, что порфиритоиды первоначально представляли собою основные лавы и реже туфы базальтового и андезито-базальтового состава.

Порфироиды. Сланцы, образованные по кислым эффузивам объединены под названием порфироидов. Залегают они над свитой порфиритоидов, внешне выделяются светлой окраской и макроскопически различимым кварц-полевошпатово-серицитовым составом.

Внешне порфироиды выделяются светлой окраской и существенно кварц-полевошпатово-серицитовым составом пород. Текстура порфироидов параллельно-сланцевая, реже плойчатая. Структура бластопорфировая с гранобластовой и лепидо-гранобластовой структурой основной ткани. Порфировые вкрапленники сплющены и растянуты в линзы и полосы, размером в 1×5 *мм,* которые огибаются параллельно ориентированными минералами основной ткани размером 0,005—0,05 *мм.*

Среди порфироидов различаются сланцы, образованные за счет лав, туфов и субвулканических тел. Указанные фации вулканитов по-разному реагировали на процессы метаморфизма ввиду своих различных физико-механических свойств. За счет излившихся вулканогенных образований возникли мелкозернистые бластопорфировые порфироиды, за счет туфов—среднезернистые, существенно мусковитовые сланцы, а экструзивные тела претерпели только огнейсование, сохранив большинство своих первичных текстурно-структурных признаков.

Качественный минеральный состав у разновидностей порфироидов одинаковый, отмечены лишь некоторые количественные вариации. В

минеральном составе порфироидов участвуют: главные минералы—альбит, кварц, мусковит (серицит); второстепенные—хлорит, биотит, гематит; акцессорные—магнетит, апатит, ильменит, рутил, циркон. Из них альбит и, реже, кварц образуют порфировидные вкрапленники. Остальные минералы входят в основную массу. Минеральный состав приводится в табл. 16.

Таблица 16

Минеральный состав порфироидов

№ шлифов	Кв	Пл	Му	Хл	Руд	Би	Порфир. вкр.	Породы
1161/1204	25	60	10	2	3	+	10	Мелкозернистый порфироид
1140/1189	19	68	10	—	1	2	15	» »
939/996	25	40	30	—	5	—	15	» »
939/994	20	55	19	1	4	1	—	» »
932/961	20	65	5	1	9	—	—	» »
1213/1262	30	20	30	10	10	—	—	Среднезернистый порфироид
931/956	9	65	5	—	20	1	5	Магнетитовый среднезернистый порфироид
1163/1205	25	55	15	+	+	5	7	Экструзивный порфироид
1123/1176	50	15	20	5	5	5	8	» »

Ниже приводится описание главных типов пород.

Мелкозернистые порфироиды (преобразованные лавы) под микроскопом обнаруживают отчетливую бластопорфировую структуру, которая оттеняется сегрегационными полосами серицита-мусковита, огибающими порфировые вкрапленники. Последние почти исключительно представлены альбитом, зерна которого сильно раздроблены, гранулированы и сплющены в линзы (рис. 28). Основная ткань мелкозернистая (0,005—0,05 *мм*), лепидогранобластовой структуры и состоит главным образом из кварца, альбита и серицита (мусковита).

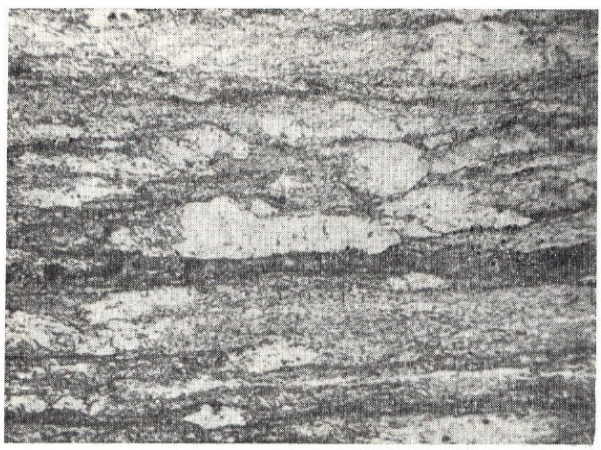


Рис. 28. Порфироид. Вкрапленники плагиоклаза сплющены в вытянутые линзы. Ув. 20х. Николь 1. Шлиф 423в.

Слабо преобразованные и потому особенно близкие к исходной породе разности сланцев имеют цельные таблитчатые порфировые

вкрапленники мутного (пелитизированного), полисинтетически сдвойникованного олигоклаз-альбита № 05—10 с пелитовыми включениями округлых очертаний. В мелкозернистой, слабо ориентированной гранобластовой основной ткани породы имеются мутные пелитовые полосы, в которых только начинается бластез серицита.

Замечено, что чем интенсивнее их дислоцированность, тем активнее проявляется «очищение» порфировых вкрапленников плагиоклаза от пелитовой «мути». Последняя «отжимается» за пределы вкрапленников, перекристаллизовывается в серицит, который и окаймляет вкрапленник. Еще более высокая степень дислоцированности приводит к искривлению и дроблению порфировых вкрапленников плагиоклаза. Более глубокие преобразования плагиоклаза выражены в полной его деанортизации с переходом в чистый шахматный альбит, который гранулируется и вытягивается в узкие линзы, огибаемые основной тканью.

Основная ткань породы в этой последовательности эволюции претерпевает перекристаллизацию и метаморфическую дифференциацию: мутные пелитовые полосы вначале переходят в мелкочешуйчатые серицитовые, которые в дальнейшем суживаются и перекристаллизовываются и с увеличением размеров отдельных чешуек переходят в мусковитовые полосы, огибающие бластопорфировые гломеробласты; кварц и альбит основной ткани при этом приобретают параллельно- вытянутую форму и обнаруживают параллельную ориентировку оптических осей.

Среднезернистые кварц-полевошпатово-мусковитовые сланцы являются более крупнозернистой и сильнее метаморфизованной разновидностью порфироидов и согласно переслаиваются с мелкозернистыми. В них сланцеватость развита лучше и наблюдается заметная плойчатость.

Можно предположить, что они представляли первоначально рыхлые пепловые скопления, которые сравнительно легко поддавались перекристаллизации и деформации, нежели переслаивающие их более плотные лавы.

Магнетитовые кварц-полевошпатово-мусковитовые сланцы являются обогащенной магнетитом (до 30%) разновидностью аполипаритов. Они выявлены в средней части оврагов Кярхан и Муртуз, где имеют широкое развитие и занимают значительную площадь.

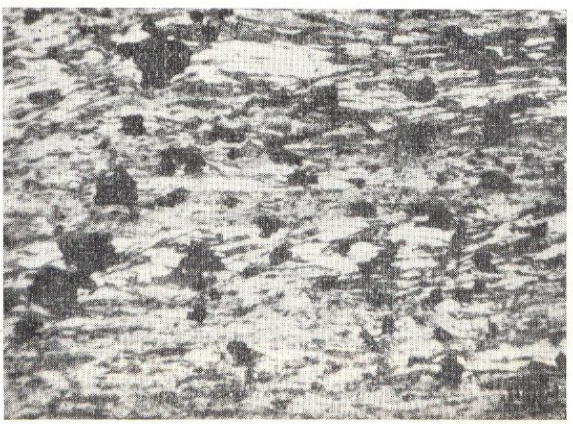


Рис. 29. Магнетитовый среднезернистый порфироид. Магнетит (черное) нарушает границы синкинематических минералов. Ув. 20х. Николь 1. Шлиф 1233.

В шлифах (рис. 29) видно, что магнетит (черный) не является сингенетическим компонентом исходной породы, а отчетливо «накладывается» на общий структурный рисунок сланца, как более позднее образование, замещая мусковит (белый в листочках) и кварц-полевошпатовую основную ткань (серая, мелкозернистая). В магнетите спектральным анализом выявлены ванадий (0,1%), титан (~1%) и галий (0,01%).

Экструзивные огнейсованные порфироиды образуют в поле секущие, но согласно рассланцованные тела размером в 10—30 *м* в поперечнике; имеют слабо огнейсованную, почти массивную текстуру и окраску от темно-серого до белого цвета.

Химический анализ типичного образца эффузивного аполипарита и петрохимические пересчеты приводятся ниже в табл. 17.

Таблица 17

Химический состав порфироида

Окислы	Весовые %	Нормативный состав		Виртуальный состав		Числовые характеристики по Заварицкому		"Числа" Ниггли	
SiO_2	69,14	q	22,24	Кв.	23,14	a	15,9	si	334,0
TiO_2	0,56	or	10,50	Пл.	2,14	c	0,9	al	45,0
Al_2O_3	15,83	ab	56,50		56,50	b	6,3	fm	16,2
Fe_2O_3	3,43	an	3,15		3,15	s	769,0	c	4,0
FeO	0,44	c	2,74	Му	9,60	a′	43,0	alc	34,8
MnO	0,03	en	1,20	Би	2,40	f′	49,0	k	0,16
MgO	0,32	fs	0,60	Гем	2,30	m′	8,0	mg	0,14
CaO	0,79	hm	2,30	Ап	0,27	n	84,0	c/fm	0,25
Na_2O	6,25	ap	0,27	Рут	0,50	φ	43,0		
K_2O	1,80	rut	0,50			t	0,6		
п.п.п.	1,08					Q	+21,1		
H_2O	0,34					a/c	17,7		
P_2O_5	0,07								
Сумма	100,18	100,00		100,00					

Химический анализ породы пересчитан: а) по методу «чисел» Ниггли для определения генезиса исходной породы, б) по нормативно-молекулярному методу Ниггли и в) по А. Н. Заварицкому для сравнения со средними типами пород.

При проектировании в тетраэдр проекций методом «чисел» Ниггли подтверждается изверженное происхождение исходной породы—фигуративная точка состава порфироида попадает в поле изверженных пород во втором сечении тетраэдра.

Нормативный минеральный состав породы соответствует среднему натриевому липариту или кварцевому кератофиру по Нокколдсу (S. R. Nockolds, 1954). Наличие нормативного корунда (с) указывает на пересыщенность породы глиноземом. Этот избыток глинозема (2,74%) входил, очевидно, в состав стекловатого базиса липарита и частично в первичную слюду. Пересчет химического анализа на виртуальную норму по методу «мезонорм» Т. Барта (T. Barth, 1959) показывает близкое соответствие с модальным, наблюдаемым в шлифе, количественно-минеральным составом (табл. 16). Их сопоставление показывает, что порфироиды могли образоваться из натриевых липаритов путем перераспределения вещества при участии главным образом воды (гидратация), без существенного привноса или выноса остальных компонентов. Пересчет по методу А. Н. Заварицкого и петрохимические сопоставления также показывают близкое соответствие состава порфироида среднему липариту по Р. Дэли. Небольшие отличия вызва-

ны несколько большим содержанием полевых шпатов ($\Delta a = +3$) за счет меньшего содержания кварца ($\Delta Q = -3{,}4$).

По содержанию элементов-примесей порфироиды характеризуются кларковыми и нижекларковыми содержаниями элементов группы железа, вышекларковыми содержаниями свинца и редкоземельных элементов по сравнению с кислыми породами.

Таким образом, изучение порфироидов показывает, что они первоначально представляли лавы, субвулканические тела и пирокласты плагиолипаритового состава, претерпевшие изохимический региональный метаморфизм.

Карбонатная субформация

Эта субформация венчает разрез древнего метаморфического комплекса Арзаканского кристаллического массива и развита на правом борту р. Агверан. Она сложена главным образом мощными пачками и толщами средне-мелкозернистых белых, розовых и серых крупноблочных мраморов с подчиненными прослоями и пропластками метаобломочных зеленых сланцев. Мощность субформации достигает 600 *м*.

Прослои сланцев представляют метаморфизованные туфообломочные кварц-серицит-хлорит-актинолитовые зеленые сланцы, содержащие мелкие обломки порфироидов и порфиритоидов в серицит-хлоритовом слабо рассланцованном цементе. Мощности этих прослоев колеблются от нескольких сантиметров до 100 *м*.

Мраморы. Слагают около 70% объема карбонатной субформации образуют крупные промышленные скопления (Агверанское и Егникасарское месторождения).

Мелкозернистые мраморы обычно слагают верхние части свиты, но нередко встречаются в ее низах и в средней части разреза. В обнажениях они имеют сглаженные формы выветривания, белую, светло-серую и желтоватую окраску. Под микроскопом обнаруживают слоисто-кристаллическую микротекстуру и гетерогранобластовую структуру. Сложены зернами кальцита вытянутой формы и параллельного расположения, обусловливающие слоисто-кристаллическую микротекстуру. Взаимоотношение зерен кальцита сутурное, зубчатое. Средний размер зерен 0,1—0,2 *мм*, но наряду с ними значительную часть (до 30%) составляют более мелкие (до 0,01 *мм*) и, реже, более крупные (до 1 *мм*) зерна. Посторонних примесей породы содержат мало. Встречаются единичные зерна кварца и слюды.

Для мелкозернистых мраморов характерно наличие в пределах одного шлифа неоднородных участков различной формы, некоторые из которых напоминают перекристаллизованные реликты ископаемых организмов. Такие неоднородные участки имеют неправильные и расплывчатые очертания размером в 0,5—2 *мм*. Они отличаются от основной ткани мрамора более крупнозернистым сложением, нередко закономерным расположением вытянутых агрегатов, часто с резкими границами раздела. Например, в шл. 1142 имеется более крупнозернистый участок размером 5×3 *мм* округлой формы ячеисто-радиального сложения, напоминающий некоторые срезы мшанок. В другом шлифе наблюдаются дугообразные агрегаты кальцита с косой штриховкой, во много раз превышающие размер зерен мрамора и напоминающие поперечные срезы раковин брахиопод. Такие неоднородности встречаются во многих шлифах, и если верно их органогенное происхождение, то можно предполагать органогенное происхождение исходных известняков.

Для мелкозернистых мраморов Агверанского района очень характерно наличие сутурных швов микростилолитов—с острыми перегибами, с «фазой» в 0,2—1 *мм*. Толщина линий швов обычно не более тысячных долей миллиметра и выполнены они полупрозрачным буроватым глинисто-железистым материалом. Стилолиты обычно маркируют границы неоднородных участков, но часть их проходит вкрест сланцеватости в однородном мелкозернистом мраморе. В последнем случае пики стилолита ориентированы параллельно вытянутости зерен кальцита. Часто встречается несколько пересекающих направлений микростилолитовых швов (рис. 30). Образование стилолитов здесь можно объяснить деформацией диагенетических трещин известняка при уплотнении и течении материала во время мраморизации.

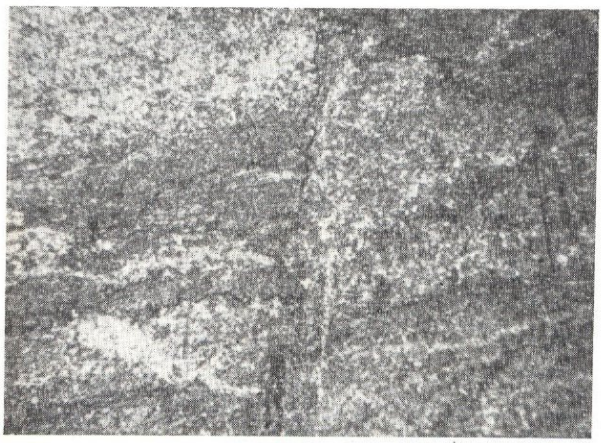


Рис. 30. Мелкозернистый мрамор. Заметны стилолитовые швы. Ув. 20х. Николь 1. Шлиф 1160.

Наиболее характерными петрографическими особенностями мелкозернистых мраморов можно считать величину зерен (0,1—0,5 *мм*), их гетеробластовую параллельно-кристаллическую структуру, наличие неоднородностей и микростилолитов.

Среднезернистые мраморы слагают главную массу мраморов карбонатной свиты и являются промышленным типом мраморов (Агверанское месторождение мрамора). Основное их отличие от мелкозернистых разностей состоит в величине зерен (0,5—1 *мм*), а также в более массивной и равномернозернистой структуре. В среднезернистых мраморах встречается больше обломочной примеси окатанных зерен кварца (0,1—1 *мм*), чешуек слюды (мусковит), хлорита, а также изредка обломки кварцитов и кварц-мусковит-хлоритовых сланцев. Обломочная примесь силикатов обычно не превышает 1—2%, изредка достигая 10—15%. Структура у них гранобластовая, с сутурными зубчатыми контурами слабо вытянутых полисинтетически сдвойникованных 0,5—1 *мм* зерен кальцита. Окраска мраморов обусловлена тонкими пленками окислов железа. Текстурной особенностью этих пород является наличие многочисленных мелких трещин, скрепленных более крупнозернистым кальцитом, красноватым от пропитывающих окислов железа (рис. 31). Цементация настолько крепкая, что при разбивании породы сколы не идут по прежним трещинкам, а проходят по цельной части.

Доломитизированные и доломитовые мраморы в отдельных обнажениях были обнаружены Н. Г. Казнаковой (1930) и Г. П. Багдаса-

ряном (1939, 1944). Нами подтверждены эти данные и выявлены новые участки развития доломитизации.

Выделяются два типа мраморов: доломитизированные мраморы и калькаренитыы.



Рис. 31. Среднезернистый мрамор. Заметно гетеробластическое строение. Прожилки залечены карбонатом, пропитанным окислами железа. Ув. 20х. Николь. 1. Шлиф 1161.

Доломитизированные мраморы постепенно переходят в кальцитовые мраморы и обнаруживаются только прокрашиванием или при микроскопическом просмотре шлифов.

Под микроскопом характеризуются гомеобластовой структурой с полигональными зернами доломита с прямолинейными контурами и незначительным развитием двойников. Доломит в шлифах легко отличается от кальцита тем, что в срезах с максимальным двупреломлением угол угасания между двойниковой плоскостью и направлением N_e' много меньше, чем у кальцита. У доломита этот угол не превышает 35—40°, а у кальцита всегда больше 55—60° (В. И. Кицул, 1963).

В частично доломитизированных (или дедоломитизированных) мраморах доломит нередко отличается от кальцита тем, что кальцит более мутный и иногда пропитан железистыми окислами.

Доломитовые мраморы верхней серии отличаются от таковых нижней серии более мелким размером зерен (0,3—0,5 *мм*), меньшей «кристалличностью», меньшим окремнением и отсутствием кварцитовых участков. Здесь также меньше обломочной примеси силикатов.

Калькаренитыы—это обломочные карбонатные породы, в которых зерна доломита являются детритовыми и их скопления образуют четкую слоистость. Значительную роль в них играют обломочные зерна кварца, слюд и альбита. Внешне это темно-серые тонкополосчатые средне-мелкозернистые доломитовые мраморы.

Структура слоисто-кристаллическая, гранобластовая. Специфичной особенностью этих пород является обломочный характер зерен карбонатов и заметная под микроскопом ритмическая слоистость с отчетливыми волноприбойными знаками на границах ритмов (рис. 32). Минеральный состав: главные—доломит; второстепенные—кварц, каль-

цит, мусковит, альбит и графитовая пыль. Мощность микроритмов не превышает 0,5—1 *мм*. Основание микроритма начинается наиболее крупными зернами (0,2 *мм*) и через промежуточные (0,1 *мм*) кверху уменьшается до 0,01 *мм*. Крупные зерна в основании ритма залегают на размытой поверхности мелких зерен кровли нижележащего ритма с резкой и четкой границей раздела. Граница раздела с вышележащим ритмом четко выделяется благодаря скоплению графитовой пыли в кровле нижележащего и по линии раздела, отчего она бывает черной. Силикатная примесь скапливается в основании ритма среди наиболее крупных зерен карбоната, а кверху постепенно уменьшается в количестве и размере. Ближе к кровле ритма размер зерен карбоната сильно уменьшается, а обломочная примесь силикатов исчезает. В то же время кровля ритма обогащается примесью графитовой пыли.

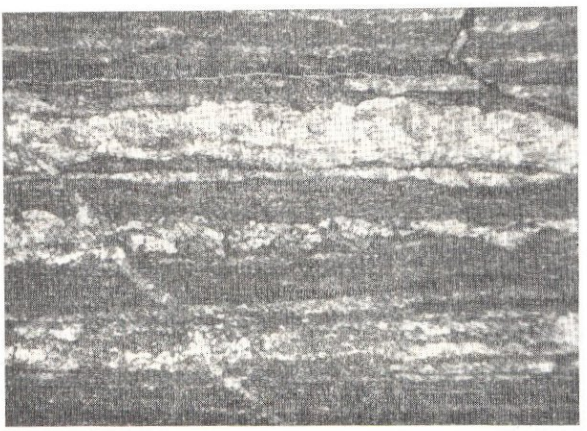


Рис. 32. Калькаренит. Заметна ритмичная слоистость. Ув. 20х. Николь 1. Шлиф 586.

Описанные признаки свидетельствуют об обломочном происхождении калькаренитов.

Судя по обломкам силикатных минералов, в области сноса этих пород обнажались уже консолидированные породы нижней формации. Ближайшие их выходы находятся ныне в 300 *м* восточнее и сложены серыми доломитами, кварц-альбит-мусковитовыми инъекционными гнейсами и графитовыми сланцами, которые могли дать ассоциацию минералов-примесей калькаренитов.

Зеленые сланцы. В карбонатной толще мрамора пересланваются с пачками и горизонтами серых и зеленых метаморфизованных брекчий и граувакк, мощностью от 10 до 100 *м*. Сланцеватость в них развита слабо, плойчатость и гофрировка отсутствуют. На сланцевых сколах заметны мелкие слюдяные чешуйки, придающие им шелковистый блеск.

Под микроскопом структура у них псефитовая. Они состоят из слабо окатанных и неокатанных угловатых обломков порфироидов, порфиритоидов и хлоритовых сланцев. Цемент преимущественно контактовый, иногда туфогенный хлорит-серицитовый, реже карбонатный. Здесь широко развиты милониты и бластомилониты.

На контакте с Агверанским интрузивом по этим метапсефитовым породам образуются гранат-биотитовые кварц-полевошпатовые, эпидот-роговообманковые, пироксеновые и гранатовые роговики и скарны.

ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ МИНЕРАЛОВ И ФАЦИИ МЕТАМОРФИЗМА СЛАНЦЕВ

Реликтовые ассоциации высокой ступени устанавливаются только в сланцах нижней формации по остаткам альмандинового граната и андалузита в ассоциации с биотитом и мусковитом. О первоначально широком распространении порфиробластов граната, андалузита и, возможно, кордиерита и ставролита свидетельствуют многочисленные округлые или таблитчатые тонкочешуйчатые псевдоморфозы в пелитовых ассоциациях нижней серии. Единичные зерна альбита в этих сланцах содержат включения или сростки эпидота, что говорит об исходном более основном (олигоклаз-андезин) составе плагиоклаза. В сланцах нижней серии по реликтам устанавливаются следующие ассоциации высокой ступени метаморфизма:

кварц-альмандин-мусковит-биотит-плагиоклаз

кварц-андалузит-мусковит-альмандин-плагиоклаз (±биотит)

кварц-альмандин-андалузит-мусковит-биотит-плагиоклаз (ильменит).

Они соответствуют кианит-мусковит-кварцевой субфации фации альмандиновых амфиболитов регионального метаморфизма. Из приведенных ассоциаций видно, что место кианита занимает андалузит. Это свидетельствует о более низком значении давления при метаморфизме по сравнению с нормальным региональным метаморфизмом типа Барроу и, согласно Риду (H. Read, 1933), определяется Бахнский тип метаморфизма. Этот тип был впервые описан Харкером (A. Harker, 1939) как промежуточный между термальным и региональным метаморфизмом.

Согласно А. Хиетанен (A. Hietanen, 1967), амфиболитовая фация Бахнского типа метаморфизма располагается в области T=550°C и P=3800 *бар*, что соответствует глубине около 12 *км*.

Минеральные ассоциации диафтореза. В породах нижней формации развиваются по минералам амфиболитовой фации в виде псевдоморфоз.

В пелитовых ассоциациях устанавливаются следующие парагенезисы новообразований диафтореза:

кварц-мусковит-хлорит

кварц-альбит-мусковит-хлорит (эпидот, рутил)

кварц-альбит-микроклин-мусковит (биотит, эпидот)

В известковых ассоциациях:

кальцит-эпидот-тремолит

доломит-тальк-актинолит-хлорит.

Приведенные парагенетические ассоциации характерны для кварц-альбит-мусковит-хлоритовой и кварц-альбит-эпидот-биотитовой субфаций фации зеленых сланцев.

Парагенетические ассоциации минеральных новообразований в верхней формации развиваются по минералам исходных отложений и в этом смысле носят прогрессивный характер.

Устанавливаются следующие парагенетические ассоциации:

Основные ассоциации

альбит-эпидот-хлорит-сфен

альбит-эпидот-хлорит-актинолит-сфен

эпидот-альбит-хлорит (биотит, сфен)

альбит-хлорит-рутил.

Кварц-полевошпатовые ассоциации кварц-альбит-мусковит (клиноцоизит)

Приведенные ассоциации характерны для кварц-альбит-мусковит-хлоритовой и кварц-альбит-эпидот-биотитовой субфаций фации зеленых сланцев регионального метаморфизма.

Соответствие фаций метаморфизма пород верхней формации с фациями диафтореза кристаллосланцев нижней серии свидетельствует о том, что оба процесса протекали одновременно в результате единого акта зеленосланцевого метаморфизма.

Согласно стратиграфическим данным Кумбса и экспериментам Файфа, Тернера и Ферхугена (1962), пределы устойчивости фации зеленых сланцев ограничены интервалами 250—320°С и 2000—3000 *бар*. Учитывая, что мы имеем в основном наиболее низкие субфации, можем принять значение 300°С и 2500 *бар*, что соответствует глубине около 7 *км*.

СРЕДНИЙ—ВЕРХНИЙ ПАЛЕОЗОЙ И ТРИАС

РАСПРОСТРАНЕНИЕ

Средне- и верхнепалеозойские отложения на территории Армении широко распространены в Арагац-Нахичеванской и по южной периферии Армянской тектонических зон. Они образуют мощный комплекс осадочных пород морского генезиса, тесно связанных с перекрывающими их триасовыми образованиями. Несмотря на то, что на протяжении от среднего девона до триаса осадконакопление не было непрерывным, а отрезок времени от среднего до позднего карбона предстает в качестве этапа регионального перерыва в осадконакоплении и периода образования кор выветривания, вся среднепалеозойско-триасовая толща образует единый структурно-формационный комплекс или этаж. Состав пород основания комплекса и его взаимоотношение с байкальским и каледонским (?) комплексами остаются для территории Армянской ССР невыясненными; для смежных регионов северного Ирана и Турции отложения герцинского этапа отделены от более древних перерывом в осадконакоплении, угловыми несогласиями и степенью метаморфизма. Обособленность и единство средне-верхнепалеозойских и триасовых образований подчеркивает и то обстоятельство, что юрские отложения перекрывают его с резким угловым несогласием.

В основании среднепалеозойских отложений выделяются эйфельские образования, которые вместе с перекрывающими их живетскими, верхнедевонскими и нижнекаменноугольными слоями слагают непрерывную толщу осадочных пород. Однако в отдельных местах (Велидагская опорная скважина) под среднедевонскими образованиями выявлены терригенные породы нижнедевонского возраста.

Как уже отмечено, отложения среднего девона широко развиты в пределах Нахичеванской АССР. Здесь они слагают Садаракскую, Дагна-Велидагскую структуры, а также ядра Гюмушлугской и Данзикской антиклиналей. Они залегают согласно на породах Велидагской свиты нижнего (?) девона и представлены терригенными и карбонатными породами общей мощностью 600—900 *м*.

Отложения верхнего девона связаны со среднедевонскими постепенным согласным переходом. Распространены они не только в тех пунктах, где выявлены среднедевонские слои, но и за их пределами,

образуя 650—1150-метровую толщу терригенных и карбонатных пород. Показательно наличие в разрезе верхнего девона кварцитов, желваковых и пластовых фосфоритов.

Верхнедевонские образования перекрываются согласно нижнекаменноугольными, сложенными внизу терригенными, а вверху (визейский ярус) в основном известняками. Общая мощность нижнекаменноугольных отложений колеблется от 350 до 680 *м*.

Средне- и верхнекаменноугольные отложения повсюду отсутствуют, следовательно средне- и позднекаменноугольное время необходимо рассматривать в качестве регионального перерыва в осадконакоплении, к которому приурочены маломощные коры выветривания на поверхности нижнекаменноугольных образований.

На нижнекаменноугольных отложениях трансгрессивно, но без заметного углового несогласия, залегает мощная толща карбонатных пород, сложенная выдержанными органогенными известняками. В объеме этой толщи по фауне выделяются нижняя и верхняя пермь, нижний и средний триас. Мощность пермских и нижне-среднетриасовых отложений составляет 1300 *м*.

Верхнетриасовые отложения распространены не столь широко. Они обнажаются в верховьях р. Веди в районе Джермаинсского месторождения каменного угля, где они выражены 500-метровой толщей песчаников и глин, содержащих прослои углей и углистых глин.

РЯДЫ ФОРМАЦИЙ

Как уже отмечено, средне- и верхнепалеозойские отложения, а также триасовые накопления образуют единый комплекс, отражающий герцинский геотектонический цикл (этап) развития региона. В течение этого весьма протяженного отрезка времени геологического развития территория Армении отчетливо расчленяется на два крупных блока: северный и южный. Для северного блока показательно практически полное отсутствие средне- и верхнепалеозойских и триасовых накоплений, тогда как в южном они широко распространены.

Очевидная обособленность средне- и позднепалеозойских и триасовых седиментационных бассейнов определяет специфичность соответствующих осадочных образований, тип которых обусловлен в основном тектоническими движениями, проявившимися внутри этих депрессионных структур и их взаимоотношениями с ограничивающими с севера областями поднятий. В этой связи не может не привлечь внимание крайне ограниченное распространение раннедевонских отложений по сравнению со средне- и верхнедевонскими. Не менее примечательно и то обстоятельство, что они выражены терригенными образованиями (разрез у села Садарак, Велидагская опорная скважина). Можно предполагать, что как раз с раннедевонского времени начинается формирование среднепалеозойских седиментационных бассейнов, причем на первых порах (ранний девон) области аккумляции были приурочены к структурно-эрозионным впадинам досреднедевонского рельефа страны.

Таким образом в основании герцинского комплекса следует выделить нижнюю терригенную формацию. Выше по разрезу залегает мощная (до 850 *м*) толща карбонатных пород, сложенная в основном органогенными известняками. Хотя среди них и прослеживаются разрозненные пласты и пачки песчаников, глин и мергелей, однако господство в разрезе карбонатных пород очевидно, что и дает основание эту часть разреза герцинского структурно-литологического комплекса выделить как карбонатную формацию. Необхо-

Таблица 18

Типы и ряды формаций средне-верхнепалеозойских и триасовых отложений юго-западной части Армянской ССР (Урцско-Айодзорский и Веди-Аргичинской антиклинории)

Тектонич. этап (цикл)	Подэтап	Формацион. комплексы	Типы комплексов: Завершенный	Типы комплексов: Незавершенный	Ряды формаций и возраст	Обстановка накопления	Главные типы пород	Мощность формаций в м
Герцинский	Позднегерцинский	верхний	+		угленосная T_3	Морская	Песчаники, аргиллиты, угли и углистые сланцы	500—700
					верхняя карбонатная T_2—P_1	Морская	Известняки	660—1300
	Среднегерцинский	Перерыв C_3—C_2					Глины, песчаники, мелкогалечные конгломераты	0--30
		нижний	+		карбонатно-терригенная C_1—D_3	Морская	Песчаники, кварциты, глины, глинистые сланцы, известняки	1000—1830
					нижняя карбонатная D_2	Морская	Известняки, песчаники, глины, глинистые сланцы	500—900
					нижняя базальная, терригенная D_1?	Морская	Аргиллиты, песчаники, кварцито-песчаники, известняки, фтаниты	1200(?)
		ПЕРЕРЫВ						

Таблица 19

Характеристика разрезов карбонатно-терригенной формации верхнего девона—нижнего карбона юго-западной части Армянской ССР (Урцско-Айоцдзорский и Веди-Аргичинский антиклинории)

Местоположение	Главные (формациеобразующие) породы	Мощность в *м*	Наличие перерывов	Наличие ритмичности	Условия залегания на подстилающей толще и возраст последней
Эрдическая антиклиналь (бассейн р. Арпа у разв. с. Эрдич)	Песчаники, кварциты, глинистые, глинисто-песчан. сланцы, известняки	1020	—	—	Контакт с подстилающими отложениями не обнажен
Аргичинская антиклиналь (к юго-западу от фермы Яных близ слияния р. Аргичи и ее правого притока)	Песчаники, кварциты, глинистые сланцы и известняки	1000	—	—	Контакт с подстилающими отложениями не обнажен
Амагу-Гнишикская антиклиналь (к юго-западу от с. Гнишик в ущелье р. Чрахана)	Песчаники, кварциты, глинистые, глинисто-песчан. сланцы, известняки	650	—	—	Контакт с подстилающими отложениями не обнажен
Чанахчинская антиклиналь (к югу от с. Гортун в ущелье р. Арцо)	Песчаники, кварциты, глинистые сланцы, известняки	400	—	—	Контакт с подстилающими отложениями не обнажен
Кадрлинская антиклиналь (1,5—2*км* к востоку от с. Кадрлу)	Песчаники, кварциты, глинистые сланцы и известняки	700	—	—	Контакт с подстилающими отложениями не обнажен
Урцская антиклиналь (к северо-западу от сел. Арарат по ущелью Кармир-дзор)	Песчаники, кварциты, глинистые, глинисто-песчанистые сланцы, известняки	660	—	—	Контакт с подстилающими отложениями не обнажен
Сарипапская антиклиналь (к западу от пос. Арарат на южном склоне г. Сари-пап)	Песчаники, кварциты, известняки	400	—	—	Контакт с подстилающими отложениями не обнажен

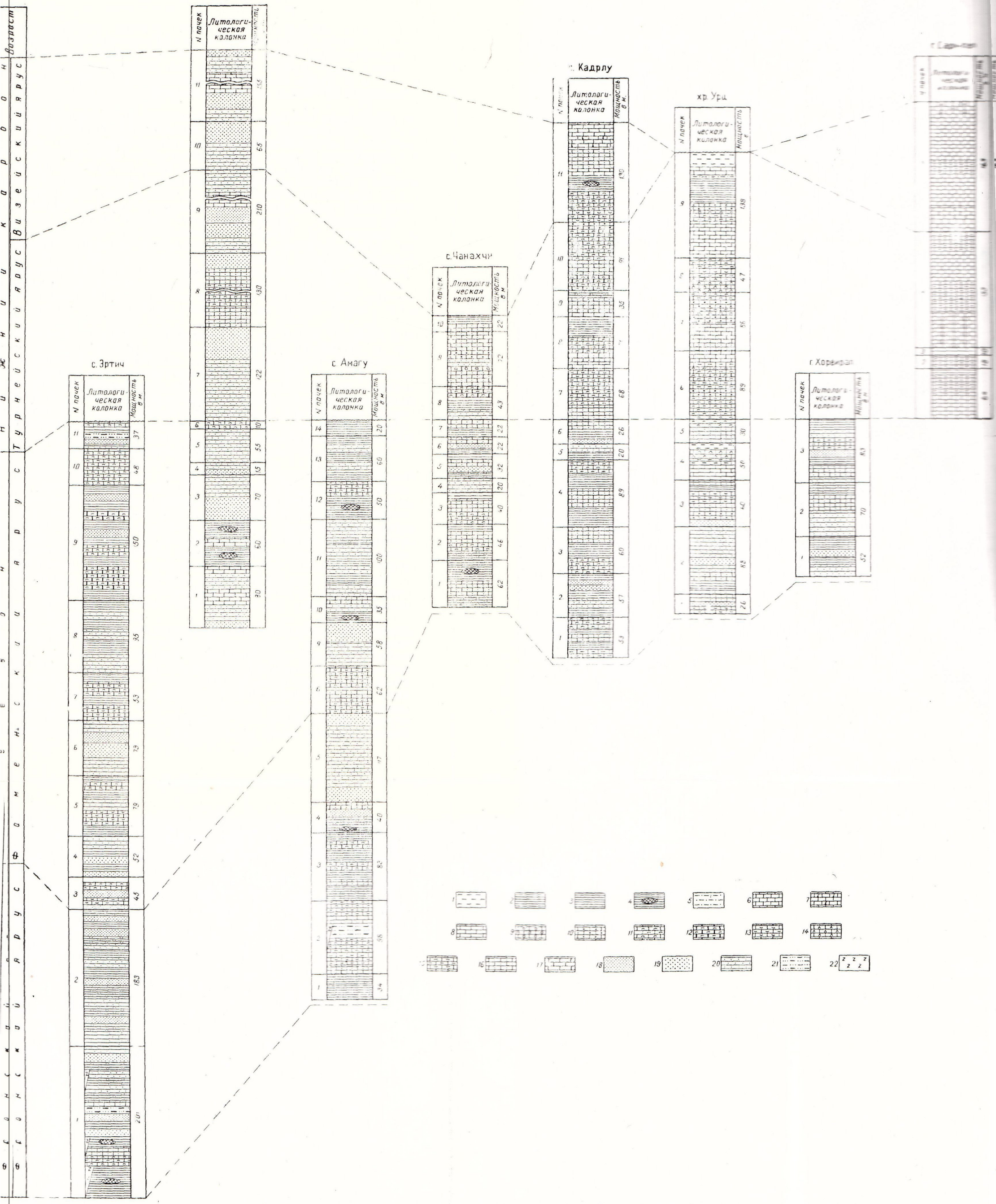


Рис. 33. Опорные разрезы карбонатно-терригенной формации (верхний девон— нижний карбон).

димо подчеркнуть морской генезис пород, слагающих карбонатную формацию, что свидетельствует о смене локального осадочного породообразования в раннем девоне региональным с наступлением среднедевонской эпохи. Следовательно, если с ранним девоном можно связывать проявление первых волн трансгрессий герцинских морей, то в среднем девоне наступает пора стабильного морского осадочного породообразования.

Со среднедевонскими отложениями тесно связаны верхнедевонские, но гораздо большая насыщенность их разреза терригенными породами и, что особенно важно, региональная фосфоритоносность верхнедевонских слоев заставляет рассматривать их в качестве самостоятельной толщи. Она сложена кварцитами, песчаниками, глинами и глинистыми сланцами, содержащими многочисленные прослои известняков. Породы различного петрографического состава образуют многослоистую толщу, в которой господствуют терригенные образования. Следует подчеркнуть, что богатая видами фауна (брахиоподы и др.) свидетельствует о морском генезисе верхнедевонских отложений и указывает на наступившие изменения в режиме развития седиментационного бассейна. Этот факт отражает и региональная фосфоритоносность верхнедевонских отложений, выраженная в виде пластовых, желваковых и зернистых фосфоритов. Следует подчеркнуть наличие в разрезе верхнего девона таких пород, как кварциты, и в то же время практическую неметаморфизованность фосфоритов и многих других типов пород.

Появление в разрезе верхнедевонских отложений кварцитов скорее всего надо связывать с метасоматическими процессами, но не с метаморфизмом. Насыщенность разреза терригенными образованиями показательна и для нижнекаменноугольных отложений, согласно перекрывающих верхнедевонские. Как и верхнедевонские, они сложены песчаниками, глинами, глинистыми сланцами с отдельными прослоями кварцитов, различными типами известняков. В верхней части разреза нижнекаменноугольных отложений соотношение карбонатных и терригенных пород изменяется. Здесь уже карбонатные породы преобладают, причем среди них значительное место приобретают коралловые известняки.

Несмотря на ощутимые различия между нижней и верхней частями нижнекаменноугольных отложений, обе они образуют единую толщу, тесно связанную с подстилающими верхнедевонскими отложениями. Все это дает основание объединить верхнедевонские и нижнекаменноугольные отложения в единую морскую карбонатно-терригенную формацию, но в составе последней различать карбонатно-терригенную фосфоритоносную и терригенно-карбонатную безрудную субформации.

Поскольку средне- и верхнекаменноугольные отложения на территории Армении отсутствуют, следует предполагать, что в конце визейского века произошло отступление моря. Возникший в результате этого этап континентального перерыва сопровождался образованием маломощных кор выветривания.

Нетрудно заметить, что последовательность осадочных образований, соответствующая возрастному интервалу от нижнего девона до нижнего карбона, образует чрезвычайно характерный ряд формаций. Первым членом этого ряда является терригенная формация нижнего девона, знаменующая зарождение на территории Армении герцинских седиментационных бассейнов. Эта нижняя терригенная формация представляет базальное основание залегающей над ней карбонатной формации среднего девона, которая соответствует стабильной стадии развития бассейна. Надо полагать, что как раз в это время произошло макси-

мальное выравнивание тектонического режима и условий седиментации. Следующая третья стадия развития бассейна не менее четко запечатлена суммарным разрезом верхнедевонских и нижнекаменноугольных отложений. Она характеризуется гораздо меньшей выравненностью условий осадконакопления и, без сомнения, сменой медленных и устойчивых прогибаний, которые были столь показательны для предыдущего этапа, режимом пульсирующих движений. Третья стадия развития отличается резким увеличением объема кластического материала, поступавшего в бассейн с суши. Можно думать, что как раз в раннем карбоне наметились предвестники процессов, обусловивших отступление моря и установление этапа континентального перерыва, продолжавшегося до конца позднего карбона.

Таким образом, ряд формаций, образующих сводный разрез отложений от нижнего девона до нижнего карбона представляет законченный (полный) ритм или формационный комплекс, отражающий стадии зарождения, становления и отмирания седиментационных бассейнов на территории Армении.

Региональный характер посленижнекаменноугольного перерыва в осадконакоплении и его достаточно значительная протяженность выражены в трансгрессивном, но без сколько-нибудь заметного углового несогласия, залегании пермских отложений на нижнекаменноугольных. Регрессия моря отмечается не только для Закавказья, но и для Ирана, частично Тавра и является отголоском судетской фазы диастрофизма, затронувшей краевую часть Иранской субплатформы.

Как отмечено выше, на поверхности нижнекаменноугольных отложений залегают органогенные (кораллово-фузулиновые) известняки пермского возраста. В объеме этой толщи органогенных известняков выделяются отложения ранне- и позднепермского возраста; их суммарная мощность колеблется от 350 до 900 *м*. Пермские образования широко распространены в юго-западной части Армянской ССР. В одних случаях они перекрывают нижнекаменноугольные отложения согласно, в других—залегают на них с размывом. Участками они с размывом надстилают верхнедевонские образования. Известны пункты, где между пермскими и подстилающими слоями прослеживается даже угловое несогласие. Пермские образования согласно перекрываются серыми зернистыми органогенными, органогенно-детритовыми известняками нижне-среднетриасового возраста, мощность которых изменяется от 300 до 400 *м*.

Выше располагается 500-метровая толща песчаников, глин и аргиллитов, содержащая прослои каменного угля и углистых сланцев. Эта угленосная толща имеет ограниченную площадь распространения и выражена в основном паралическими образованиями. Как видим, сводный пермо-триасовый разрез складывается из двух толщ.

Зарождение позднегерцинского седиментационного бассейна очень быстро сменяется стабилизацией условий осадконакопления бассейна, которые имели место от ранней перми ко конца среднего триаса. На протяжении этого длительного отрезка времени повсеместно накапливались карбонатные породы, среди которых очень широко представлены различные типы органогенных известняков. Они образуют верхнюю карбонатную формацию позднегерцинского подэтапа. Вторая стадия характеризуется качественным изменением типа бассейна и резким сокращением его площади. Она наступает в позднетриасовое время, когда стали накапливаться паралические угленосные отложения, образующие угленосную формацию.

Итак, от ранней перми до конца триаса сформировался второй

ряд формаций, образующий законченный (полный) ритм или формационный комплекс (табл. 18).

КАРБОНАТНО-ТЕРРИГЕННАЯ ФОРМАЦИЯ (ВЕРХНИЙ ДЕВОН—НИЖНИЙ КАРБОН)

Сложена осадочными породами, сформировавшимися в едином бассейне, отражает три стадии его развития. Наибольшие различия в вещественном составе пород, по-видимому, будут выявлены при сопоставлении материалов по нижней базальной и перекрывающим ее карбонатной и карбонатно-терригенной формациями. К сожалению, это предположение пока что невозможно подкрепить конкретными данными, поскольку фактического материала по нижней базальной формации ничтожно мало.

Что же касается карбонатной и карбонатно-терригенной формаций, то они изучены достаточно детально и имеющийся фактический материал позволяет привести характеристику вещественного состава всех разновидностей пород, слагающих эти две формации. Поскольку однотипные породы этих двух формаций по многим показателям похожи друг на друга, ниже приводится их сводное описание (сначала терригенных, а затем карбонатных пород).

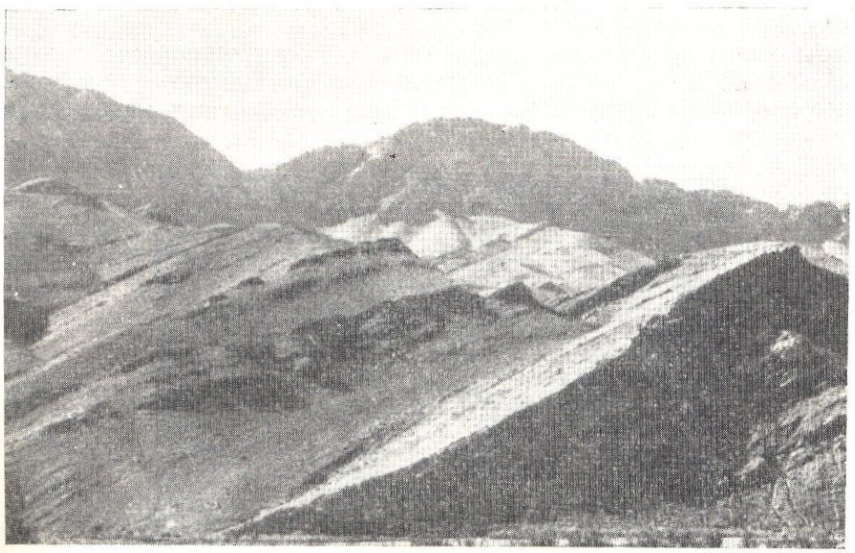


Рис. 34. Перемежающаяся пачка кварцитов, известняков и сланцев. Верхний девон, бассейн р. Арпа.

Терригенные породы

Песчаники и алевролиты. Песчаные породы, особенно широко развиты в карбонатно-терригенной формации (верхний девон).

Среди них выделяются: мономиктовые кварцевые, полевошпатово-кварцевые, кремнекластито-кварцевые. Последние два типа имеют подчиненное развитие.

Мономиктовые кварцевые песчаники плотные серые, темно-серые, желтовато-серые, буроватые, массивные, толстослоистые

и, реже, тонкослоистые породы. В некоторых разновидностях наряду с горизонтальной слоистостью развита грубая и мелкая косая слоистость.

Нередко по простиранию они замещаются кварцито-песчаниками, кварцитами. Мощность отдельных слоев колеблется от 0,5 до 2 *м*, достигая нередко несколько десятков метров.

Выделяются две главные структурные разности: средне- и мелкозернистые*. Грубозернистые разности играют подчиненную роль. Большее развитие имеют среднезернистые разности. Размеры обломочного материала в наиболее распространенных среднезернистых песчаниках колеблются от 0,2 до 0,4 *мм*, но среди них выделяются более крупные обломки, причем некоторые из них в поперечнике имеют размер до 0,8 *мм*.

Средний гранулометрический состав по всем произведенным подсчетам оказался следующим: фракции 0,01—0,1—12%, 0,1—0,25—21%, 0,25—0,5—52%, >0,5—15%, а для мелкозернистых: 0,01—0,1—28%, 0,1—0,25—45%; 0,25—0,5—19%, >0,5—8%. Если по структуре терригенного материала песчаники довольно однообразны, то по составу цемента они распадаются на 6 типов: с карбонатным, кремнистым, глинисто-слюдистым, глинисто-железистым, доломитово-кальцитовым и фосфатовым цементом, причем песчаники с фосфатной матрицей показательны только для нижней части разреза карбонатно-терригенной формации. Все эти разновидности связаны взаимопереходами, но среди них преобладают песчаники с известковистым, кремнистым и глинисто-слюдистым цементом.

Песчаники с известковистым цементом имеют широкое развитие и встречаются по всему разрезу обеих формаций. Цемент в них образован микрозернистым или мелкозернистым, иногда перекристаллизован-

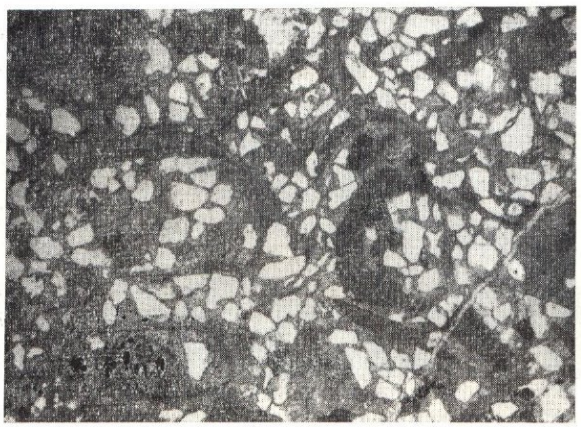


Рис. 35. Кварцевый песчаник, мелкозернистый со смешанным цементом. Цемент мелкозернистый, карбонатный, в котором принимает участие большое количество разнообразного органогенного детрита. Ув. 45х. Николь 1. Верхний девон, хр. Урд.

* Гранулометрический состав песчаников изучен при помощи интеграционного столика Андина.

ным крупнокристаллическим кальцитом (пойкилитовая структура). Чаще цемент базальный, контактовый, но иногда выполняющий пустоты между обломками. Породы неодинаково насыщены органическими остатками. Здесь встречаются остатки фораминифер, водорослей, брахиопод, мшанок, кораллов, криноидей и др.

Мономиктовые кварцевые песчаники, как показывает название, состоят преимущественно из угловато-окатанных и окатанных зерен кварца. Одни зерна содержат многочисленные непрозрачные включения и поэтому совсем непрозрачны или полупрозрачны. В других различаются игольчатые и изометрические включения рутила, циркона, турмалина и некоторых других трудноопределимых минералов, но больше всего распространены бесцветные зерна, не содержащие включения. Встречаются также регенерированные и трещиноватые зерна. Регенерация кварцевых обломков происходит в первую очередь за счет кремнезема цемента и в незначительной степени, возможно, за счет привноса кремнезема в породу циркулирующими растворами. Одновременно с регенерацией в участках породы с незначительным количеством цемента происходила спайка нескольких зерен с одинаковой оптической ориентировкой, реже с разной.

Полевые шпаты, которые составляют незначительную примесь (до 5%), представлены примерно одинаковым количеством калиевых и натриево-калиевых разностей. Многие зерна полевых шпатов нацело переродились в агрегат глинистых частиц и серицит. Однако наряду с выветрелыми зернами встречаются свежие зерна кислых полисинтетически сдвойникованных плагиоклазов и зерна калиевых полевых шпатов (микроклин).

Небольшая часть обломочного материала (8%) приходится на **долю обломков серицито-кремнистых, слюдистых сланцев, кварцитов,** известняков и, реже, кислых интрузивных пород. Среди акцессорных терригенных минералов встречаются как устойчивые, так и неустойчивые к выветриванию разности: циркон, турмалин, рутил, мусковит и др., форма их зерен преимущественно окатанная. Аутигенные минералы представлены: кальцитом, гидроокислами железа, кварцем, рутилом, анатазом, реже доломитом.

Таблица 20

Химический состав кварцевых песчаников

№ п/п	Содержание элементов											Сумма
	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	CaO	MgO	MnO	$K_2O + Na_2O$	P_2O_5	SO_3	п.п.п.	
1	89,20	2,16	0,43	4,39	1,06	0,34	0,03	0,74	0,36	0,31	1,11	99,02
2	87,50	4,81	0,41	—	2,55	0,27	0,02	0,42	0,11	0,13	2,42	98,64
3	84,30	4,83	1,36	1,50	4,60	1,10	—	—	—	—	3,60	101,29
4	72,96	0,90	0,20	—	15,25	0,35	—	—	—	—	11,20	100,51
5	91,10	1,66	0,44	—	2,55	сл.	—	—	—	—	2,75	98,50

1. Обр. 7/4. Нижний карбон. Чанахчинская антиклиналь. 2. Обр. 133/12. Нижний карбон. Урцская антиклиналь. 3. Обр. К/В. Верхний девон. Кардлинская антиклиналь. 4. Обр. 210/11. Верхний девон. Амагу-Гнишикская антиклиналь. 5. Обр. 530/18. Верхний девон. Эрдичская антиклиналь.

Химический состав кварцевых песчаников приведен в табл. 20.

Минеральный состав терригенных пород верхнедевонских—

№ п/п	№ образца	Карбонатность	Выход тяжелой фракции	Легкая фракция: Терригенные минералы: Кварц	Халцедон	Полевые шпаты	Мусковит	Обломки пород	Выветрелые и гл. м.	Аутигенные минералы: Пирит	Барит	Карбонат	Гидроокислы Fe
				Песчаники кварцевые									
1	5252	—	0,20	83,0	—	+	2,0	+	15,0				43,5
2	5257	16,32	0,25	71,0			4,0	+	25,0	+			50,0
3	5265	27,20	0,20	100,0	+	+	+	+	+	+			82,0
4	5270	43,20	0,50	65,0	+	+		0,5	34,5			+	67,0
5	5271	20,32	0,40	90,0	+			+	10,0				35,5
6	44889	37,95	0,15	60,5	+	2,0	1,5	1,5	34,5		12,5		81,0
				Песчаники полевошпатово									
7	5280	13,92	0,60	75,5		11,5		3,0	10,0				73,0
8	4884	47,06	0,35	45,5		9,0	6,0	2,0	37,6				70,5
9	4877	27,95	0,15	57,0	+	13,0	+	1,5	28,5				83,0
				Песчаники кремнекластито									
10	5180	33,60	0,10	43,5		7,0	+	9,5	40,0				28,5
				Кварциты									
11	5253	—	0,15	100,0		+		+	+				24,5
12	5258	—	0,50	100,0		+		+	+				64,0
13	5259	0,16	0,25	100,0				+		1,0			40,0
14	5275	2,56	0,05	100,0		+	+	+	+				25,0
15	5278	—	0,05	100,0		+		+	1,0				65,5
16	5268	0,32	0,30	85,0		+	7,0	0,5	7,5				73,0
17	5285	—	0,10	100,0				+	+				35,0
18	4878	2,28	0,05	100,0		+	+	+	+				52,5
19	4891	2,50	0,20	88,0		+		+	12,0				98,0
20	4883	0,77	0,15	99,5			0,5	+	+				80,0
				Глинистые сланцы									
21	5251	—	0,40			+	+		100,0				96,5
22	5255	1,28	0,65	+	+		+		100,0				99,5
23	5277	0,80	0,70	+			1,5		98,5				98,5
24	5263	—	0,30	+			+		100,0			+	97,5
25	5266	—	0,15	15,0			2,0		83,0			+	98,5
26	5291	0,96	0,10				+		100,0				100,0
27	5288	—	0,35	+			+		100,0	12,5			85,0
28	5287	0,48	0,20	+			+		100,0	+			100,0
29	4892	1,54	0,05	1,0		+	7,5	+	91,5	5			94,0
30	4885	2,28	0,25	5,0	+	+	1,5	0,5	93,0				100,0

Таблица 21

нижнекаменноугольных отложений района с. Эрдич.

Тяжелая фракция														
Терригенные минералы														
Магнетит + ильменит	Гематит	Циркон	Турмалин	Рутил	Анатаз + брукит	Корунд	Гранат	Сфен	Авгит	Гиперстен	Обыкн. роговая обманка	Базальтическая роговая обманка	Мусковит	Биотит
		35,0	12,0	5,0	+	+			+				4,5	
		25,0	10,5	4,5	+	+		+					10,0	+
	+	10,0	5,5	2,0	+	+			+	0,5	+	+	+	
		25,0	5,5	1,5	0,5				+					
	+	50,0	10,0	4,5	+	+		+	+					+
	+	3,5	2,0	1,0						+			+	
- кварцевые														
+		18,0	6,5	2,5	+	+	+		+	+				
+	6,5	12,5	5,0	3,0						+			2,5	+
+	4,0	6,5	4,0	2,0	+		+			+			0,5	+
- кварцевые														
+	+	45,0	19,0	6,5			+						1,0	+
1,5	4,0	39,0	21,0	3,5	+	+							6,0	
9,5	6,5	15,0	3,5	1,0	+				0,5				+	
+	3,0	45,0	10,0	2,0	+				+					
+	+	60,0	9,0	6,0	+								+	
3,0		30,0	1,0	0,5	+									
+		8,0	2,5	1,0		+			+	0,5			15,0	
	+	39,0	16,5	9,5					+					
+	+	25,0	13,0	7,5									2,0	+
+	+	1,5	0,5	+									+	
2,5	6,0	6,0	4,5	1,0									+	
		1,5	1,0	0,5	+	0,5			+				+	
+		+	+		+	+			+				0,5	
		+			+								1,5	
	+	0,5	+	+	+	+							2,0	
		0,5	0,5	+	+								0,5	
		+	+	+			+							
		+	+		+								2,5	
		+	+				+							
		1,0	+	+	+				+				+	
		+	+	+									+	

Как показывают данные химических анализов, карбонатная составляющая в песчаниках представлена преимущественно кальцитом.

Полевошпатово-кварцевые песчаники в основном приурочены к отложениям среднего девона, где они переслаиваются с кварцевыми песчаниками и известняками, обогащенными терригенным материалом. Это крепкая, массивная, реже среднеслоистая, серая, темно-серая порода. Состоит она из зерен мелкопесчаной размерности, к которой примешано значительное количество зерен алевритовой размерности. Сортировка материала низкая. Размеры обломков колеблются от 0,01 до 0,3 *мм*. Преобладающий размер обломков 0,1—0,25 *мм*. Количество алевритовой примеси достигает 20%. По степени окатанности обломков не отличаются от кварцевых песчаников.

Структура пород псаммитовая и алевро-псаммитовая. Цемент микрозернистый известковый, реже глинисто-слюдистый. Участками цемент инфильтрован гидроокислами железа. Тип цементации базальный, контактовый или смешанный. Текстура либо беспорядочная, либо тонко- и косослоистая.

Эти песчаники характеризуются относительно высоким содержанием полевых шпатов и обломков пород, хотя кварца в них все же больше. Кварц представлен полуокатанными или окатанными зернами, часто корродированными, запыленными магнетитовой пылью. Плагиоклаз образует полуокатанные, неправильные, короткопризматические зерна размером 0,15—0,3 *мм* с простыми и полисинтетическими двойниками. Судя по показателям преломления и замерам углов погасания в симметричной зоне, плагиоклаз представлен альбитом. Среди общей массы свежих зерен попадаются почти нацело пелитизированные и серицитизированные обломки. Содержание плагиоклаза не превышает 10%, микроклина и ортоклаза 5%. Зерна микроклина и ортоклаза в основном свежие, реже пелитизированы. Обломки пород составляют 12% и представлены известняками, аргиллитами, слюдистыми и кремнистыми сланцами, кварцитами, реже кислыми интрузивными породами.

Кремнекластито-кварцевые песчаники развиты в разрезе верхнедевонских отложений, где они встречаются в виде разрозненных и редких прослоев среди обломочных и органогенно-обломочных пород. Макроскопически это плотные, среднеслоистые породы буровато-серого цвета. Мощность пород незначительная (30 *см*). Сортировка материала значительно хуже, чем у вышеописанных песчаников; состав зерен такой же, как и в кварцевых песчаниках, лишь со значительным содержанием обломков пород. Обломки пород составляют примерно 20% и представлены в основном угловато-округлыми и округлыми обломками кремнистых пород (фтаниты, кремнистые сланцы, кварциты и кварцевые песчаники), в меньшем количестве обломками карбонатных пород, слюдистых, актинолитовых сланцев и кислых интрузивных пород.

Цемент базальный, образованный мелко- и среднезернистым кальцитом. Органические остатки обычно отсутствуют, но изредка наблюдается рассеянный тонкоперетертый органогенный детрит.

Алевролиты занимают в разрезе резко подчиненное положение. Они развиты в основном в отложениях верхнего девона и в низах нижнего карбона. Это более темные серые и буровато-серые мономинеральные слоистые породы. Содержание алевритовой фракции в них доходит до 75%, а примесь частиц песчаной размерности (от 0,1 до 0,3 *мм*) не превышает 20%. Алевритовые обломки в целом окатаны слабее песчаных и обладают более угловатой формой. По составу слагающих обломков алевролиты в целом можно разделить на два типа: кварцевые и полевошпатово-кварцевые.

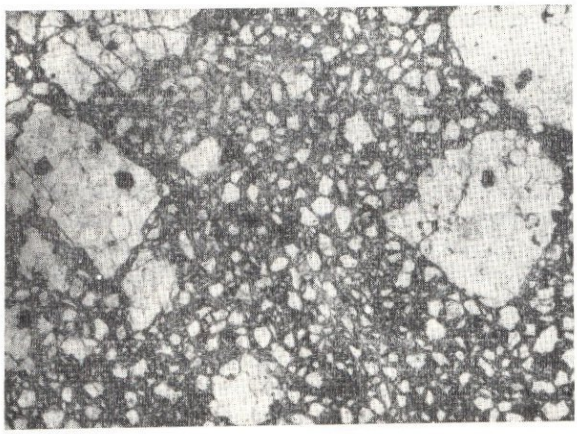


Рис. 36. Кремнекластито-кварцевый песчаник. Неравномернозернистая, псаммитовая структура с базальным цементом. Ув. 25х. Николь I. Верхний девон, с. Эрдич.

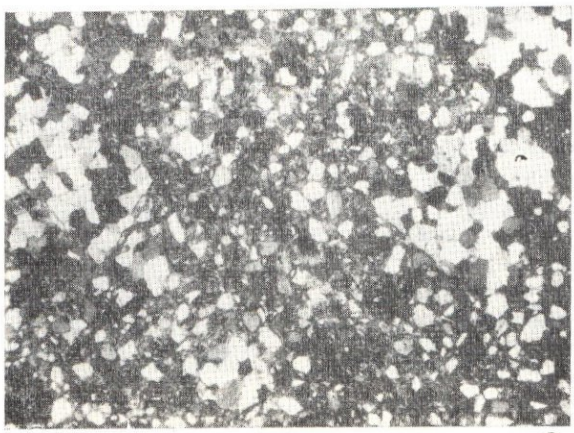


Рис. 37. Кремнекластито-кварцевый песчаник. Неравномернозернистая, псаммитовая структура с базальным цементом. Ув. 25х. Николи+. Верхний девон. с. Эрдич.

Кварцевые алевролиты—сложены сравнительно однородными по величине, полуокатанными, угловатыми, реже окатанными обломками кварца, количество же кварцевых зерен песчаной размерности полуокатанной и окатанной формы обычно не превышает 5%.

По составу цемента выделяются: алевролиты с карбонатным и с глинисто-кремнистым цементом, причем порода с первым типом цемента резко преобладает. По структуре цемент базальный, скудный, участками контактово-поровый.

Интересно отметить наличие в породах мелких окатанных кристаллов циркона, турмалина, рутила и магнетита, почти нацело превращенного в лимонит.

Полевошпатово-кварцевые алевролиты. По составу обломков алевритовых размерностей преобладают кварцевые, среди песчаных—полевые шпаты (плагиоклаз, микроклин). Встречаются чешуйки мусковита, окатанные обломки циркона и зеленоватого турмалина. По степени окатанности слагающих обломков этот тип почти не отличается от кварцевых алевролитов. Здесь также преобладают полуокатанные и в меньшей мере угловатые алевритовые обломки. Песчаные обломки обладают более совершенной степенью окатанности. Цементом полевошпатово-кварцевых алевролитов является известковистый материал, участками кремнистый. По структуре цемент базальный, реже базально-поровый.

Намечаются определенные закономерности в распределении алевролитов по разрезу палеозоя. В низах разреза верхнедевонских образований развиты исключительно кварцевые, полевошпатово-кварцевые алевролиты с карбонатным цементом, в подчиненном количестве присутствуют пропластки алевролитов с глинисто-кремнистым цементом. В верхней части разреза отложений верхнего девона алевролиты представлены кварцевыми разностями, преимущественно с глинисто-кремнистым цементом. В нижней части разреза отложений нижнего карбона вновь увеличивается количество кварцевых алевролитов с карбонатным цементом.

Кварциты наибольшим развитием пользуются в верхнем девоне, в отложениях же среднего девона и нижнего карбона они встречаются лишь в виде отдельных пропластков. Кварциты встречаются в виде маломощных слоев внутри пачек терригенных пород, но также образуют самостоятельные однородные пачки (бассейн р. Аргичи).

По структурно-текстурным особенностям, а также по наличию примесей можно различать следующие разновидности кварцитов: 1. Белые сахаровидные кварциты—плотные белые или серовато-белые, слабо трещиноватые породы. 2. Белые пятнистые кварциты. Эти породы аналогичны вышеописанным. Пятнистость в них обусловлена вкрапленностью гематита и магнетита. 3. Серые и темно-серые кварциты. Плотные, часто плитчатые породы с ленточной текстурой, содержащие равномерно рассеянную в породе примесь органического вещества. 4. Слюдистые, ленточные кварциты— желтые, буро-коричневые и почти черные породы с ленточной текстурой, образующейся за счет зонального линейного расположения примеси слюд и гематита. 5. Железистые кварциты—розоватая, иногда буро-коричневая плотная порода с мельчайшими рассеянными зернами гидроокислов железа. Часто цементом являются тонкие пленки гидроокислов железа, которые обволакивают зерна кварца и образуют контактовый цемент. В бассейне р. Аргичи в кварцитах встречены раковины брахиопод.

Кварциты образуют равномернослоистые пласты, хорошо выдержанные по простиранию на значительные расстояния. Реже они образуют линзовидные залежи внутри пачек глинистых сланцев, песчаников и известняков. Мощность отдельных пластов кварцитов колеблется от 0,2 до 7 *м*, но иногда она возрастает до 100—150 *м* (бассейн р. Аргичи). Встречаются пласты кварцитов с косой слоистостью (бассейн реки Аргичи, район с. Эрдич). Косая слоистость представлена чередованием красновато-бурых параллельных прослойков, мощностью от долей миллиметра до 0,5 *см*.

Структура кварцитов гетеробластическая или гомеобластическая, от мелко- до крупнозернистой. Текстура ленточная, массивная и пят-

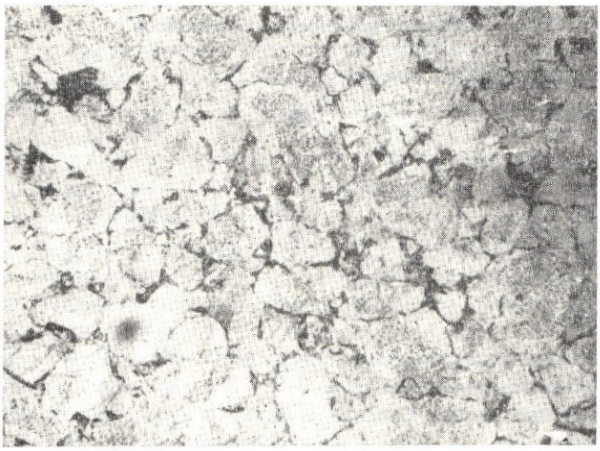


Рис. 38. Кварцит. Ув. 45х. Николь 1. Верхний девон, бассейн р. Аргичи.

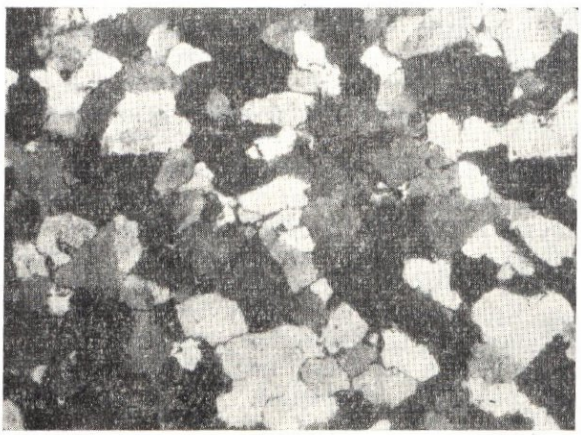


Рис. 39. Кварцит. Ув. 45х. Николи+. Верхний девон, бассейн р. Аргичи.

нистая. Кварц—породообразующий минерал кварцитов представлен угловато-округлыми и, реже, более крупными округлыми зернами. Многим прослоям кварцитов свойственно наличие зерен кварца с заметно корродированными контурами. Почти постоянно, хотя и в незначительном количестве, присутствуют гидроокислы железа, полевые шпаты, вторичный кварц, мусковит и обломки пород. Из акцессорных минералов в кварцитах отмечены примерно все те же виды, что и в других типах пород: циркон, турмалин, рутил, анатаз, брукит и др. К аутигенным образованиям относятся выделения гидроокислов железа, которые образуют вокруг трещин и пор пятна и разводы. В центре подобных выделений установлен гематит, который к периферии переходит в гидроокислы железа. Химический состав кварцитов приведен в табл. 22.

Таблица 22

Химический состав кварцитов

№ п/п	Содержание элементов в %											Сумма
	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	CaO	MgO	TiO_2	MgO	$K_2O + Na_2O$	P_2O_5	п. п. п.	
1	95,44	0,37	0,14	2,11	0,42	—	0,67	—	0,42	0,11	0,42	100,15
2	89,20	2,16	0,43	4,39	1,06	0,34	0,40	0,03	0,74	0,36	1,11	100,22
3	94,10	4,31	0,41	—	0,42	0,27	—	0,03	—	—	0,50	100,04
4	96,52	2,42	0,18	—	сл.	—	0,20	—	—	—	0,44	99,76
5	93,14	4,34	0,90	—	1,08	—	—	—	—	—	0,63	100,09
6	97,08	следы	1,60	—	0,68	—	—	—	—	—	0,50	99,86

1. Обр. 6949. Верхний девон. Кадрлинская антиклиналь. 2. Обр. 6958. Нижний карбон. Кадрлинская антиклиналь. 3. Обр. 5192. Верхний девон. Урцская антиклиналь. 4. Обр. 5230. Верхний девон. Урцская антиклиналь. 5. Обр. 13/48. Верхний девон. Эрдинская антиклиналь. 6. Обр. 15/48. Верхний девон. Эрдинская антиклиналь.

Аргиллиты и глинистые сланцы. Аргиллиты и глинистые сланцы по площади распространены крайне неравномерно. В южной части поля развития палеозойских отложений они имеют значительную мощность (достигает 50 *м* и более), тогда как в северной они прослеживаются в виде маломощных прослоев среди обломочных и карбонатных пород.

Породы эти плотные, тонко- и толстослоистые; цвет их обычно серый, темно-серый, почти черный (обусловлен наличием тонкодисперсной гумусовой органики), реже—желтовато-бурый, голубовато-серый и малиновый (вызван значительной обогащенностью гидроокислами железа).

Слоистость нормальная, горизонтальная, но иногда наблюдаются неправильно-линзовидные прослои. На плоскостях напластования отмечаются налеты и корочки гидроокислов железа и чешуйки мусковита. В трещинках глинистых пород местами встречаются выделения вторичного гипса, который в отдельных случаях образует самостоятельные пропластки. Кристаллы гипса отличаются крупными размерами, исключительной чистотой, волокнистым строением.

В глинистых породах верхнего, отчасти среднего девона и нижнего карбона широко развиты конкреции; они распространяются вдоль плоскостей напластования глин, а длинные их оси располагаются параллельно этим плоскостям. Отмечены эллипсоидальные, сферические, неправильные, реже—дисковидные формы конкреций. Размеры их колеблются в пределах 5—8 *см*. По составу подразделяются на железисто-кремнисто-глинистые и глинисто-кремнисто-карбонатные. Первые обычно имеют эллипсоидальную и неправильную форму и тонкое концентрическое строение; среди них встречаются массивные (сплошные) и полые; центральная часть ядра сложена глинистым веществом, пронизанным жилками гидроокислов железа; характерно также присутствие тонкодисперсного кварца и мусковита.

Глинисто-кремнисто-карбонатные конкреции в глинах верхнего девона имеют более широкое распространение, чем во всех остальных частях разреза описываемых формаций.

Форма в основном эллипсоидальная, реже—сферическая и дисковидная; массивные, иногда пронизаны сетью беспорядочно расположенных трещинок, выполненных тонкокристаллическим кальцитом. Ядра сложены глинистым веществом, кальцитом, мелкими зернами кварца и мусковита.

Изучение минерального состава конкреций в иммерсионных жидкостях показало, что они состоят из тех же минералов (глинистых и неглинистых), что и вмещающие глинистые породы.

Гранулометрический состав глин: верхнего девона (франский ярус) <0,001 *мм*—23%; 0,001—0,01—45%, 0,01—0,1—23%, >0,1—3,0% (фаменский ярус), <0,001—30%; 0,001—0,01—32%; 0,01—0,1—27%; >0,1—1,0%, нижнего карбона (турнейский ярус) <0,001 *мм*—25%; 0,001—0,01—34%, 0,01—0,1—26%; >0,1—15%; карбонатность соответственно в среднем составляет: 3,36, 0,42 и 0,20%.

Структура алевропелитовая, реже—псаммопелитовая и мегапелитовая; текстура—беспорядочная, слабо ориентированная, прерывистая, микропятнистая. Перечисленные разновидности текстур обусловлены неодинаковым распределением в глинистой основе тонкодисперсного кварца, слюд, органического вещества и гидроокислов железа (чередование слоев разного состава и т. д.). Содержание алевритовых и песчаных частиц в сумме составляет в среднем 35% от общего объема породы, но, как правило, оно меньше и колеблется в пределах 20—25%. Замечено, что от древних к более молодым породам количество алевритовых частиц возрастает. Они представлены угловатыми и полуокатанными зернами кварца, мусковита, реже полевых шпатов, циркона, турмалина, рутила, авгита, гиперстена, обыкновенной роговой обманки, базальтической роговой обманки, рудных минералов, обломков осадочных, метаморфических, реже—интрузивных пород. Из аутигенных неглинистых минералов установлены: анатаз, барит, гидроокислы железа, измененные титансодержащие минералы. Как правило, частицы алевритовой и песчаной размерностей распределены в глинистой основе равномерно, но иногда они образуют мелкие линзовидные скопления и горизонтальные микропрослои, обусловливающие тонкую слоистость глинистых сланцев. Подобные прослои нередко насыщены органическим веществом и содержат многочисленные, очень мелкие агрегаты пирита. Органическое вещество обычно тесно связано с глинистым материалом; находится в нем главным образом в рассеянном состоянии, реже—в форме сгустков и линзовидных скоплений, локализованных на плоскостях наслоения.

В глинистой основе нередко присутствуют зерна карбоната—неправильной или ромбоэдрической формы; для глин этренских слоев характерно наличие углистого вещества. Весьма показательным также является присутствие гидроокислов железа, мелких чешуек мусковита (по-видимому, аутигенного происхождения), тонкодисперсного кварца. Часто один из указанных компонентов резко преобладает над другим.

По данным изучения иммерсионного метода, из неглинистых минералов в глинах постоянно присутствуют: кварц (0—25%, в среднем 5%), мусковит (0—8%, в среднем 3,5%), циркон (0—20%, в среднем 3%), турмалин (0—11%, в среднем 2%), рутил (0—1%, в среднем 0,75%), гидроокислы железа (55—100%, в среднем 80%), выветрелые минералы (75—100%, в среднем 90%). Другие минералы встречаются спорадически и в значительно меньших количествах. Основными же породообразующими минералами этих пород, судя по данным комплексного изучения глин, являются в одних случаях гидрослюда, в других—каолинит. Нередко эти минералы находятся в породе совместно, причем в разных количественных соотношениях.

Гидрослюда устанавливается по наличию на рентгенограммах многочисленной серии базальных рефлексов с $d(001) \sim 10.1$Å, $d(002) \sim 5{,}0$Å и т. д. Интенсивные отражения с d (001) ~ 7.15 Å, $d(002) \sim 3.57$ и др. свидетельствуют о значительном содержании каолинита.

Во всех случаях указанные рефлексы не изменяются после обработки образцов (насыщения и прокаливания при 550°С).

Данные термического анализа и электронной микроскопии подтверждают наличие гидрослюды и каолинита в качестве основных компонентов; на некоторых термограммах фиксируются типичные для каолинита интенсивный эндоэффект при 600°С и экзоэффект с максимумом около 1000°С; другие термограммы отличаются низкотемпературными, эндотермическими пиками, но экзоэффект в области высоких температур не прослеживается. Все это типично для гидрослюдистых глин. Ряд термограмм свидетельствует о смешанном, каолинит-гидрослюдистом или гидрослюдисто-каолинитовом составе аргиллитов и глинистых сланцев.

На электронно-микроскопических снимках фиксируются фрагменты гексагональных чешуек каолинита и удлиненно-призматических или изометрических чешуек гидрослюды.

Химический состав некоторых образцов описываемых глин приводится в табл. 23.

Таблица 23

Химический состав глинистых пород

Окислы в %	1	2	3	4	5	6
SiO_2	49,46	50,40	51,31	47,98	58,49	52,22
Al_2O_3	25,70	15,40	20,28	23,87	17,85	25,16
Fe_2O_3	4,73	15,27	12,66	3,42	2,99	4,83
FeO	1,36	0,64	0,58	2,53	1,18	0,81
MgO	1,26	1,17	0,41	1,34	2,22	2,22
CaO	1,42	2,12	2,33	1,69	2,12	0,60
MnO	0,09	0,11	0,07	0,12	0,02	0,15
TiO_2	0,72	0,64	—	0,87	0,58	0,91
Na_2O	0,82	—	—	0,82	1,71	0,43
K_2O	2,74	1,68	2,12	2,25	3,55	3,75
H_2O	1,48	1,89	—	1,55	2,60	1,99
п. п. п.	9,60	10,22	10,01	3,54	6,62	6,83
P_2O_5	0,20	0,32	0,10	0,07	0,17	0,09

1. Обр. № 6877. Верхний девон. Аргичинская антиклиналь. 2. Обр. № 7710. Верхний девон. Чанахчинская антиклиналь. 3. Обр. № 7591. Верхний девон. Эрдичская антиклиналь. 4. Обр. № 7719. Верхний девон. Урцская антиклиналь. 5. Обр. № 7593. Нижний карбон. Тежкарская антиклиналь. 6. Обр. № 5223. Нижний карбон. Чанахчинская антиклиналь.

Карбонатные породы

Карбонатными породами сложена значительная часть разреза карбонатно-терригенной формации (верхний девон—нижний карбон). Породы в основном состоят из кальцита, представленного в виде раковин и обломков органических остатков, мелкозернистого цементирующего агрегата, разнозернистого обломочного карбонатного материала, а также в виде новообразований.

Содержание нерастворимого остатка варьирует от 10 до 40%, в среднем составляет 28,5%. Этот остаток состоит из терригенных и различных аутигенных минералов. Величина зерен терригенной примеси колеблется в пределах 0.02—0.45 *мм*. Примесь глинистых минералов незначительна—в среднем составляет 12%.

Иммерсионное изучение тяжелых и легких фракций из нераство-

Таблица 24

Химический состав известняков

№ п/п	Содержание элементов в %											Сумма
	SiO_2	Al_2O_3	$FeO+Fe_2O_3$	CaO	MgO	TiO_2	MnO	K_2O+Na_2O	P_2O_5	SO_3	п. п. п.	
1	1,93	1,09	2,33	49,55	0,76	—	0,05	1,29	0,02	1,16	42,41	99,59
2	2,45	0,76	1,16	50,70	1,17	—	Сл.	0,79	0,02	0,04	42,56	99,55
3	3,64	0,45	0,99	52,73	0,67	—	Сл.	0,95	0,006	0,013	40,97	100,42
4	0,80	0,05	0,03	54,49	0,63	0,04	0,15	0,52	0,02	1,30	41,90	99,85
5	0,90	0,03	0,04	54,14	0,90	0,01	0,10	2,12	0,02	3,02	39,00	100,26
6	2,00	0,60	0,06	53,38	0,72	0,02	—	0,52	0,22	0,96	41,26	99,74
7	2,10	2,68	2,12	52,10	—	—	—	0,94	0,05	2,26	37,60	99,85

1. Обр. № 6946. Верхний девон. Кадрлинская антиклиналь. 2. Обр. № 6956. Нижний карбон. Кадрлинская антиклиналь. 3. Обр. № 6961. Нижний карбон. Кадрлинская антиклиналь. 4. Обр. № 7655. Верхний девон. Эрдичская антиклиналь. 5. Обр. № 7659. Нижний карбон. Эрдичская антиклиналь. 6. Обр. № 7741. Верхний девон. Аргичинская антиклиналь. 7. Обр. № 7808. Нижний карбон. Аргичинская антиклиналь.

римых остатков выявило довольно однообразный их состав. Из терригенных минералов: кварц, мусковит, полевые шпаты (в среднем 2,0%), циркон (в среднем 2,5%), турмалин (1,20%), рутил, анатаз (редкие зерна), брукит (редкие зерна), реже гранат, сфен, пироксен, амфиболы и эпидот, количество которых не превышает десятые доли процента.

Из аутигенных минералов—кальцит, доломит, барит, пирит, кварц, халцедон и гидроокислы железа.

Известняки отличаются многообразием типов, которые могут быть объединены в группы детритовых, органогенных и хемогенных известняков. Приведем краткую характеристику основных разновидностей известняков каждой из этих групп.

Детритовые известняки. Органогенно-детритовые известняки в зависимости от размера преобладающей массы обломков могут быть подразделены на крупнодетритовые, мелкодетритовые и шламовые.

Крупнодетритовые известняки. Макроскопически представляют собой плотные, довольно крепкие породы серого и темно-серого цвета, состоящие более чем на 50% из битого раковинного материала. Размер обломков в одних прослоях несколько крупнее 0,5 *мм.* в других—мельче, причем сортировка материала довольно слабая. Часто в породе с детритом указанного размера встречаются и более крупные обломки раковин. Состав органогенных остатков разнообразный: брахиоподы, криноидеи, мшанки, кораллы, водоросли, спикулы губок и другие. Иногда вместе с детритом присутствует некоторое количество крупных и мелких неповрежденных раковин, принадлежащих к тем же формам, что и детрит.

Основная масса обломков представляет собой неокатанный детрит, но в некоторых горизонтах часть обломков окатана. Цемент представлен тонко-микрозернистым кальцитом, реже среднезернистым. Иногда в микрозернистой массе рассеяно небольшое количество ромбоэдров доломита. Цемент смешанный, контактово-поровый, реже базальный.

Терригенная примесь в детритовых известняках колеблется от 0 до 30%. Представлена она обломками кварца и известняка. Текстура беспорядочная, реже слоистая. Органогенно-детритовые известняки встречаются как в виде небольших, так и мощных пластов.

Таблица 25

Минеральный состав нерастворимого остатка известняков верхнедевонских и нижнекаменноугольных отложений района с. Эрдич

№ обр.	Карбонатность	Выход тяжелой фракции	Легкая фракция						Тяжелая фракция																
			Терригенные минералы						Аутигенные минералы			Терригенные минералы													
			Кварц	Халцедон	Полевые шпаты	Мусковит	Обломки пород	Разлож. и глинист. част.	Пирит	Барит	Карбонат	Гидр. Fe	Магнетит Ильменит	Гематит	Циркон	Турмалин	Рутил	Корунд	Гранат	Апатаз	Авгит	Гиперстен	Обыкн. роговая обманка	Мусковит	Биотит
5250	96,80	1,00	12,0	2,5	+			85,5	++	+	23,0	71,5	5,0	+	++	++	+++			++	+	0,5			
5254	96,20	0,75	17,5			1,5		81,0					+	21,0	1,0			+					+		
5289	94,70	3,25	45,0	+				55,0				20,0	++	80,0	+									2,0	
4882	98,20	0,30	90,0		+	1,0	+	9,0				89,0	+++	+	5,5	3,0	2,5								
4873	93,17	0,25	85,0					15,0					2,0		7,5	6,0	2,5			+				0,5	+
4880	89,54	2,00	35,5		+	1,0	1,5	62,0				78,5		20,0	1,0	0,5	++								
4260	85,70	0,75	50,0	+			+	50,0	+		+	99,0	+		+	+	+	+		0,5	0,5				
5256	78,40	0,90	80,0	+		+		20,0	15,0	+	12,0	59,0			8,5	3,0	1,0	1,0		+	+				
5887	76,22	0,20	35,0				1,0	64,0				80,0	5,0	8,5	4,5	1,0	++				0,5	0,5	+	+++	
5290	71,04	0,65	1,5		+		+	98,5	+			99,0			1,0	+	+								

Мелкодетритовые известняки присутствуют почти во всех стратиграфических интервалах. По внешнему виду рассматриваемые известняки плотные, серые, битуминозные. Микроскопическое изучение показало, что эти разности известняков в основном имеют беспорядочную, реже слоистую текстуру. Эти известняки представлены неокатанными обломками тех же органических остатков, которые встречаются и в крупнодетритовых. Размер обломков от 0,1 до 0,5 *мм*, которые плотно размещены в мелко- и крупнозернистом кальците, участками перекристаллизованном.

Шламовые известняки имеют более ограниченное распространение. Они представляют собой породу, которая более 50% состоит из раковинного детрита, размером до 0,1 *мм*. Макроскопически такие породы очень плотные, серые, темно-серые, битуминозные. На поверхности таких известняков иногда можно видеть длинные, вытянутые валики и тонкие извилистые образования. Степень перетертого раковинного детрита очень высокая, вследствие чего большая часть обломков неопределима и лишь в некоторых, более крупных, можно различить фораминиферы, мшанки, криноидеи и др. Карбонатная неорганогенная часть состоит из микрозернистого, участками перекристаллизованного кальцита. Терригенная примесь отсутствует. Все эти разновидности органогенно-детритовых известняков связаны между собой постепенными переходами.

Органогенные известняки развиты по всему разрезу карбонатно-терригенной формации. Основной составной частью известняков являются цельные или слабо поврежденные раковины морских беспозвоночных, водорослей и отчасти разнообразного детрита. Они прослеживаются в виде тонких и мощных пластов и пачек среди других типов известняков. Контакты между ними то неясные, в случае постепенного перехода, то резкие и неровные, обусловленные деятельностью роющих организмов. По преобладанию той или другой группы организмов они подразделяются на криноидные, мшанково-кораллово-брахиоподовые, фораминиферовые, водорослевые.

Криноидные известняки. Макроскопически серая, темно-серая, толсто- и среднеслоистая порода, почти целиком состоящая из стеблей морских лилий и их обломков, большинство которых ориентировано перпендикулярно слоистости.

В шлифе видно, что порода на 50% и более сложена из стеблей морских лилий, в небольшом количестве присутствуют слабо поврежденные раковины фораминифер, мшанок, кораллов и обломки раковин брахиопод. Цемент скудный, реже обильный, образованный мелкозернистым кальцитом с ясной ромбоэдрической спайностью. Терригенная примесь незначительна, представлена в основном кварцем и единичными зернами устойчивых минералов. Редко отмечены гидроокислы железа и пирит. Порода трещиноватая; трещинки выполнены светлым мелко- и среднезернистым кальцитом.

Водорослевые известняки обычно плотные, массивные, серые и темно-серые, на выветрелой поверхности нередко можно наблюдать концентрические образования. Водоросли слагают основную массу породы. Наряду с ними встречены обломки раковин брахиопод, фораминифер, реже кораллов и остракод.

Под микроскопом видно, что они сложены из многочисленных удлиненных, округлых и неправильных по форме известковистых клубочков, среди которых располагаются раковины брахиопод, фораминифер, одиночных и колониальных кораллов, ядра гастропод и мелкие

сгустки пелитоморфного карбоната. Текстура в основном беспорядочная, редко слоистая, вследствие горизонтального расположения большинства водорослевых трубочек. Карбонатная неорганогенная часть



Рис. 40. Водорослевый известняк. Цемент представлен неравномернозернистым кальцитом. Ув. 45х. Николь 1. Нижний карбон, Азизбековский р-н.

образована мелко- и тонкозернистым кальцитом, причем она обильна и выполняет промежутки между органическими фрагментами. Среди основной массы обычны перекристаллизованные участки. Терригенная примесь представлена угловато-округлыми зернами кварца. Нередки зерна пирита и гидроокислов железа.

Мшанково-кораллово-брахиоподовые известняки. Основной составной частью известняков являются раковины брахиопод, кораллов и мшанок. При этом в одних прослоях цемент играет незначительную роль, заполняя лишь пространства между соприкасающимися раковинами, а в других он довольно обилен и раковины погружены в мелкозернистый карбонат кальция. Кроме того в таких известняках встречаются раковины и других организмов, но их количество очень невелико. Заметим, что в мшанково-кораллово-брахиоподовых известняках, почти повсеместно наблюдается примесь терригенных частиц, содержание которых колеблется от 10 до 30%. Эти частицы представлены угловато-округлыми зернами кварца, размером от 0,1 до 0,35 *мм*. Они неравномерно распределены в породе.

Фораминиферовые известняки подразделяются на тонко-, мелко- и среднезернистые разности. Характеризуются светлой и темно-серой окраской с многочисленными различно ориентированными кальцитовыми прожилками (0,02—0,2 *мм*). Порода состоит из тонко-, мелко- и среднезернистого агрегата кальцита с большим количеством срезов фораминифер (до 60%), которые выполнены криптозернистым кальцитом. Участками эта масса пропитана органическим пигментом и гидроокислами железа.

Кроме фораминифер встречаются обломки других органических остатков, но их количество не превышает 5%. Терригенная примесь представлена кварцем и составляет в среднем около 7,5% общего объема породы.

Кроме описанных типов карбонатных пород, часто встречаются известняки смешанного состава. Они сложены разнообразными органическими остатками (кораллы, криноидеи, брахиоподы, реже гастро-

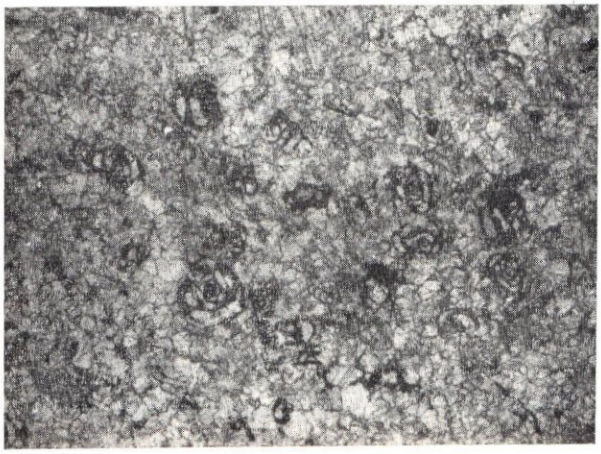


Рис. 41. Фораминиферовый известняк. Видны мелкие раковины фораминифер (эндотир), выполнены и сцементированы неравномернозернистым кальцитом. Ув. 45х. Николь 1. Нижний карбон, с. Советашен.

поды, водоросли) без преобладания какой-либо группы. Такие известняки образуют небольшие по мощности прослои. Размеры органических остатков колеблются от 0,01 до 2 *мм* и более. Цемент в породе играет подчиненную роль и представлен в основном мелкозернистым, реже среднезернистым кальцитом. И в этих разностях органогенных известняков содержится примесь терригенных частиц (в основном кварц), количество которых в среднем составляет 23%. Из аутигенных минералов отмечены гидроокислы железа, кальцит, кварц. Последний приурочен к трещинкам и полостям органических остатков.

Хемогенные известняки. Представлены тремя типами, но в целом имеют ограниченное развитие, залегая в виде маломощных пластов среди шламовых и мелкодетритовых известняков.

Микрозернистые известняки серые, темно-серые, массивные. Основная масса породы образована крипто- и микрозернистым кальцитом, причем наблюдаются разности, в которых преобладают зерна размером 0,007—0,015 *мм*. Нередко в этой массе рассеяны более крупные кристаллы (0,04 *мм*). Трещины в породе выполнены среднезернистым, реже крупнозернистым кальцитом. Встречаются мелкие полости, сложенные среднезернистым кристаллобластическим кальцитовым агрегатом. В отдельных случаях полости выполнены агрегатом халцедона, центральная часть которых подвергнута выщелачиванию. На отдельных участках утолщенные, пересекающиеся между собой кальцитовые трещинки создают «псевдобрекчиевидную» структуру. В некоторых случаях псевдобрекчиевидность обусловливается неравномер-

ным распределением глинисто-известковистого материала, вследствие чего одни участки приобретают светлые, другие — более темные тона.

Следует заметить, что довольно часто встречаются микрозернистые известняки, содержащие то или иное количество органических остатков (фораминифер, мшанок, остракод и т. д.), причем раковина обычно выполнена более чистым кальцитом. Такие известняки, размещающиеся в низах разреза карбонатно-терригенной формации, содержат незначительную примесь терригенных частиц, в верхах примесь возрастает до 40%. Заметим далее, что структура терригенной примеси неодинакова. В одних случаях превалирует глинистая фракция, в других—алевритовая, в третьих—песчаная. Она представлена преимущественно угловато-окатанными зернами кварца и единичными зернами магнетита, мусковита, циркона, турмалина, рутила, а из аутигенных минералов встречены пирит, кварц, гидроокислы железа.

Структура этих известняков в известной мере зависит от размерности терригенной примеси. Последняя часто распределена неравномерно и образует микропрослоечки.

Оолитовые известняки имеют ограниченное распространение. Макроскопически—серые, серовато-желтые массивные, реже среднеслоистые породы. Под микроскопом порода состоит из разных по величине (0,2—0,6 *мм*) оолитов, контуры которых преимущественно

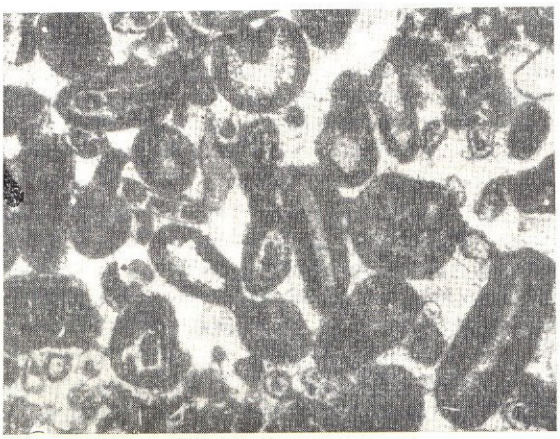


Рис. 42. Оолитовый известняк. Преобладают оолиты с крупными ядрами и тонкой оболочкой. Цемент образован неравномернозернистым кальцитом. Ув. 45. Николь 1. Верхний девон, с. Эрдич.

округлые, овальные, реже вытянутые. Ядра оолитов чаще всего сложены обломками микро- и мелкозернистых известняков, обломками скелетов микроорганизмов, обросшими коркой радиально-лучистого и концентрически-скорлуповатого кальцита. Кроме оолитов, в большом количестве (20%) присутствуют обломки пород и раковины различных органических остатков (одиночные кораллы, брахиоподы, мшанки, фораминиферы, а также криноидеи и водоросли). Цементирующая масса скудная, представлена микро- и мелкозернистым кальцитом, участками перекристаллизованным. Следует отметить, что нередко

оолиты изменены, перекристаллизованы, доломитизированы, замещены частично кварцем. Можно наблюдать случаи, когда один такой кристалл кварца как бы захватывает частично соседний оолит.

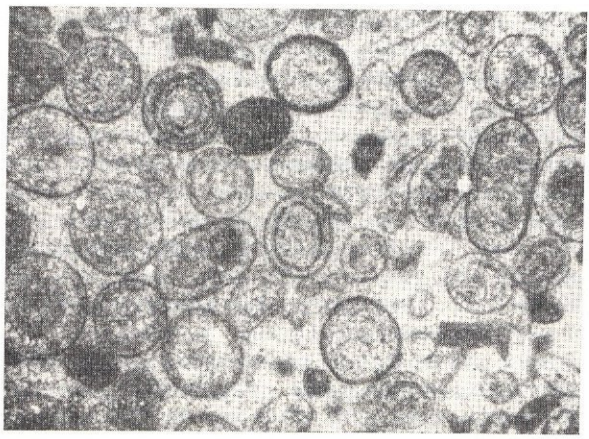


Рис. 43. Оолитовый известняк. Преобладают сильно гранулированные оолиты. Цемент представлен мелкозернистым кальцитом, участками перекристаллизованный. Ув. 45х. Николь 1. Нижний карбон, с. Кадрлу.

Мелко- и среднезернистые известняки имеют более широкое развитие. В основном это породы серого, реже почти черного цвета. Терригенная примесь представлена в основном угловато-окатанными зернами кварца, количество которых колеблется от 15 до 30%. Суммарное содержание карбонатов в таких известняках колеблется от 55 до 85%, а в среднем составляет 75,00%.

Фосфориты и фосфатизированные породы

Фосфориты и фосфатизированные породы пользуются ограниченным распространением и приурочены в основном к карбонатно-терригенной фосфоритоносной субформации (верхний девон). Верхняя граница распространения фосфоритов обычно более резкая. Фосфатизированные породы имеют аналогичный минералогический состав и примерно те же структурные особенности, но их отличает довольно частая примесь мелких обломочных частиц и меньшие мощности пластов. С юга на север и северо-восток (т. е. от Араратской котловины в сторону бассейна р. Аргичи) степень насыщенности разреза фосфоритами и фосфатизированными породами резко уменьшается, а в ЮЗ и СВ районах (в зоне Урцского хребта) такие породы размещаются стратиграфически в более высоких горизонтах.

Палеозойские фосфориты и фосфатизированные породы представлены тремя основными типами: зернистыми, желваковыми и пластовыми.

Зернистые фосфориты. Макроскопически это крепкие, буровато-серые или буровато-черные породы, состоящие из черных или

темно-коричневых зерен фосфорита, обломочных зерен кварца, сцементированных буровато-серым веществом. Мощность слоев зернистых фосфоритов от 0,1 до 2 *м*.

Изучение шлифов показывает, что значительная часть фосфатных зерен представляет собой фосфатизированные фрагменты и остатки различных мелких планктонных организмов. Форма зерен различная: округлая, овальная, плоская, неправильная, реже в виде трубочек. Размер фосфоритовых зерен колеблется от 0,1 *мм* до 2 *мм* и более. Кроме указанных зерен встречаются единичные желваки, оолиты и угловато-округлые зерна кварца. Состав цемента зернистых фосфоритов карбонатный, кварцевый, глинисто-железистый. Фосфориты с карбонатным и кварцевым цементом имеют широкое распространение и встречаются почти во всех стратиграфических горизонтах.

Тип цемента базальный (скудный), поровый, контактовый. Преобладает смешанный тип.

Анализы зернистых фосфоритов показывают довольно изменчивое и весьма низкое содержание P_2O_5.

Желваковые фосфориты имеют ограниченное распространение и приурочены к отложениям верхнего девона, реже нижнего карбона, где образуют довольно выдержанный горизонт. Макроскопически представляют собой темно-серые, почти черные, шарообразные, овальные или несколько уплощенные тела размером от 0,5 до 5 *см* и более. Мощность слоев колеблется в пределах от 0,2 до 2,1 *м*.

Под микроскопом желваковые фосфориты представлены темно-коричневой и желтовато-бурой аморфной, либо очень тонкораскристаллизованной криптозернистой основной фосфатовой массой, цементирующей отдельные мелкие полуокатанные зерна кварца (0,01—0,3 *мм*) и другие кластические минералы (циркон, рутил, тумалин, реже мусковит). Большинство желваков густо окрашено органическим веществом. Местами много пирита, образующего псевдоморфозы по раковинам и на некоторых участках заполняющего поры. Контуры желваков в одних случаях очень резкие, а в других—расплывчатые; карбонатное вещество вмещающей породы наблюдается внутри фосфорита в виде прожилков и отдельных кристаллов. Иногда эти желваки рассечены трещинками, заполненными кальцитом или неравномерно замещены им. Помимо хорошо оформленных желваков, в шлифах наблюдаются тонкие извилистые фосфатовые прожилки и неясно очерченные пятна, обогащенные фосфатом. Кроме того, фосфат бывает связан со скелетными остатками, выполняет полости криноидей, брахиопод, кораллов, фораминифер и других трудноопределимых форм. Часто наблюдаются также кварц и халцедон в виде бесформенных выделений, выполняющих пустоты и органические остатки и редко—ромбики доломита. Судя по форме выделения и заполнения пустот, эти минералы вторичны по отношению к фосфатам. Кальцит является важной составной частью фосфоритов. Он обычно находится в виде бесформенных выделений, выполняет ядра различных организмов, иногда образует отдельные прожилки. Некоторые желваки окаймлены апатитовым веществом, которое наблюдается и внутри этих прожилков (от 18 до 22%).

Содержание P_2O_5 весьма различно и зависит от количества примеси в них терригенного материала.

Фосфатизированные породы имеют более широкое распространение, чем фосфатовые слои. Они встречаются во всех стратиграфических горизонтах и почти на всей исследованной территории.

Необходимо отметить тесную связь между фосфатизированными породами, желваковыми и зернистыми фосфоритами. К таким породам относятся кварцевые песчаники с разным составом цемента, кварцито-песчаники, кварциты, глинисто-песчанистые породы, а также органогенно-обломочные и мелкозернистые известняки. В этих типах пород кроме вышеупомянутых минералов встречаются округлые зерна глауконита (2—4%), которые в других типах почти не встречены.

Содержание P_2O_5 в указанных типах фосфатизированных пород в целом низкое и весьма изменчивое, колеблется от 1 до 5%, (в среднем 2—3%). Наиболее высоким содержанием P_2O_5 (4—5%) отличаются железистые, кремнистые, кремнисто-карбонатные фосфатизированные песчаники. Фосфоритовая руда по своему минералогическому составу слагается в основном четырьмя минералами: фосфатом, кварцем, железистым вермикулитом и кальцитом.

Комплексное изучение фосфатного минерала позволило выделить следующие морфологические разновидности:

1) Раскристаллизованный фосфат—слагает ядра органических остатков. Окраска светло-коричневая. Показатель преломления Ncp.= =1,627—1,628. Фосфат состоит из микроскопически трудноопределимых волокон с одинаковой оптической ориентировкой.

2) Слабо раскристаллизованный, почти изотропный фосфат слагает цемент в зернах песчанистого фосфорита, которым скрепляются мелкие зерна кварца и участки фосфатного цемента песчаников. Он загрязнен гидроокислами железа и глинистыми минералами. Средний показатель преломления также равен Ncp.=1,627—1,628.

3) Фосфат, слагающий кристаллики низкотемпературного апатита.

Карбонатно-терригенная формация характеризуется рутил-мусковит-турмалин-циркон-кварцевым комплексом. Содержание кварца в породах этой формации колеблется от 35 до 100%, циркона—от 1 до 40%, турмалина—от 0,5 до 27%, мусковита—от 3 до 15%, рутила—от 0 до 13%. Такой комплекс минералов указывает на то, что эти породы в значительной мере сформировались за счет переотложенных продуктов додевонской или нижнедевонской коры выветривания в условиях пенепленизированной суши и интенсивной химической дифференциации.

КАРБОНАТНАЯ ФОРМАЦИЯ (ПЕРМЬ—СРЕДНИЙ ТРИАС)

Сводный пермско-триасовый разрез складывается из двух толщ.

Зарождение позднегерцинского седиментационного бассейна очень быстро сменяется стабилизацией условий осадконакопления бассейна, которые имели место от ранней перми до конца среднего триаса. На протяжении этого длительного отрезка времени повсеместно накапливались карбонатные породы, среди которых очень широко представлены различные типы органогенных известняков. Они образуют верхнюю карбонатную формацию позднегерцинского подэтапа.

Вторая стадия характеризуется качественным изменением типа бассейна и резким сокращением его площади. Она наступает в позднетриасовое время, когда стали накапливаться паралические угленосные отложения, образующие угленосную формацию.

Итак, от ранней перми до конца триаса сформировался второй ряд формаций, образующий законченный (полный) ритм или формационный комплекс (табл. 18).

Таблица 26

Характеристика разрезов верхней карбонатной формации нижней перми—среднего триаса юго-западной части Армянской ССР

Местоположение	Главные (формациеобразующие) породы	Мощность в *м*	Наличие перерывов	Наличие ритмичности	Условия залегания на подстилающей толще и возраст последней
Огбинская антиклиналь, ущелье правого притока р. Джагры, юго-восточное крыло антиклинали	Известняки с прослоями битуминозных сланцев	900	—	—	Контакт с подстилающими отложениями не обнажен
Кечалтапинская антиклиналь /к юго-западу от г. Кечал Тапа/	Известняки со стяжениями кремней	325	—	—	Контакт с подстилающими отложениями не обнажен
Хачикская антиклиналь, ущелье р. Авуш, юго-западное крыло антиклинали	Известняки с прослоями битуминозных сланцев	560	—	—	Контакт с подстилающими отложениями не обнажен
Мегридагская антиклиналь, в 2 *км* к юго-западу от с. Арени, на юго-западном склоне горы Меграсар	Известняки	450	—	—	Контакт с подстилающими отложениями не обнажен
Амагу-Гнишикская антиклиналь, ущелье р. Гнишик по левому ее берегу	Известняки	520	—	—	Трансгрессивно на отложениях верхнего девона
Чанахчинская антиклиналь, по ущелью р. Чанахчи на северо-восточном крыле антиклинали	Известняки с черными стяжениями кремней	450	—	—	Трансгрессивно на отложениях верхнего девона и нижнего карбона
Кешишдагская антиклиналь, по правому берегу р. Веди на юго-западном крыле ант.	Известняки	600	—	—	Контакт с подстилающими отложениями не обнажен

Пермская система — Нижняя пермь — Средний отдел — Верхний отдел — Триас — Нижний отдел — Средний отдел

г. Кечал-тапа

№ пачек	Литологическая колонка	Мощность в м
1	2	3
2		190
1		133

г. Мегри-даг

№ пачек	Литологическая колонка	Мощность в м
1	2	3
3		100
2		135
1		210

с. Гнишик

№ пачек	Литологическая колонка	Мощность в м
1	2	3
2		95

с. Чанахчи

№ пачек	Литологическая колонка	Мощность в м
1	2	3
2		183
1		146

г. Кешиш-даг

№ пачек	Литологическая колонка	Мощность в м
1	2	3
6		40
5		166
4		68
3		131
2		87
1		107

с. Дшерманис

№ пачек	Литологическая колонка	Мощность в м
1	2	3
2		45
1		80

с. Кадрлу

№ пачек	Литологическая колонка	Мощность в м
1	2	3
2		274
1		315

с. Каркн

№ пачек	Литологическая колонка	Мощность в м
1	2	3
2		216
1		138

хр. Урц и г. Сарипап

№ пачек	Литологическая колонка	Мощность в м
1	2	3
2		95
1		182

1 2 3 4 5 6 7 8
9 10 11 12 13 14 15 16

Рис. 44. Опорные разрезы карбонатной формации (нижняя пермь—средний триас) 1. Известняк микрозернистый. 2. Известняк микрозернистый, битуминозный. 3. Известняк органогенно-детритовый. 4. Известняк органогенно-детритовый, битуминозный. 5. Известняк органогенно-обломочный. 6. Известняк органогенно-обломочный, битуминозный. 7. Известняк биоморфный. 8. Известняк биоморфный, битуминозный. 9. Известняк глинистый. 10. Известняк песчано-алевритовый. 11. Известняк перекристаллизованный. 12. Известняк доломитизированный. 13. Известняк окремнелый. 14. Известняк окремнелый, битуминозный. 15. Сланец битуминозный. 16. Стяжения кремня.

Карбонатные породы

Карбонатные породы образуют мощную и довольно однообразную толщу, в объеме которой по фауне выделяются отложения нижне- и верхнепермского, нижне- и среднетриасового возрастов. По типу слоистости среди них выделяются массивные, толсто- и среднеслоистые, реже тонкослоистые. Местами встречаются пласты известняков с бугристой поверхностью напластования, что придает им облик комковатых известняков. Обычно такие известняки являются органогенными.

Массивные, толсто- и среднеслоистые известняки имеют параллелепипедальную отдельность, а тонкослоистые—плитчатую. Комковатые известняки при выветривании распадаются на мелкие неправильные обломки.

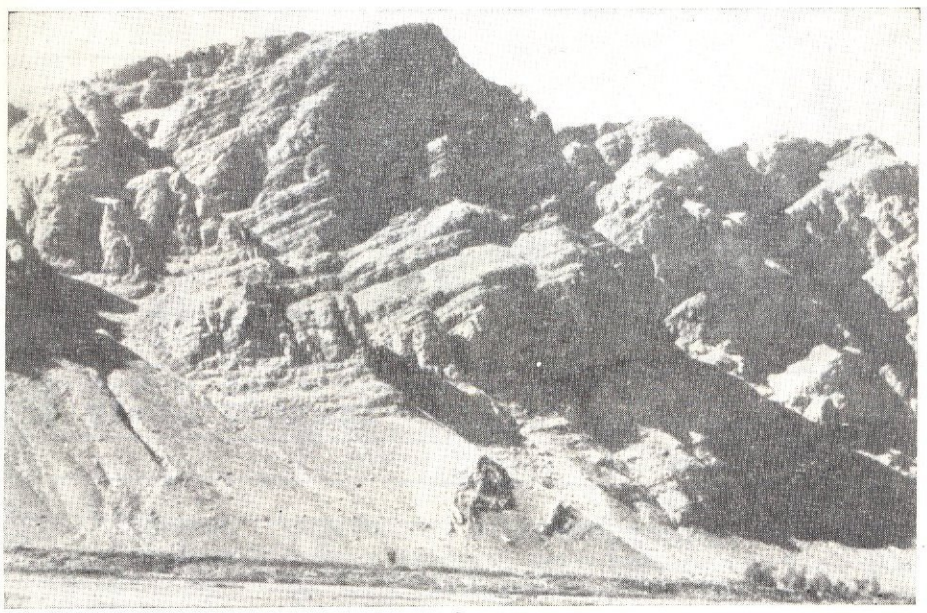


Рис. 45. Выходы карбонатных пород. Пермь и нижний карбон, район сел. Армаш.

По текстурным признакам среди известняков можно выделить полосчатые и ленточные разности, причем элементы этих структур расположены параллельно плоскостям напластования.

При микроскопическом исследовании в них наблюдается чередование участков, обогащенных микрозернистым кальцитом, и участков, обогащенных органическими остатками. Нередко указанная микрослоистость обусловлена чередованием прослоев, обогащенных битуминозным веществом.

Окраска известняков разнообразная и определяется в первую очередь примесями. Чистые известняки окрашены в серый, темно-серый, а иногда желтовато-серый и черный цвета. Интенсивность серой окраски зависит от степени обогащенности органическим или же глинистым веществом. Желтовато-бурые, малиново-бурые и красновато-бурые окраски известняков обусловлены их обогащенностью окисными соединениями железа.

По структуре карбонатные породы подразделяются на криптозернистые ($\angle$0,005 *мм*), микрозернистые (до 0,01 *мм*), тонкозернистые

Таблица 27

Минеральный состав нерастворимого остатка известняков пермских, нижне- и среднетриасовых отложений района с. Огбин

№ образца	Карбонатность	Выход тяжелой фракции	Легкая фракция	Тяжелая фракция																														
			Терригенные минералы					Аутигенные минералы						Терригенные минералы																						
			Кварц	Халцедон	Полевые шпаты	Мусковит	Обломки пород	Выветрел. и глинист. минералы	Пирит	Барит+ целестин	Карбонат	Флюорит	Гидроокислы железа	Магнетит	Ильменит	Циркон	Турмалин	Рутил	Корунд	Гранат	Авгит	Диопсид	Гиперстен	Энстатит	Обыкн. роговая обманка	Базальтич. роговая обманка	Эпидот	Цоизит	Мусковит	Биотит					
4249	97,20	2,50	13,0	+	+		+	87,0	+				57,0	40,0	+					1,0	+	1,5	+	0,5	+		+							
4246	98,70	0,90	55,0		+		+	45,0					83,5	15,0				+		1,0	+	0,5	+	1,0	+								
4202	99,20	0,80	+					100,0					91,5	5,0	+		+			1,0		1,0		1,5									
4216	99,60	0,10	15,0		+		+	85,0	30,0		+		59,5	6,0	0,5				+	1,5	+	1,5	+	1,0		+							
4286	99,52	0,85	+					100,0	65,0				18,5		+					6,0	+	5,5	0,5	3,5	0,5								
4071	96,20	0,35	35,0	+				65,0				0,5	50,0	43,5						3,5	0,5	2,0	+	1,0									
4077	95,00	2,30	22,0	+	+			78,0	2,0			+	93,5		+		+			2,0	+	1,5		1,0									
4284	96,60	1,20	1,5	+			0,5	98,0	60,0				32,0		+			+		1,5	1,0	2,0	0,5	1,5	0,5	1,0							
4267	98,00	0,80	2,0	+	+			97,5	91,0				2,5	+						1,0	0,5	1,5	+	0,5									
4288	91,50	0,40	1,0	+			+	99,0	80,0				14,5		0,5					1 5	1,0	1,0	0,5	1,0									
4293	92,18	0,20	1,0	+			+	99,0	39,0				14,0	45,0					+	1,0		1,0											
4306	92,16	1,56	+					100,0		3,5			80,5	14,0						0,5	+	1,0		0,5									
4081	89,60	0,15	7,0	+			+	93,0	70,0			+	27,0	3,0						+		+											
4206	89,30	0,80	20,0				+	80,0					73,0	25,0		+				0,5		1,0		0,5									
4221	85,00	0,08	1,0	+			+	99,0	+				96,5		+			+	+	2,0		1,0		0,5									
4290	87,80	0,70	2,5		+		+	97,5	47,5				10,0	39,0						1,5		1,0		1,0									
4298	84,45	0,30	10,0					90,0	98,0				+	+						1,0		1,0		+									
4256	88,36	1,55	11,5	+			0,5	88,0	12,0	+			25,5	5,0	0,5			+	+	20,0	+	30,0	+	5,0	1,5		+		0,5				
4257	86,90	0,60	5,5	+	+		+	94,5	10,0				73,5	6,0	1,0			+		3,5		5,0	+	1,0									
4073	80,95	0,75	5,0					95,0	+				98,5	+						1,0	+	0,5	+	+	+								
11947	89,0	0,15	+	+				100,0	49,0				50,0		+		+			+		1,0		+									
11946	88,0	0,93	+	+				100,0			+		100,0		+			+		+		+											
11944	81,0	10,20						100,0	100,0																								
11942	89,0	0,38	25,0	+	+		2,5	72,5	+				97,5		+					1,0	+	1,0		0,5									
11941	89,0	0,35	+		+		+	100,0	82,5				16,5							0,5		0,5											
11940	85,0	0,17	20,0					8,0	+			1,0	98,0		+					0,5	+	0,5	+	+									

(0,01—0,1 *мм*), мелкозернистые (0,1—0,25 *мм*), среднезернистые (0,25—0,5 *мм*) и крупнозернистые (0,5—1 *мм*). Обычно эти породы в той или иной мере перекристаллизованы.

Минеральный состав известняков однообразен. Порода в основном состоит из кальцита, представленного в виде раковин и обломков органических остатков, мелкозернистой кальцитовой основной массы и минеральных новообразований.

Нерастворимый остаток карбонатных пород колеблется в пределах 0,25—20%.



Рис. 46. Кремнистые стяжения в карбонатных породах. Пермь, р-он сел. Чанахчи.

Примесь терригенного материала в известняках обычно представлена аллотигенным кварцем, реже пироксенами, амфиболами, корундом. Аутигенные минералы представлены кварцем, кальцитом, доломитом, гидроокислами железа, пиритом, реже халцедоном, флюоритом. Величина зерен терригенных минералов колеблется в пределах 0,01—0,3 *мм*. Примесь глинистых минералов составляет от 5 до 20%. Следует отметить, что выход тяжелых минералов из песчано-алевритовых фракций нерастворимых остатков известняков здесь колеблется от 0,05 до 10% и значительно превышает содержание тяжелых минералов в породах верхнего формационного комплекса, но за счет главным образом пирита и гидроокислов железа.

Характерным признаком описываемых известняков является наличие того или иного, часто большего числа трещин, выполненных кальцитом. Кальцит этих прожилков имеет средне- и крупнозернистую структуру: с ними связаны проявления идиоморфных кристаллов кварца и иногда флюорита.

Доломитизация свойственна лишь породам, располагающимся в основании формации. Она показательна для мелкозернистых, реже для органогенных известняков. В этих породах отмечаются немногочисленные, обычно правильные, мелкие (0,03—0,05 *мм*) ромбоэдры, гораздо реже более крупные, чем зерна кальцита. Внутри зерен доломита часто содержатся тонкие загрязненные включения, а нередко—темное ядро.

Для известняков верхней карбонатной формации показательны процессы окремнения. Она проявляется главным образом в виде кремневых стяжений, внутри пластов известняка, реже в виде рассеянного окремнения слоев. Кремень представлен плотными, более или менее однородными конкреционными образованиями, состоящими преимущественно из кварца и халцедона. Залегает он в виде желваков и линзовидных слоев. Форма желваков эллипсоидальная, округлая, неправильная, редко «дырчатая». Местами кремни образуют маломощные (до 10 *см*) прослои. Поверхность кремневых стяжений покрыта белой



Рис. 47. Доломитизированный органогенно-детритовый известняк. Видны ромбоэдры доломита с отчетливым зонарным строением. Ув. 45х. Николь I. Пермь, с. Советашен.

корочкой, представляющей собой кальцит. Желваки кремня располагаются в пределах определенных горизонтов и прослеживаются на десятки метров. Окраска желваков темно-серая, почти черная (как и вмещающих их известняков). Микроскопическое исследование показывает, что кремневые стяжения представляют собой агрегат мельчайших зерен кварца и халцедона с мелкорассеянным темным органическим веществом. В основной массе породы рассеяны шарики 0,02—0,006 *мм* в диаметре, вероятно, псевдоморфозы по пириту, и редко мелкие ромбоэдры доломита. Иногда в кремневых стяжениях наблюдаются реликты органических остатков, представленные в основном спикулами губок. Замечено, что внутренняя часть стяжений образована чистым кремнеземом, тогда как в периферической, наряду с кварцем, присутствуют кристаллики кальцита в виде агрегатов зерен, которые сильно корродированы и частично замещены кремнеземом не только с периферии, но и изнутри.

Микроскопические исследования и химические анализы показывают, что конкреции отличаются от вмещающей породы более высоким содержанием SiO_2 и MgO. Последнее связано с присутствием внутри желваков ромбоэдров доломита. Кремневые образования возникли из кремнезема в раннюю стадию диагенеза, когда осадок был полужидким и еще не пережил уплотнения.

Другим характерным показателем описываемой формации является их обогащенность пиритом. Встречается он в виде мелких пыле-

ватых зерен, кубических кристаллов и очень правильных по форме мелких шариков. Образование пирита, по-видимому, началось в раннюю стадию диагенеза, чему способствовало наличие продуктов разложения органического вещества. Пиритизация продолжалась и в более поздние этапы формирования пород. Об этом свидетельствуют более крупные выделения пирита неправильной формы со следами кристаллографических граней, в большинстве случаев приуроченных к сильно перекристаллизованным участкам породы. Изредка встречаются псевдоморфозы пирита по органическим остаткам (губки, фораминиферы).

Процессы перекристаллизации имеют широкое распространение и по времени относятся к стадии позднего эпигенеза и раннего метаморфизма известняков. Перекристаллизация протекает весьма неравномерно, нередко в одном и том же шлифе можно наблюдать участки, где почти всегда микрозернистый кальцит замещен довольно крупными кристаллами.

По химическому составу известняки из различных разрезов и различного возраста сходны (табл. 28).

Таблица 28

Химический состав известняков

№ п/п	Содержание элементов в %											Сумма
	SiO_2	Al_2O_3	$FeO+Fe_2O_3$	CaO	MgO	TiO_2	MnO	K_2O Na_2O	P_2O_5	SO_3	п п п.	
1	1,28	0,21	0,42	55,15	0,31	сл	0,01	0,27	0,02	—	42,27	99,94
2	0,12	0,46	0,87	52,88	0,70	0,03	—	0,33	0,02	0,08	44,41	99,90
3	10,96	1,29	2,00	46,27	0,58	0,22	0,01	0,74	0,17	0,26	38,20	100,64

1. Обр. 6415. Нижняя пермь. Огбинская антиклиналь. 2. Обр. 6430. Нижняя пермь. Кешишдагская антиклиналь. 3. Обр. 6437. Верхняя пермь. Кешишдагская антиклиналь.

В известняках встречаются брахиоподы, кораллы, фораминиферы, мшанки, криноидеи, пелециподы, гастроподы, трилобиты, губки и водоросли, но наиболее важными породообразующими организмами являются брахиоподы, фораминиферы, кораллы. Распределение органических остатков в карбонатных породах крайне неравномерное как по горизонтали, так и по вертикали. Это, очевидно, связано с условиями обитания и погребения организмов и условиями сохранения органических остатков (вторичные процессы изменения, растворения, перекристаллизации и т. д.).

Среди карбонатных пород описываемой карбонатной формации широко развиты микрозернистые известняки и меньше распространены органогенные известняки, которые выражены маломощными пластами и приурочены к определенным горизонтам. По составу организмов органогенные известняки могут быть подразделены на фузулинидовые, спикулевые, кораллово-полидетритовые и пелециподово-полидетритовые.

Органогенные известняки. Фузулинидовые известняки серые, темно-серые, крепкие, массивные, толстослоистые известняки, при ударе издающие запах битума. На пришлифованных и выветрелых поверхностях видно, что породы состоят из раковин фузулинид.

Основной частью таких пород являются цельные и в той или иной мере поврежденные раковины фузулинид, камеры которых заполнены

микро- и мелкозернистым кальцитом. Кроме фузулинид, присутствуют раковины кораллов, мшанок, брахиопод, обрывки водорослей, мелкие овальные комочки (копролиты?, сгустки водорослей), криптозернистого карбоната кальция (до 3%). Этот раковинный материал сцементирован микро- и мелкозернистым кальцитом, причем он обилен и выполняет промежутки между органогенными фрагментами. Местами

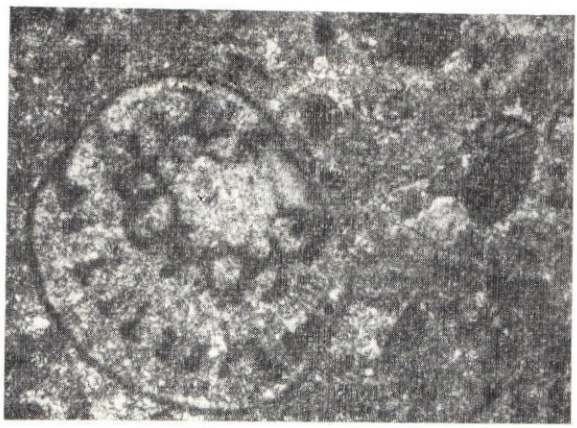


Рис. 48. Фузулинидовый известняк с обильным мелкозернистым кальцитовым цементом. Камеры в раковинах выполнены мелкозернистым кальцитом, а во внешних оборотах наблюдается микрозернистый кальцит. Некоторые раковины частично замещены среднекристаллическим кальцитом. Ув. 45х. Николь I. Пермь, с. Советашен.

наблюдается перекристаллизация основной массы в среднезернистый кальцит с зернами размером 0,2—0,5 *мм*. По трещинкам вокруг зерен кальцита и по остаткам фауны наблюдаются выделения гидроокислов железа и битуминозного вещества. Терригенная примесь незначительна (до 6%). Изредка в порах наблюдается небольшое количество хорошо образованных аутигенных кристаллов кварца (0,08—0,15 *мм*).

Спикулевые известняки имеют более ограниченное развитие. Они приурочены к основанию формации и имеют незначительную мощность. Внешне—плотные, массивные, среднеслоистые, серые породы с многочисленными прожилками кальцита.

При микроскопическом изучении видно, что порода на 60% сложена скелетными остатками. Последние представлены преимущественно спикулами кремневых губок и мелкими фораминиферами. Спикулы одноосные, одно- и двухлучевые, редко трех- и четырехлучевые, очень редко шестилучевые. Чаще встречаются палочковидные спикулы, суживающиеся к концу, реже слабо изогнутые. Обычно они выполнены прозрачным кальцитом, редко в спикулах сохранился первичный (кремнистый) состав. Цементирующий материал представлен мелкозернистым кальцитом, участками окремненный. Количество терригенного материала колеблется от 10 до 25% (в среднем 11,5%). Терригенная примесь представлена кварцем, реже пироксенами и амфиболами.

Кроме спикулевых известняков, встречаются спикулево-полидетритовые, в которых, наряду со спикулами губок, в значительном коли-

честве встречаются многочисленные обломки кораллов, мшанок, брахиопод, остракод и мелких фораминифер.

Кораллово-полидетритовые известняки плотные, массивные, толстослоистые, серые, темно-серые и желтовато-серые породы, состоящие на 50—75% из срезов кораллов и раковинного детрита, принадлежащего в основном брахиоподам, фораминиферам.

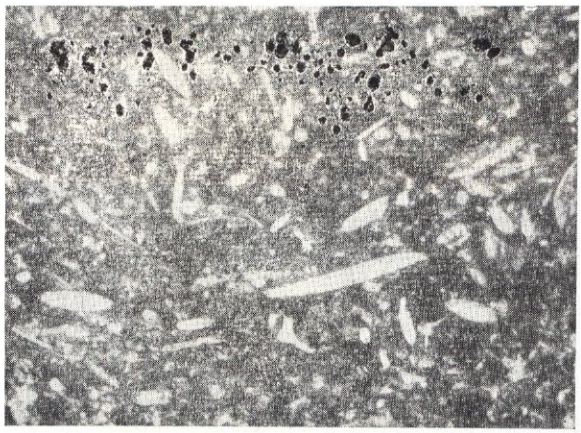


Рис. 49. Известняк, состоящий преимущественно из спикул губок, в различной форме сохранности, в небольшом количестве присутствует другой органогенный детрит. Цемент очень скудный, образованный микрозернистым кальцитом. Спикулы целиком состоят из кварца с сохранившимся кальцитовым каналом. Ув. 45х. Николь I. Пермь, Кешиндагская антиклиналь.

Спорадически попадаются створки остракод, мшанок и другие остатки фауны. В одних прослоях цемент состоит из микрозернистого кальцита с рассеянными, более крупными и неправильными, иногда округлыми зернами, представляющими, очевидно, тонкоизмельченный раковинный шлам. В других прослоях цемент образован мелко- и среднезернистыми, реже неравномернозернистым кальцитом. Текстура пород слоеватая, беспорядочная. В этих породах почти всегда, но в незначительном количестве (до 5%) присутствует терригенная примесь алевритовой, реже мелкопесчаной размерности.

Пелециподово-полидетритовые известняки встречаются сравнительно редко в верхней части формации. По внешнему виду эти известняки серые, темно-серые, массивные. Основная масса (до 60%) сложена раковинами пелеципод, реже их обломками. Кроме пелеципод здесь много брахиоподового, криноидного, кораллового и неопределимого детрита. Выполнены они мелкозернистым, реже криптокристаллическим кальцитом со значительной примесью глинистого вещества.

Цементирующий материал скудный, представлен микрозернистым, участками перекристаллизованным кальцитом, пропитанным гидроокислами железа и органическим веществом. Некоторые органогенные

известняки неравномерно доломитизированы. Доломит представлен мелкими ромбоэдрами, которые развиваются как по микрозернистому кальциту, так и по органическим остаткам. В редких случаях наблюдается почти полное замещение доломитом органических остатков. Текстура неясно-слоистая, реже беспорядочная. Терригенная примесь представлена кварцем, содержание которого не превышает 15%.

Шламовые известняки образуют маломощные пласты крепких, толстослоистых, с раковистым изломом, темно-серых, почти черных пород. На 70—80% они состоят из мелкоперетертого раковинного детрита, но среди них иногда прослеживаются более крупные обломки, скорее всего раковины фораминифер, брахиопод, криноидей и остракод.

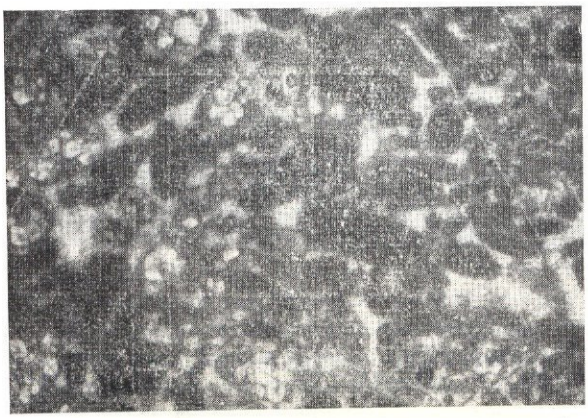


Рис. 50. Фораминиферово-сгустковый известняк. Видны многочисленные овальные, либо округлые комочки пелитоморфного кальцита и раковины мелких фораминифер. Доломит *(а)* в виде мелких ромбоэдрических кристаллов развивается почти исключительно по органогенным остаткам. Цемент скудный, образован мелкозернистым кальцитом. Ув. 45х. Николь 1. Пермь, с. Кадрлу.

Среди шлама встречаются карбонатные сгустки: округлые и овальные комочки криптокристаллического кальцита, размером около 0,06 *мм* с нечеткими контурами. Эти сгустки, по всей вероятности, представляли собой продукты жизнедеятельности водорослей. Карбонатная неорганогенная часть состоит из микрозернистого кальцита, участками перекристаллизованного. Текстура микрослоистая. В некоторых прослоях рассеяны зерна кварца алевритовой размерности.

Среди известняков верхней карбонатной формации достаточно широко представлены и хемогенные разности, в частности микрозернистые, оолитовые и битуминозные разности. Краткое их описание приводится ниже.

Микрозернистые известняки широко представлены в разрезе формации. Это крепкие или плотные, с раковистым изломом, тем-

но-серые и почти черные, реже желтовато-серые, массивные, толстослоистые, сильно битуминозные породы. Основная масса породы образована микрозернистым кальцитом. Редко в этой массе встречаются срезы мелких фораминифер, кораллов, брахиопод, ядра пелеципод и другие органические остатки, которые выполнены ясно зернистым кальцитом.

Иногда порода пересечена системой мелких кальцитовых прожилков. По некоторым кальцитовым прожилкам прослеживаются выделения гидроокислов железа и органического вещества. Отмеченная система трещин, участками сгущаясь и разрастаясь, разбивает породу на ряд отдельных, обособленных друг от друга остроугольных обломков, придавая породе брекчиевидный облик. На фоне описываемой массы беспорядочно рассеяны мелкие ромбоэдры (0,04—0,1 *мм*) доломита, местами потерявшие форму правильных ромбиков и оконтуренные гидроокислами железа, причем последние в некоторых случаях наблюдаются и в ядрах.

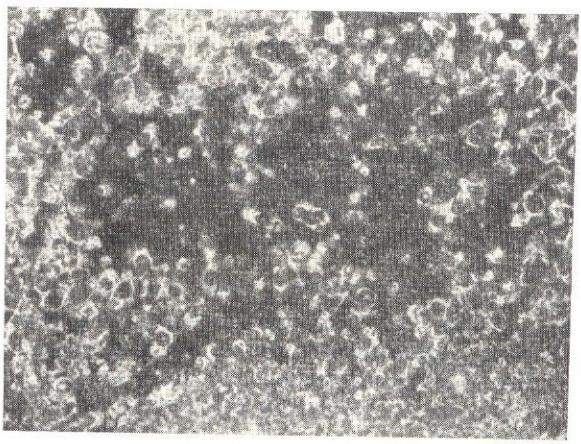


Рис. 51. Микрозернистый окремнелый известняк. Видны мелкие кристаллы кварца (*а*). В центре кристаллов сохранен микрозернистый кальцит (*б*). Ув. 45х. Николь 1. Пермь, с. Советашен.

Для этих известняков показательна окремненность, хотя проявляется она и неравномерно. Наиболее интенсивно кварц развивается по микрозернистой массе кальцита и по некоторым органическим остаткам.

Среди микрозернистых известняков выделяются две разности. Первая совершенно лишена органических остатков и терригенной примеси, тогда как вторая содержит некоторое количество органического детрита и терригенной примеси, представленной угловатыми и угловато-округлыми зернами кварца алевритовой размерности и глинистыми частицами. Количество детрита в образцах изменяется от единичных обломков до 30% общего объема породы. В последнем случае это переходные к органогенным известнякам разности. Они встречаются как в виде довольно мощных слоев (5 *м*), чередующихся с микрозернистыми известняками, так и в виде небольших прослоев среди органогенных известняков. Наблюдаются следы роющих организмов, по-видимому, червей в виде извилистых горизонтальных ходов, заполненных известковистым материалом.

Оолитовые известняки отмечены в верхней части этой формации в виде маломощных прослоев серой, реже темно-серой, плотной массивной породы, постоянно обогащенной примесью кластического материала. Порода состоит из оолитов округлой, эллипсоидально-округлой и удлиненной формы, размером от 0,2 до 1 *мм* с преобладанием 0,2—0,5 *мм*. Оолиты имеют концентрически-скорлуповатое одновременно местами радиально-лучистое строение. Внешняя зона оолитов и концентрические круги их сложены криптокристаллическим кальцитом. Ядрами оолитов служат обломки известняков, реже ромбики доломита. Среди общей массы оолитов редко встречаются зачаточные оолиты и комплексные оолиты. Промежуточная масса представлена мелкозернистым кальцитом, участками перекристаллизована. Среди общей массы оолитов отмечены небольшие количества (2,5%) сгустков микрозернистого кальцита. Терригенная примесь представлена угловато-округлыми зернами кварца, содержание которых не превышает 10%.

Битуминозные сланцы неплотные, тонкослоистые, рассланцованные, темно-серые и черные породы. Обладают пелитоморфной структурой, на фоне которой обособляются участки микрозернистой структуры. Нерастворимый остаток представлен глинистыми частицами, песчано-алевритовой примеси гораздо меньше. Тяжелая фракция слагается магнетитом, пиритом и гидроокислами железа.

Минералогический состав этих пород очень беден и ограничивается весьма небольшим количеством минералов (табл. 8).

УГЛЕНОСНО-ТЕРРИГЕННАЯ ФОРМАЦИЯ (ВЕРХНИЙ ТРИАС)

Терригенные породы

Терригенные породы слагают основную часть разреза верхнетриасовых отложений и выражены песчаниками, аргиллитами, алевролитами, среди которых располагаются прослои каменного угля.

Песчаники. В разрезе верхнетриасовых отложений широко развиты. На их долю приходится около 40% от общей мощности разреза. По составу обломочных зерен среди них выделяются: 1) мономиктовые кварцевые и 2) кремнекластито-кварцевые.

Мономиктовые кварцевые песчаники плотные, серые, темно-серые, реже зеленовато-серые, массивные, среднеслоистые, реже тонкослоистые породы с неровной поверхностью напластования. Мощность отдельных пачек изменяется от 2 до 20 *м* и более.

В основном они мелкозернистые, реже среднезернистые. Содержание фракции 0,25—0,50 колеблется от 52 до 70%, (в среднем 61%). Практически единственным породообразующим минералом является кварц. Форма его зерен угловато-округлая, реже округлая, отмечены также корродированные зерна. Структура изученных песчаников неравномернозернистая, псаммитовая, реже алевро-псаммитовая.

По составу цемента их можно подразделить на песчаники с глинистым, железисто-глинистым и карбонатно-глинистым цементом, причем первые два типа резко преобладают.

Тип цемента смешанный, контактовый, поровый, соприкосновения, реже базальный, но скудный. Довольно часто цемент отсутствует и зерна непосредственно примыкают друг к другу. Песчаные обломки представлены на 90% кварцем и лишь изредка среди них встречаются полевые шпаты, обломки пород и другие минералы. Размер зерен кварца не превышает 0,4 *мм*. Он представлен угловато-округлыми, реже округлыми, бесцветными, водяно-прозрачными зернами с нормальным, реже волнистым погасанием.

Алевритовая примесь в песчаниках (до 6%) представлена зернами

полевых шпатов плохой окатанности. Среди обломков пород, составляющих примерно 3%, преобладают окатанные обломки кварцитов, среднезернистых кварцевых песчаников, встречены также обломки кислых пород с криптокристаллической аллотриоморфно-тонкозернистой структурой, кварц-полевошпатовым составом и угловато-округлые обломки метаморфических пород. Размеры обломков пород, как правило, превышают средние размеры зерен и доходят до 0,7 *мм*.

Среди аутигенных минералов установлены (см. табл. 29) гидроокислы железа, пирит и марказит, которые отмечаются в виде сферолитов размером 0,02 *мм*, часто образующих агрегатные стяжения или бесформенные выделения, мусковит, зеленая слюда, циркон, турмалин, рутил, гранат и единичные зерна пироксенов и амфиболов.

Кремнекластито-кварцевые песчаники слагают около 20% мощности разреза угленосной формации. Макроскопически плотные серые, зеленовато-серые, тонко- и среднеслоистые, а в верхах формации толстослоистые, массивные пласты с вкрапленностью и гнездами пирита или марказита. По плоскостям напластования наблюдаются скопления мусковита.

Гранулометрический состав, подсчитанный в шлифах, указывает на принадлежность их к среднезернистым разностям. Содержание фракций 0,5—0,25 колеблется от 35 до 60% (в среднем 45%). Сумма фракций <0,25 *мм* не превышает 40%. Сортировка материала значительно хуже, чем у кварцевых песчаников.

Форма зерен угловато-округлая и округлая. Структура пород неравномернозернистая, средне- и мелкозернистая, псаммитовая, алевропсаммитовая.

Основная масса состоит из зерен кварца (до 70%), обломков пород (до 25%) и полевых шпатов (до 5%).

Среди обломков пород преобладают обломки кварцитов и кварцевых песчаников: содержание их в сумме составляет 50%. Остальной процент приходится на долю карбонатных, метаморфических и кислых интрузивных пород. Тип цементации песчаников (10—35%) разнообразный: соприкосновения, выполнения и поровый, нередко смешанный, реже базальный, но скудный. Состав цемента глинистый и железисто-глинистый, редко железистый. Структура в основном криптокристаллическая.

Минеральный состав описываемых песчаников многообразен и характерен наличием циркона, турмалина, рутила, граната, корунда, анатаза, мусковита, зеленой слюды, биотита, авгита, гиперстена, титано-авгита, обыкновенной роговой обманки, актинолита, пирита, ильменита, лейкоксена, гематита, гидрогетита. Постоянно присутствуют: циркон (до 20%), турмалин (до 10%), рутил (до 7%), гранат (до 2%), мусковит (до 40%), зеленая слюда (до 30%) и гидроокислы железа (до 60%). Остальные минералы встречаются спорадически и в незначительном количестве.

Алевролиты имеют ограниченное развитие, на их долю приходится около 5% от общей мощности верхнетриасовых отложений. По внешнему виду они плотные, крепкие, серого и зеленовато-серого цвета. Слоистость горизонтальная, выдержанная, тонкая и средняя, реже плитчатая.

Многие алевролиты содержат рассеянную массу обуглившихся растительных остатков. Наиболее обогащены растительными остатками плоскости напластования, в особенности там, где алевролиты переслаиваются с глинистыми породами.

По минеральному составу алевролитовые породы являются кварцевыми с незначительной примесью полевых шпатов и слюд. Эти по-

Таблица 29

Минеральный состав терригенных пород верхнетриасовых отложений. Район с. Джерманис

№ п/п	№ обр.	Карбонатность	Выход тяжелой фракции	Легкая фракция: Терригенные минералы: Углистые частицы	Кварц	Полевые шпаты	Мусковит	Обломки пород	Выветр. и глинист. частицы	Тяжелая фракция: Аутигенные минералы: Пирит	Барит+целестин	Карбонат	Гидроокислы железа	Магнетит+ильменит	Терригенные минералы: Гематит	Циркон	Турмалин	Рутил	Анатаз	Гранат	Корунд	Авгит	Диопсид	Гиперстен	Энстатит	Обыкн. роговая обманка	Эпидот	Зеленая слюда	Мусковит
															Песчаники														
1	12015	8,0	0,08	+	58,5	2,0	+	+	39,5				+	1,5		4,5	3,0	+						+			+	91,0	+
2	12020	19,50	0,20	15,0	25,0	5,0	12,5	+	42,5	+	+		61,5	+		7,5	+											+	31,0
3	12025	15,50	0,04		75,0	+	+	+	25,0				18,0	+	5,5	8,0	3,0	+		0,5						+	+	65,0	+
4	12027	4,50	0,07	+	90,0	1,5	+	0,5	8,0				57,0	+	7,0	12,0	+	+				0,5						23,5	+
5	11948		0,20		35,0		+	0,5	65,0	+			37,0	+	5,0	17,5	9,0	1,5		1,0							8,0	21,0	
6	11949	3,00	0,08	+	87,0		+	+	12,5		+		88,0	+	3,0	5,5	1,5	+	+	0,5		+	0,5	0,5	+		+	0,5	
7	11950	2,00	0,10		78,5	+	+	+	21,5	+			97,0	+	1,5	1,0	0,5	+			+	+	+						
8	11951	1,25	0,25		72,0		5,0	+	23,0	+	+		77,0	+	20,0	2,0	1,0	+				+							
9	11952	0,10	0,60		65,0	+	0,5		34,5	+			75,0		12,5	5,5	4,0	0,5		2,5		+							
10	11959	0,10	0,15	1,0	85,0		+		14,0				+	34,0	49,0	12,5	1,0	+	+			+				+	0,5	2,5	0,5
11	11960	0,10	0,20	+	83,5		+	+	16,5				84,01	1,5	11,0	0,5	+	2,0	+			+				+		1,0	+
															Аргиллиты													
12	11962	14,50	0,20	+	+		+	2,5	97,5				87,5	10,0	2,5	+				+							+	+	
13	12032	6,00	0,02	5,0	32,0	+	1,5	+	61,5				82,5	15,0		+								0,5				2,0	
14	12030	4,00	0,03		17,5	+	+		82,5					94,0	5,0	+						+						1,0	
15	12029	6,0	0,04		35,0	1,0	2,5	+	61,5				18,5	80,0	+	+	+					+		+				1,5	
16	12026	2,50	0,05	+	25,0	1,0	1,0	+	73,0				47,5	2,5		2,0	1,5			1,5								45,0	
17	12024	3,50	0,10		2,0	+	5,5		92,5				97,0	+	+	0,5	+					0,5	+	2,0	+	+		+	+
18	12022	1,15	0,02		25,0		2,5		72,5				100,0	+	+	+	+				+							+	
19	12021	6,00	0,06	+	23,0	4,5	15,0		57,5	3,0			94,5	+	+	+	+			+		0,5		1,5	+			0,5	
20	12019	5,00	0,30		22,5		16,5	+	62,0				63,0	1,5	+	0,5	+	+										35,0	+
21	12017	43,50	0,08	+	18,5	+	+	+	81,5	+			85,5	+	6,5	3,5	1,0	0,5			+	0,5		1,5	+	+	+	1,0	
22	12016	6,00	0,12		5,0	+		+	95,0	10,5			89,5	+	+	+													

роды отсортированы лучше, чем песчаники. Содержание фракции 0,1—0,01 *мм* колеблется от 47 до 60%. Характерны сравнительно высокое содержание глинистой фракции (до 40%) и малое содержание (до 15%) песчаной. Содержание $CaCO_3$ колеблется от 0 до 19,10% (в среднем 6,33%).

Выделяются алевролиты с глинистым, железисто-глинистым и карбонатно-глинистым цементом. Наибольшим развитием по площади пользуются алевролиты с глинистым и железисто-глинистым цементом. Разности с карбонатно-глинистым цементом отмечаются в виде тонких прослоев. Тип цементации часто смешанный, контактовый, поровый, реже базальный. Структура пород алевритовая. Иммерсионным методом в алевролитах установлены те же минералы, что и в песчаниках, но в иных количественных соотношениях.

Наиболее постоянными являются: циркон (ед. зерна до 15%), турмалин (от ед. зерен до 4,5%), рутил (ед. зерна до 2%), гранат (ед. зерна до 2,5%), зеленая слюда (до 60%), мусковит (до 38%). Из аутигенных минералов отмечены: пирит, гидроокислы железа, реже барит. Спорадически и в незначительных количествах встречены пироксен, эпидот и ильменит.

Глины, аргиллиты составляют 55% формации. Это плотные или крепкие, слоистые, слабоизвестковистые породы серого, темно-серого и зеленовато-серого, изредка черного цвета. Почти всегда они содержат многочисленные растительные остатки хорошей сохранности (отпечатки веточек и листьев). Глинистые породы угленосной формации отличаются постоянной обогащенностью песчаными (до 12%) и алевритовыми частицами (до 35%), причем снизу вверх по разрезу их содержание в глинах возрастает. Этот материал представлен в основном полуокатанными и угловатыми зернами кварца, мусковита, углистых частиц, реже полевыми шпатами и обломками пород. Содержание $CaCO_3$ в среднем составляет 14,5% (в некоторых образцах достигает 21,5%).

Для глинистых пород характерны алевро-пелитовая и мегапелитовая структуры, слабо ориентированные, пятнистые, беспорядочные и ориентированные текстуры. В песчаных фракциях установлены те же неглинистые минералы, что и в алевролитах, но в гораздо меньшем количестве. Глинистые породы верхнего триаса содержат прослои каменного угля (антрацитового типа) и углистых сланцев. Мощность этих прослоев колеблется от 15 *см* до 1,2 *м*. В глинах встречаются железисто-карбонатные конкреции. Конкреции располагаются в пласте цепочкообразно, параллельно напластованию. По форме они обычно эллипсоидальные, реже шаровые и неправильные. Размер конкреций колеблется в пределах 5—20 *см* в поперечнике. Они представляют собой серые, темно-серые, очень плотные образования с раковистым изломом.

Микроскопическое изучение показало, что конкреции имеют мелкозернисто-сгустковую структуру. Порода состоит из мельчайших зерен карбоната, размером в среднем 0,02 *мм*, плотно прилегающих друг к другу. На фоне мелкозернистой массы наблюдаются отдельные сгустки гидроокислов железа с примесью глинистого вещества.

По данным термического анализа, главным породообразующим минералом глинистых пород является гидрослюда, второстепенным, образуя примесь, каолинит. Большинство дифференциальных кривых нагревания характерно для гидрослюдистых глин: на них фиксируются три эндоэффекта и один слабо выраженный экзоэффект (кристаллизация высокотемпературных фаз). Первый и второй эндоэффекты выражены слабо (почти с одинаковой интенсивностью) и имеют максимумы

соответственно при 100—120°С и 590—620°С. Третий эндоэффект (окончательное разрушение решетки минерала) также выражен слабо и имеет максимум при 900—920°С.

На некоторых термограммах второй эндоэффект и экзоэффект в области высоких температур выражены сравнительно более интенсивно, что, по-видимому, свидетельствует о присутствии незначительной примеси каолинита.

ВТОРИЧНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ И МИНЕРАЛЬНЫЕ НОВООБРАЗОВАНИЯ

Выявлены значительные и разнообразные изменения пород, проявившиеся во вторичных структурах и текстурах и в образовании различных эпигенетических минералов (кварц, рутил, анатаз, турмалин, флюорит, кальцит, доломит и пирит).

Следует подчеркнуть обогащенность пород кремнеземом, который прослеживается в виде сравнительно крупных кремневых желваков, участков окремнения, пятнисто располагающихся в породе, или в виде каемок обрастания вокруг обломочных зерен. Кремневые выделения отмечены и в форме псевдоморфоз по остаткам различных организмов. Наконец, они образуют местами обособленные бесцветные кристаллы горного хрусталя в толще карбонатных пород. Максимальная их концентрация отмечается как в микрозернистых битуминозных известняках пермского возраста, так и среди среднезернистых органогенно-детритовых разностей девона и нижнего карбона.

В легких фракциях нерастворимых остатков пород встречены новообразованные кристаллы кварца. Нерастворимый остаток таких пород составляет 3—7% и состоит почти целиком из аутигенного кварца. Кристаллы в основном бесцветные, водяно-прозрачные, длинно- и короткопризматические, бипирамидальные с различными их сростками. Величина кристаллов колеблется от 0,01 до 0,7 *мм*. Относительно крупные выделения кварца с хорошо развитыми гранями призм и пирамид чаще всего прослеживаются в микрозернистых битуминозных известняках пермского возраста, в которых они локализованы преимущественно в трещинках, пустотках, реже в ядрах фораминифер. В этих известняках зерна кварца отличаются высокой идиоморфностью, чистотой и прозрачностью. В нижележащих породах (девона—карбона) кристаллы кварца имеют меньшие размеры, но грани их тем не менее хорошо развиты у призматических ограничений и хуже у пирамидальных. Зерна бесцветны, прозрачны, иногда помутневшие. Часто эти кристаллы содержат включения мельчайших зерен кальцита и гидроокислов железа, захваченного при своем росте. Эти включения в основном концентрируются в центральной части, а иногда равномерно рассеяны по всему кристаллу. Показатели преломления, замеренные на многих зернах, оказались несколько меньшими, чем у обломочного кварца: $Ng=1{,}549\pm0{,}002$ и $Np=1{,}540\pm0{,}002$.

Образец кварца* аналогичен стандарту βSiO_2, структура тригональная, размеры элементарной ячейки $a=4{,}919$, $c=5{,}405\pm0{,}002$ *кх*. Напряжений в структуре не обнаружено (α_1 и α_2 хорошо разрешена на больших углах отражений).

Наряду с вышеописанными идиоморфными кристаллами, отмечены оболочки регенерации (разрастания) вокруг обломочных зерен кварца. В этом случае оптическая ориентировка зерна и оболочки нарастания одинакова. Каемка разрастания имеет в основном неправильную,

* Рентгеноструктурный анализ произведен Сидоренко и Дубаниной.

лапчатую, реже отчетливую кристаллографическую форму. Новообразованная каемка разрастания прозрачная и чистая, ширина ее колеблется от 0,03 до 0,1 *мм*. Когда обломочное ядро кварца окаймлено тонкой пленкой гидроокислов железа и глинистых минералов, каемка разрастания прослеживается особенно четко. При регенерации зерен образуется характерная для кварцитов и кварцитовидных песчаников мозаика зерен кварца.

Окремнение пород проявляется также в виде кремневых стяжений, реже в виде окремнения слоев. Кремень представлен плотными, более или менее однородными конкреционными образованиями, состоящими преимущественно из кварца, гораздо в меньшей мере—из халцедона. Залегает он в виде желваков и линзовидных слоев среди карбонатных пород. Форма желваков самая разнообразная. Встречаются эллипсоидальные, округлые, неправильные формы, редко «дырчатые образования». Иногда кремни образуют маломощные (до 10 *см*) прослои.

Кремневые стяжения приурочены к определенным горизонтам пермских известняков и прослеживаются на десятки метров. Окраска желваков темно-серая, почти черная (как и вмещающих их известняков).

Микроскопическое исследование показывает, что кремневые стяжения представляют собой агрегат мельчайших зерен кварца и халцедона с мелкорассеянным темным органическим веществом. В основной массе породы рассеяны шарики диаметром 0,02—0,006 *мм*, вероятно, псевдоморфозы по пириту и, редко, мелкие ромбоэдры доломита. Иногда в кремневых стяжениях наблюдаются реликты органических остатков, представленных в основном спикулами губок и мелких фораминифер. Внутренняя часть стяжений образована чистым кремнеземом, а в периферической части наряду с кварцем присутствуют кристаллики кальцита в виде сильно корродированных зерен, замещенных кремнеземом.

Концентрация кремнезема в средне- и верхнепалеозойских породах происходила в первую очередь органогенным путем и в незначительной степени, возможно, за счет привноса кремнезема в породу циркулирующими растворами. Образование аутигенных кристаллов кварца происходило, видимо, уже в литифицированной породе в стадию эпигенеза, о чем свидетельствуют их небольшие размеры, приуроченность к пустотам и полостям органогенных остатков.

В отложениях средне- и верхнепалеозойского возраста достаточно широко представлены минералы титана. Среди них определенно можно выделить кластические разности и новообразования, возникшие в процессе диагенетических процессов. Аутигенные титаносодержащие минералы представлены: рутилом, анатазом, реже брукитом.

Рутил. В тяжелых фракциях изученных пород встречено значительное количество окатанных, желтоватых, красно-бурых и, реже, почти непрозрачных, очень темных зерен рутила. На этих зернах часто наблюдаются наросты аутигенного рутила. Эти наросты имеют различную форму: окраска их нежно-желтая и светло-красно-бурых тонов. Обычно они прозрачные, чистые, без посторонних примесей.

По форме в новообразованиях рутила можно выделить три типа. Первый представлен столбовидными наростами, чаще тонкими и высокими, или же широкими и короткими. В обоих случаях наросты увенчаны на верхушках однотипными пирамидальными гранями. Иногда эти наросты тесно примыкают друг к другу. Второй тип объединяет кристаллы пластинчатой формы с искривленными верхушками, а в третий включены зерна рутила причудливых очертаний,

Размер кристаллов по длине от 0,04 до 0,3 *мм* при ширине 0,04 до 0,2 *мм*. Оптические свойства аутигенного рутила обычны.

Анатаз. Новообразованные кристаллы анатаза имеют более ограниченное распространение. По форме среди хорошо окристаллизованных вторичных зерен анатаза можно выделить два типа.

Первый тип представлен идеальноограниченными кристаллами бипирамидального габитуса с характерной штриховкой на гранях и сильным алмазным блеском. В основном эти зерна прозрачные, чистые, но иногда в них прослеживаются реликты лейкоксена, за счет которого, по-видимому, и возникли новообразования анатаза. Редко встречаются кристаллы неоднородно окрашенные, со светло-желтыми участками.

Второй тип кристаллов значительно менее распространен. Он представлен кристаллами прямоугольного облика. Среди них различаются кристаллы, у которых одна из граней прямоугольника имеет несимметричное развитие, а также наросты с прямоугольными очертаниями, которые нарушают обычную форму и придают кристаллу иной облик.

Размеры кристалликов анатаза колеблются от 0,01 до 0,04 *мм*, иногда до 0,15 в поперечнике. Окраска минерала индигово-синяя. Превосходная кристаллографическая ограненность, наличие острых углов и ребер, отсутствие малейших следов окатывания, которые неизбежно должны были возникнуть при переносе, свидетельствуют в пользу того, что эти минеральные новообразования возникли в уже сформировавшейся осадочной породе.

Совершенность кристаллографической огранки, как известно, является важным, хотя и не единственным доказательством аутигенной природы минерала. Но когда этот факт сочетается с другими, не менее очевидными фактами резко повышенного содержания минерала, то его значение резко возрастает. Именно так обстоит дело в данном случае, что заставляет признать аутигенную природу описанных рутилов и анатазов.

Изложенное позволяет обратить внимание и на тот факт, что кристаллографическая огранка анатаза более совершенная, чем у рутила. Возможно, что это является указанием на наличие известной последовательности в преобразованиях первичного ильменита, которую можно представить в виде следующей схемы:

ильменит → лейкоксен → анатаз → рутил

В заключение отметим, что наблюдения в шлифах и иммерсионных препаратах и анализ фактического материала приводят к выводу, что все эти преобразования совершались без привноса и выноса компонентов: исходный материал был заключен в самой породе и его превращение из одних минералогических форм в другие вызвано процессами эпигенеза* и раннего метаморфизма.

Турмалин. Аутигенные проявления турмалина встречаются среди девонских и нижнекаменноугольных отложений юго-западной части Армянской ССР. Они приурочены к терригенным образованиям, в которых ассоциируют с рутилом, а также к органогенно-детритовым известнякам. Новообразования турмалина представлены каемками разрастания на зернах аллотигенного турмалина, реже встречаются

* Некоторые исследователи предпочитают термин «катагенез».

мелкие, возможно новообразованные правильные кристаллики зеленого цвета. Ширина каемок колеблется от 0,05 до 0,6 *мм*. Форма каемок разнообразная, в основном, повторяет очертания обломочного ядра с той же оптической ориентировкой. Окраска зеленая, серовато-зеленая, реже буровато-зеленая и бурая.

Флюорит. Флюорит в основном отмечен в микрозернистых известняках пермского возраста. Он образует неправильные зерна, землистые агрегаты, реже кристаллы кубического облика и их сростки. Кристаллы бесцветны, реже со слабо-фиолетовой окраской. Наибольшее количество флюорита отмечается по периферии кальцитовых прожилков, иногда они рассеяны в основной массе известняка. Размеры зерен колеблются от 0,01 до 0,06 *мм*. Все зерна флюорита изотропны, с низким показателем преломления.

Доломит. Вторичные выделения доломита в описанных породах немногочисленны. Они зафиксированы в карбонатных породах пермско-триасового возраста, а также в кремневых стяжениях. В этих породах возникают немногочисленные, обычно правильные ромбоэдры, в основном мелкие (0,03—0,06), в некоторых случаях более крупные. Внутри зерен доломита часто содержатся тонкие загрязненные включения, а нередко темное ядро.

Они развиты в основной массе карбонатных пород, нередко приурочены к трещинкам и пустотам. Местами с вторичными выделениями доломита ассоциируют вторичные образования флюорита и кварца.

Пирит встречается повсеместно в породах изученного разреза, нередко слагая подавляющую часть (60—100%) тяжелых фракций нерастворимых остатков пород. При микроскопическом изучении пирит обнаруживается в виде: 1) хорошо ограненных кристаллов (кубов, пентагон-додекаэдров, реже октаэдров) и двойниковых прорастаний, причем некоторые кристаллы имеют на гранях ясную параллельную штриховку; 2) неправильных и пылеватых зерен; 3) сферолитовых стяжений: в породах пермского возраста сферолитовые стяжения, срастаясь друг с другом, часто образуют различной формы цепочки и 4) заполнения органических остатков (спикулы губок, фораминиферы и т. д.). В распространении описанных морфологических разностей определенной закономерности не наблюдается. Подавляющая часть пирита приурочена к битуминозным карбонатным породам и разностям, обогащенным пелитовым веществом. Образование пирита, по-видимому, началось в раннюю стадию диагенеза, чему способствовало наличие продуктов разложения органического вещества. Пиритизация продолжалась и в более поздние этапы формирования пород. Об этом свидетельствуют более крупные выделения пирита неправильной формы со следами кристаллографических граней, в большинстве случаев приуроченных к сильно перекристаллизованным участкам породы.

ЮРА—НЕОКОМ

РАСПРОСТРАНЕНИЕ

В юрское время произошла качественная перестройка тектонического режима развития региона. Если до сих пор остаются дискуссионными представления о типе режима геотектонического развития Малого Кавказа на протяжении герцинского цикла, то принадлежность его, начиная с юрского времени, к обширному поясу альпийской гео-

синклинальной системы не вызывает никакого сомнения. Уже в ранней юре Малый Кавказ оказывается достаточно расчлененным. Северо-восточная его часть, очевидно с конца лейаса, была вовлечена в энергичные погружения, которые сопровождались в байосе проявлением интенсивного андезито-базальтового вулканизма (Сомхето-Кафанская эвгеосинклиналь). Центральная его часть в это время представляла собою устойчивое геоантиклинальное поднятие, сложенное породами древнего метаморфического комплекса и местами трансгрессивно перекрывающим его комплексом средне- верхнепалеозойских осадочных формаций. Эта структурная зона, обычно выделяемая как Армянская геоантиклиналь, устойчиво сохраняла свою структурную приподнятость в юре и значительно увеличила свою площадь в неокомское время.

На юго-востоке Малого Кавказа размещалась вторая депрессионная структура—Приараксинская миогеосинклиналь.

Сомхето-Кафанская тектоническая зона слагается мощными вулканогенно-осадочными и осадочными формациями юры-неокома и альба-верхнего мела. Зарождение современных антиклинориев—Алавердского, Шамшадинского, Кафанского—начинается с верхнего байоса, дальнейшее оформление их структуры имеет место на границе средней и верхней юры и завершается в основных чертах в верхней юре-неокоме.

В Центральной складчатой зоне Малого Кавказа отложения юрского возраста неизвестны. В ее пределах только в позднемеловое время возникли прогибы, которые, пройдя флишевую стадию развития, замыкаются в конце палеогена. Приараксинская зона заложилась в мезозое. В миоцене происходит формирование межгорного прогиба, выполненного молассовыми и лагунными формациями. Основные структурные элементы этой зоны сформировались в позднеальпийский этап.

В Сомхето-Кафанской зоне нижнеюрские отложения известны только в пределах Шамшадинского антиклинория (на территории Армянской ССР), где выражены терригенными образованиями, пока литологически не изученными. Для остальной площади самая нижняя часть юрского разреза, выступающая на дневную поверхность, по региональным сопоставлениям и палеонтологическим данным датируется средним отделом юрской системы. Основание этой толщи составляют вулканогенные породы (нижние порфириты). Над ними располагаются вулканогенно-осадочные породы, датируемые поздним байосом.

Байосские отложения имеют более широкое развитие, чем батские. Последние полнее всего выражены в Алавердском районе и представлены терригенными породами.

Верхнеюрские и неокомские отложения образуют единый комплекс, который залегает на средне-нижнеюрских отложениях трансгрессивно, с явно выраженным размывом. Они широко распространены в полосе, охватывающей Шамшадинский, Иджеванский, отчасти Ноемберянский и Алавердский районы Армянской ССР, где выражены мощной толщей осадочных и вулканогенных пород.

РЯДЫ ФОРМАЦИЙ

История геологического развития Малого Кавказа на протяжении юрского и неокомского времени характеризуется многообразием геологических процессов и значительно большей контрастностью проявления тектонических движений. Показательно, что и для рассмат-

Таблица 30

Ряды формаций отложений юры и неокома Сомхето-Кафанской тектонической зоны Армянской ССР

Тектонический этап(цикл)	Подэтап	Формационные комплексы	Ряды формаций (и субформации) и их возраст	Обстановка накопления	Главные типы пород	Мощность
Альпийский	Раннеальпийский	Верхний (J_3—Cr_1^{Nc})	Вулканогенно-карбонатная (Алавердский и Шамшадинский антиклинории) J_3^{ox}—$Cr_1^{nc_1}$	Морская мелководная, в кровле местами наземная	Известняки, доломиты, базальты, андезито-базальты, андезиты их пирокласты	1000-1800
			Вулканогенно- обломочная (Кафанский антиклинорий) $J_3^{ox_3}$—$Cr_1^{vl_2}$	Преимущественно мелководная морская	Грубообломочные, вулкано-терригенные, андезито-базальты, андезиты, базальты их пирокласты, известняки	1400-2500
			Терригенная (J_3^{cl}) (базальная) Алавердский и Шамшадинский антиклинории).	Морская преимущественно мелководная	Граувакки (кварц-порфировые и андезито-базальтовые), глины	300
		Нижний (J_1—J_2)	Терригенная, участками порфиритовая (Алавердский антиклинорий) J_2bt	Морская мелководная, участками наземная	Вулкано-терригенные песчаники и алевролиты с углистыми прослоями, участками порфириты, туфы	100—400
			Вулканогенно-обломочная (Кафанский и Алавердский антиклинории J_2bj_2) — Субформации: а) вулканогенно-обломочная	Морская мелководная	Туффиты, туфы, андезито-дациты, андезиты	100—500
			Вулканогенно-обломочная (Кафанский и Алавердский антиклинории J_2bj_2) — Субформации: б) пирокластическая	Преимущественно наземно-островная	Туфы от алевритовых до псаммо-псефитовых. Участками спекшиеся. Тефроиды. Туфолавы	400
			Порфиритовая формация (Кафанский и Алавердский антиклинории) J_2bj_1	Морская	Андезитовые, андезито-базальтовые, реже базальтовые порфириты, их туфы и брекчии	>500
			Базальная терригенная (J_1) Шамшадинский антиклинорий	Морская	Полимиктовые терригенные породы (литологически не изучены)	400

риваемого этапа развития Армении сохраняется обособленность двух блоков, которые были отмечены для герцинского этапа развития, но геотектоническая природа этих блоков становится совершенно иной. Северо-восточный блок, или Сомхето-Кафанская тектоническая зона (Антикавказская геосинклиналь по А. А. Габриеляну), становится местом накопления мощных толщ вулканогенно-осадочных образований, тогда как в южном—господствует процесс нормального осадочного породообразования. Они были разобщены Армянской зоной поднятий, устойчиво сохранявшей свою геоантиклинальную структуру от ранней юры до конца неокома.

Наиболее полные разрезы юрско-неокомских отложений типичны для Сомхето-Кафанской эвгеосинклинальной зоны.

Мощная толща терригенных полимиктовых пород основания разреза (Шамшадинский антиклинорий), начинающаяся конгломератами, выше которых следуют песчаники, а еще выше—глинистые сланцы мощностью до 400 *м*, выделяется в качестве нижней базальной терригенной формации. Возраст ее лейасовый. Залегает она трансгрессивно на древней метаморфической толще.

Мощная вулканогенная толща, выделяемая обычно как «нижние порфириты» и следующие выше по разрезу вулканогенно-осадочные и вулканогенные породы (базальты, андезиты и различные пирокластические образования), содержащие прослои осадочных пород с остатками аммонитов, датируется байосом.

В разрезе среднеюрских отложений представляется возможным рассматривать порфиритовую и вулканогенно-обломочную формации, а в составе последней выделяются наземно-островная пирокластическая (низы верхнего байоса) и морская мелководная вулканогенно-обломочная (верхи верхнего байоса) субформации. Такое подразделение справедливо, по крайней мере, для литологически изученного разреза.

Кровля среднеюрского разреза юго-восточной части зоны (Кафанский антиклинорий) слагается вулканическими породами, вероятно, батского яруса. Площади их распространения крайне ограничены в связи с имевшим место предверхнеюрским интенсивным размывом этих пород.

Верхнеюрские отложения на территории Армянской ССР широко распространены и играют важную роль в геологическом строении Сомхето-Кафанской тектонической зоны*.

Нижняя их часть (келловей) имеет сравнительно ограниченное, несколько прерывистое распространение и представлена преимущественно терригенными (песчано-глинистыми) образованиями, содержит местами небольшое количество вулканического и вулкано-терригенного материала. Ее следует выделить как верхнюю базальную терригенную формацию.

Средняя и верхняя части разреза верхнеюрских отложений и нижний неоком представлены единым мощным и сложно построенным вулканогенно-осадочным комплексом. Он играет важную роль в строении основных структурных единиц Сомхето-Кафанской зоны: Алавердского, Шамшадинского антиклинориев с разделяющим их Иджеванским синклинорием (северная, северо-восточная часть Армянской ССР). В этом хорошо выдержанном комплексе, образовавшемся в условиях ярко выраженного вулканогенно-осадочного типа литогенеза, четко разграничиваются две формации: одна из них вулканогенно-карбонат-

* Выделение формаций верхней юры—нижнего неокома проведено Р. А. Мандаляном.

ная характерна для Шамшадинского, Алавердского антиклинориев и Иджеванского синклинория, другая—вулканогенно-обломочная—распространена в районе Кафанского антиклинория.

Оба типа вулканогенно-осадочных формаций обладают таким общим показателем, как значительная их обогащенность продуктами подводно-вулканических процессов. В то же время они существенно отличаются друг от друга по соотношениям в разрезах вулканических, вулканогенно-обломочных, терригенных и карбонатных пород, характером постседиментационных изменений и вмещают специфические полезные ископаемые.

СРЕДНЯЯ ЮРА

СОМХЕТО-КАФАНСКАЯ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННАЯ ЗОНА
ПОДЗОНА КАФАНСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ

ВУЛКАНОГЕННО-ОБЛОМОЧНАЯ ФОРМАЦИЯ (ВЕРХНИЙ БАЙОС)

Пирокластическая субформация

Отложения пирокластической субформации залегают на неровном вулканическом рельефе так называемых «нижних порфиритов». Слагаются агломератовыми, гравийно-псаммитовыми и пепловыми туфами, состав которых от основания разреза к кровле меняется от андезитового к дацитовому. Участками прослеживаются редкие потоки андезитов. Суммарная мощность толщи достигает 100—150 *м*.

Агломератовые андезитовые туфы. Бомбы и лапилли (3—20 *см*)

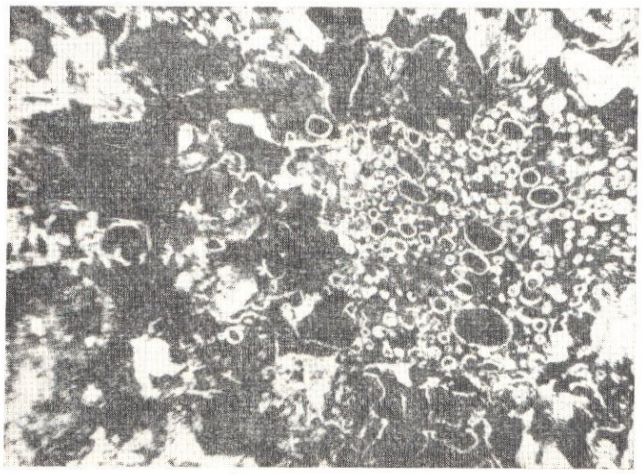


Рис. 52. Лито-кристалло-витрокластический туф андезитового состава. Видны разноразмерные обломки пористых вулканических стекол. Ув. 45х. Николь 1. Средняя юра, район школы Ленрудника.

представлены обломками андезитовых лав и шлаками. Пористость шлаков достигает 85—90%. Обычно бомбы и лапилли покрыты коркой гидроокислов железа. В шлаках поры выполнены кварцем, а межпоровое стекло хлоритизировано и ожелезнено. Обломки лав андезитового

состава имеют микролитовую, гиалопилитовую структуру основной массы, они интенсивно хлоритизированы. Микролиты плагиоклаза серицитизированы (альбитизированы). Цемент бомб и лапиллей (60—80%) крупно-среднеобломочный, реже гравийный, состоит главным образом из кусочков пористой лавы, мелкопористых вулканических стекол и, реже кристаллов плагиоклаза (до 3%). По количеству перечисленных компонентов выделяются витро-кристалло-литокластический и лито-кристалло-витрокластический разности цемента. Цементация бомб и лапиллей прочная.

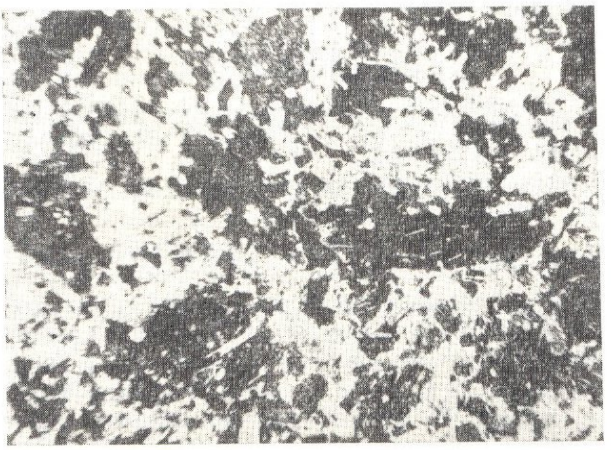


Рис. 53. Витро-кристалло-литокластический туф андезитового состава. Видны обломки андезита и пористых стекол среди мелкообломочного материала, аналогичного составу крупных обломков. Ув. 45х. Николь 1. Средняя юра, район школы Ленрудника.

Туфы гравийно-псаммитовые. Выделяются кристалло-литокластические и лито-витрокластические разности. Первая разность представлена шлаками андезитового состава (80%), пористыми стеклами и, реже, обломками кристаллов измененного плагиоклаза. Стекла имеют лункообразную вогнутую форму. Цементируются аналогичным по составу мелким материалом, где преобладает стекло, выполняющее промежутки (контактово-поровый цемент).

В лито-витрокластических туфах до 80—90% породы составляют обломки витрокластов, а 10—20%—обломки андезита и кристаллы плагиоклаза. Цементация контактовая с признаками спекания стекла и с развитием по швам спекания более позднего кварца. Характерно отсутствие в витрокластах микролитов, что является признаком их относительно высокой кислотности (дациты).

Тефроиды. Выделяются гравийно-псаммитовые, псаммо-алевритовые разности. Обломочный материал сравнительно окатан и отсортирован. В составе тефроидов присутствуют обломки пористых стекол, лав андезитового и дацитового составов, также и обломки кристаллов плагиоклаза и кварца. Цемент мелкообломочный, аналогичный составу крупных обломков, обычно с примесью кальцита.

Туфы пепловые дацитового состава. Основная масса (75—80%) неравномерно тонкозернистая, микрофельзитовая, кварцево-полевошпатовая, участками с признаками эвтакситовой структуры. В ней

Таблица 31

Химический состав вулканогенно-осадочных и осадочных отложений средней юры Кафанского рудного поля

обр.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	CaO	MgO	MnO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	S	CO_2	влага	п. п. п.	Сумма
3	64,0	0,42	14,40	2,58	2,12	4,14	3,50	0,29	2,30	0,35	—	—	0,95	0,22	6,65	100,97
4	62,00	0,46	16,60	3,75	2,31	1,44	4,46	0,10	3,50	0,35	—	—	0,21	1,02	4,83	100,82
1-К	63,83	0,47	12,27	3,08	3,28	1,97	4,43	0,42	2,90		—	—	—	0,14	6,67	99,46
2-К	62,92	0,73	11,94	5,54	2,54	1,58	3,56	0,24	3,19		—	—	—	0,39	6,46	98,99
6/2[а]	59,21	0,62	16,34	3,72	3,35	2,34	5,46	0,33	2,50	0,62	0,10	1,53	1,52	0,16	3,58	99,56
6/2	59,65	0,59	16,31	3,83	3,21	0,92	6,43	0,34	3,00	0,50	0,03	1,34	1,11	0,18	3,60	99,93
8	59,20	0,33	13,25	3,83	0,46	9,48	0,88	0,20	0,20	1,85	—	—	3,47	0,51	9,69	99,88
2/1[а]	65,01	0,59	14,09	2,20	1,75	3,98	2,30	0,12	3,00	0,50	0,09	0,03	3,76	0,73	5,31	99,70
2/1[б]	66,42	0,29	13,37	2,74	1,45	3,91	2,08	0,11	2,30	0,50	0,09	0,07	2,66	0,84	5,31	99,48
1/12[а]	63,27	0,46	14,56	2,49	3,97	4,87	2,12	0,16	2,20	1,00	—	—	2,50	1,12	4,75	100,97
9/4	61,00	0,09	15,17	1,64	0,83	10,64	0,46	0,07	0,90	0,22	—	—	6,12	1,16	8,20	100,38
9/7[а]	48,00	0,46	12,10	4,17	1,75	17,39	1,46	0,16	0,45	0,55	—	—	10,01	1,99	12,47	100,95
13/1	54,60	0,39	14,11	2,91	2,27	7,38	2,98	0,11	0,27	0,27	0,05	1,98		0,28	11,50	99,10

Обр. № 3, 4, 6/2 [а] 6/2, 8—туфы основания пирокластической субформации, ущелье Чинар-дараси, № 1-К, 2-К тоже из капит. штольни и рудника 1, № 2/1[а] 2/1[б]—граувакки основания вулкано-обломочной субформации, восточнее с. Арфик, № 1/12[а]—вулкано-терригенный песчаник из основания вулкано-обломочной субформации. № 9/4—тефроид тонкопесчаный дацитового состава из линзы вулканогенно-осадочных пород в средней части разреза восточнее с. Арфик, № 13/1, 9/7[а]—туффит тонкопсаммитовый из кровли разреза, в 0,8 *км* с.-в. Кавартского карьера.

рассеяны тонкие бесцветные чешуйки глинистых минералов, реже рудная пыль. Заметные на глаз матово-белые пятнистые включения под микроскопом оказались сплющенными и искривленными обрывками пористых стекол, нацело замещенные бесцветными тонкими чешуйка-



Рис. 54. Тефроид. Обломки пористых стекол и литокласты андезитового, дацитового составов и обломки плагиоклаза. Цемент мелкообломочный, аналогичный составу крупных обломков, и вторичный кальцит Ув. 45х. Николь 1. Средняя юра, примерно, в 900 *м* на запад от в. Катар.



Рис. 55. Туф дацитового состава. Основная масса тонко- и мелкопепловая. Видны неправильной формы аповитрокласт с вкрапленностью пирита. Ув. 45х. Николь 1. Средняя юра.

ми глинистых минералов. Реже в основной массе отмечаются обломки, по реликтам структуры предположительно относимые к андезитам и диабазам, а также кристаллокласты кварца (1—3%), размером до 0,3—2,5 *мм* и плагиоклаза (до 2%), нацело глинизированного, размером от 0,8 до 2,0 *мм*.

Редкие бомбы и лапилли, рассеянные в пепловых туфах, имеют пористое строение основной стекловатой массы, среди которой также встречаются единичные обломки кристаллов кварца и измененного плагиоклаза. В бомбах и лапилли межпоровые перегородки пелитизированы, иногда кальцитизированы, изредка слабо хлоритизированы и ожелезнены.

Пепловые дацитовые туфы макро- и микроскопически сходны с дацитовыми лавами. Сближает их также и микрофельзитовая основная масса с включениями кристаллов кварца и плагиоклаза. Однако такие признаки, как реликты обломочной структуры на фоне микрофельзитовой основной массы, включения осколков пористых и сплющенных вулканических стекол (размером 0,2—2,0 *м* иногда и более), изредка обломков андезитов, ставит под сомнение их лавовую природу. Наряду с этим, отсутствие или крайне редкое, лишь участками, проявление флюидальности основной массы породы, корродированность кварца, наличие редких бомб и лапилли, чередование в разрезе со среднекрупнообломочными туфами являются признаками нелавовой природы подобных образований (Росс, Смит, 1963).

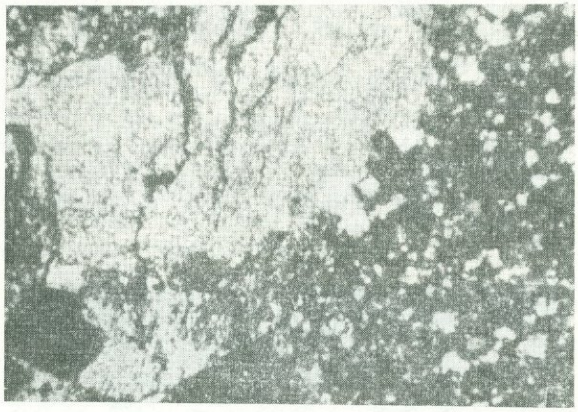


Рис. 56. Туф дацитового состава. Ув. 45х. Никели+. Средняя юра. Ленрудник.

Микрофельзитовая структура основной массы вторичная, образовавшаяся по мелкому и тонкому витрокластическому пеплу. Реликты пепловой структуры становятся отчетливее в результате ожелезнения, хлоритизации и карбонатизации.

Вулканогенно-обломочная субформация

На Кафанском месторождении породы субформации известны под названием «барабатумской» и «верхней осадочной» толщ, которые в действительности взаимосвязаны фациальными переходами. На подстилающих отложениях наземно-островной пирокластической субформации эти образования залегают трансгрессивно, но без значительного перерыва в осадконакоплении и содержат осадочные слои с аммонитами верхнего байоса. В разрезе субформации вулкано-обломочные породы (главным образом это туффиты) развиты в его основании и ближе к кровле, а лавы андезито-дацитов—в средней части; их количественные соотношения весьма изменчивы по простиранию и особен-

но по направлению падения толщи; на восточном фланге месторождения (бассейн р. Халадж) лавы уже резко преобладают над вулканообломочными породами. Соответственно суммарная мощность увеличивается от 150 до 500 *м*.

Вулканогенно-осадочные и пирокластические породы

Туффиты. Среди туффитов выделяются алевро-пелитовые, пелито-алевритовые и псаммитовые разности.

Туффиты алевро-пелитовые. Зелено-серые, отчетливо горизонтально-слоистые, обычно тонко- и среднеслоистые, редко плитчатые. Чередуются в разрезе с алевритовыми и реже псаммитовыми туффитами. Структура пород пелито-алевритовая, величина частиц до 0.1 *мм*. Состав обломков—плагиоклазы (5—35%), кварц (2—15%), обломки эффузивных пород (5—7%), вулканические стекла (10%). Форма зерен плагиоклаза и кварца преимущественно угловатая. Плагиоклазы почти не изменены. Обломки эффузивных пород андезитового состава (микроструктура андезитовая) пелитизированы и ожелезнены. Вулканическое стекло хлоритизировано, оно имеет угловатую форму, реже оскольчатую. Цемент—туфопелитовый, состоит из смеси измененного вулканического стекла с осадочным. Изменение стекла выражено хлоритизацией, наблюдается выделение гидроокислов, реже кальцита. В одних случаях гидроокислы железа и хлорит подчеркивают контуры пепловых частиц и способствуют их выявлению.

Среди цементирующей массы отмечены скелеты радиолярий, реже фораминифер и изредка спикулы губок. Содержание их достигает 20—25%, иногда и более.

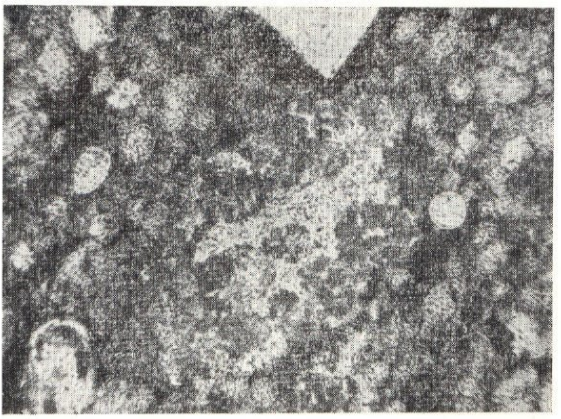


Рис. 57. Туффит, среди туфопелитовой массы рассеяны скелеты радиолярий, обломки плагиоклаза и шлака (в центре). Ув. 45х. Николь 1. Средняя юра, нижняя часть барабатумской толщи.

Туффиты пелито-алевритовые—имеют структуру литокристалло-витрокластическую и лито-витро-кристаллокластическую. Цемент буровато-зеленоватый, пелитоморфный. При скрещенных николях основная масса имеет низкое двупреломление, представляет со-

бой пелитизированный и окремнелый тонкий пирокластический материал, покрытый тонкими чешуйками хлорита. Признаки витрокластической структуры затушеваны. Среди цементирующей массы рассеяны пелитоморфные и перекристаллизованные зерна кальцита (до 20%), комочки гидроокислов железа, магнетит и пирит. Обломки (55—75%) представлены плагиоклазом, кварцем, обломками лав андезитового и дацитового состава, а также хлоритизированными осколками вулканического стакла. Изредка встречается биотит. Значительная часть зерен плагиоклаза кальцитизирована.

Туффиты псаммитовые. В верхней части разреза барабатумской толщи развиты псаммитовые туффиты беловато-сероватые, серые с вкрапленностью пирита. Структура от мелко- до крупнообломочной. В составе преобладают вулканические стекла (40—60%), обычны зерна кварца (15%), отмечаются окремнелые обломки дацитов. Примесь кальцита рассматривается как продукт биогенный, поскольку туффиты в разрезе ассоциируют с органогенными известняками. Кальцит в виде вкрапленности рассеян среди обломочного материала, а в отдельных слоях в ассоциации с доломитом образует скопления. Цемент представлен, кроме кальцита, хлоритом и гидроокислами железа, развитыми по вулканическому стеклу. Тип цементации контактовый, поровый.

Тефроиды псаммитовые буровато-зеленые, легко крошатся, образуют слои мощностью 0,2—0,3 *м.*, переслаиваются с туффитовыми аргиллитами; участками среди тефроидов встречаются мелкие линзы брекчий. Под микроскопом обломочный материал неравномернозернистый, преобладает псефо-псаммитовая размерность. Состав витро- кристалло-литокластический. Обломки пород (60—70%) представлены в основном пирокластами дацитового состава, окремнелыми и пелитизированными со скрытокристаллической структурой, в небольшом количестве отмечены обломки андезита и хлоритизированные вулканические стекла. Из кристаллов отмечаются кварц (5—10%) и кальцитизированный плагиоклаз (10%). Преобладает изометрическая форма обломков. Обычно они имеют оторочку гидроокислов железа. Цемент—15%—глинистый, развивается по пепловому (вулканическое стекло) материалу. Эта разновидность пород встречена в основании разреза барабатумской толщи.

Светло-серые и желтовато-серые крепкие тефроиды встречены в средней части разреза. Они характеризуются отчетливой горизонтальной слоистостью, средней и тонкой, реже крупной. Переслаиваются с маломощными прослоями туфов. Установлены мелко-, средне- и крупнообломочные разности. Состав преимущественно кристалло-аповитрокластический: кварц (10—15%), редкие зерна плагиоклазов, обычно нацело кальцитизированные, раскристаллизованные вулканические стекла (40—60%), кальцит (15—40%). Вулканические стекла раскристаллизованы в микрофельзитовую массу. Рентгенометрией установлен преимущественно кварцевый (низкотемпературный кварц) их состав. Реже встречается другая разновидность стекол, которая преимущественно хлоритизирована.

Туфопесчаники и вулкано-терригенные песчаники. Вулкано-терригенные песчаники имеют зеленый и бурый цвет, структура псаммитовая неравномернозернистая. Обломочный материал в различной мере окатан, преобладающие размеры 0,1—0,4 *мм*. Состав обломочного материала: обломки порфиритов (50%) преимущественно андезитового состава, кварц (3%)—угловатый, явно пирокластический, плагиоклаз (10%)—слабо измененный: кальцитизированный, вулканическое стекло (5—10%) в основном пузыристое, хлоритизированное,

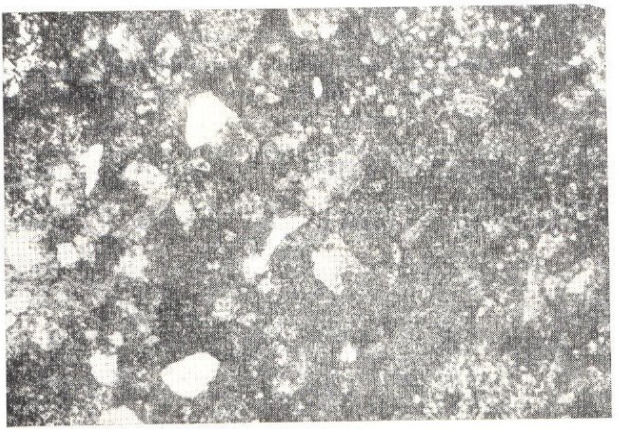


Рис. 58. Туффит кристалло-аповитрокластический. Среди аповитрокластов и кристаллов кварца развит карбонат. Ув. 25. Николь 1. Средняя юра, в 300 *м* с.-в. Кавартского карьера.



Рис. 59. Песчаник вулкано-терригенный. Обломки пород и кристаллов—продукты эрозии местных вулканогенных пород. Цемент глинисто-хлоритовый. Ув. 45. Николь 1. Средняя юра, нижняя часть барабатумской толщи.

Цемент (20—25%)—хлоритовый, местами кальцитовый. Отмечены единичные обломки ископаемой фауны плохой сохранности.

Туфопесчаники зеленовато-серые и темно-серые, среднеслоистые, реже тонкослоистые, иногда плитчатые, слоистость отчетливо горизонтальная, местами в кровле пласта видны следы волновой ряби, фукоиды. Порода крепкая. Среди туфопесчаников можно наблюдать разности, переходные к вулкано-терригенным псаммитам.

В туфопесчаниках структура псаммитовая неравномернозернистая. Размеры обломочного материала 0,1—0,5 *мм*. Окатанность различная. По составу обломочного материала и степени измененности выделяются две разновидности. Обломочный материал сравнительно слабо изменен, представлен обломками кристаллов кварца (35%), плагиоклаза (20%), калиевого полевого шпата (единичные зерна), хлоритизированным вулканическим стеклом (15%), кальцитом (5%), комками глин (15%), обломками пород (5%) (порфириты, гранитоиды). Цемент (5%) глинистый с хлоритом.

Сильно измененные разности этих песчаников состоят преимущественно из комков глин (35%), обломков силицитов (10%), пород смешанного глинисто-кремнистого состава (15%). Из кристаллов отмечены кварц (10%), пелитизированный плагиоклаз (5%), единичный калиевый полевой шпат. Цемент (25—30%) представлен гидроокислами железа.

Известняки органогенные с примесью пирокластического материала (туфоизвестняки). Распространены в средней части разреза толщи, напротив с. Арфик, а также в основании «верхней осадочной толщи» у Кавартского карьера. Известняки средней части разреза барабатумской толщи у сел. Арфик серые, темно-серые крепкие, комковатые. Образуют маломощные (10—20 *см*) линзы среди вулкано-терригенных песчаников и туффитов. В районе Каварта известняки массивные и крупнослоистые светло-серые с тонкими пропластками туффита в кровле пачки. Известняки средней части разреза имеют структуру органогенную. Характерным является наличие кальцитизированных скелетов водорослей (60%) и фораминифер (5%), реже радиолярий, мшанок. Связующая масса тонко-криптокристаллическая—известковая. Примесь пирокластического материала колеблется от 10 до 40%. Состав его тождественен вышеописанным туффитам, т. е. представлен кварцем, хлоритизированным витрическим пеплом. Известняки у развалин сел. Каварт тонкозернистые, постоянно содержат примесь пирокластического материала.

Туфы кристалло-аповитрокластические. Серовато-желтые и желтого цвета, тонкослоистые. Образуют прослои в туффитах. Состоят из измененного витрического пепла (70—75%), обломков кристаллов (15—20%), кварца и кальцитизированного плагиоклаза. Содержат примесь кальцита, часть которого, по-видимому, представлена новообразованиями по обломкам.

Вулканические брекчии. В их составе отмечены обломки порфиритов, гранитоидов (в частности плагиогранитов) и туфов. Цемент—наполнитель представлен пелито-алевритовым витрическим пеплом, хлоритизированным, отчасти окремненным (65—70%), в котором рассеяны реликты хлоритизированных шлаковых обломков (15—20%), и вкрапленники корродированного кварца и плагиоклаза (15—20%).

Осадочные породы

Конгломераты. Обычно слагают маломощные прослои среди вулкано-терригенных песчаников. Состоят из обломков кварцевых порфиритов, реже плагиоклазовых порфиритов, туфов.

У развалин сел. Каварт непосредственно над карьером в разрезе вулканогенно-обломочной субформации встречены среднегалечные конгломераты, на 85% состоящие из галек вторичных кварцитов, которые развились по туфам и порфиритам дацитового (?) состава. Часть галек представлена туфами дацитового состава. Наряду с окварцева-

нием, туфы подверглись глинизации (диккит—кварцевые породы). Цвет породы серый, пятнисто-буроватый. Гальки полуокатанной, реже угловатой формы, цемент (до 10—20%) алеврито-песчаный с примесью туфового материала. Порода очень крепкая.

Грауваккн. Структура псаммитовая крупнозернистая, преобладающие размеры обломков 1,5—2,0 *мм*. Состав: обломки пород (60%)

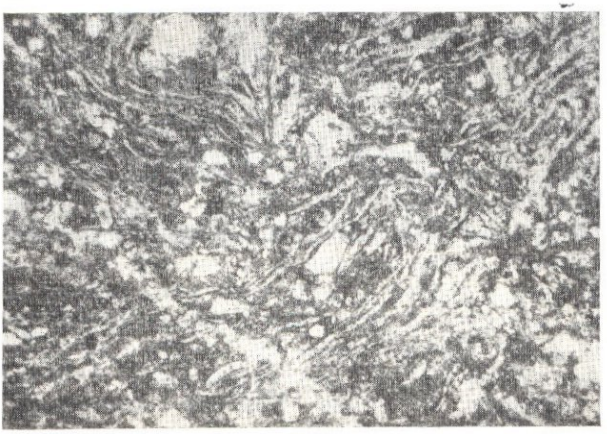


Рис. 60. Известняк водорослевый. Кальцитизированные скелеты водорослей, обломки кристаллов кварца, плагиоклаза и аповитрокластический пепел. Ув. 25х. Николь 1. Средняя юра, средняя часть разреза барабатумской толщи.

и кристаллов (25%). Обломки пород представлены—гранитоидами (плагиограниты, гранофиры—40%), порфиритами (20%), дацитового и, реже, диабазового состава. Реже встречаются туфы, вулканические стекла. Обломки кристаллов менее окатаны, представлены кварцем, пелитизированным плагиоклазом, калиевым полевым шпатом. Цемент глинисто-хлоритовый, участками кальцитовый. Грауваккн наблюдались в нижней части разреза барабатумской толщи, где они связаны взаимными переходами, с вулкано-терригенными песчаниками, тефроидами и туффитами.

Известняки. Ассоциируют в разрезе с туфоизвестняками. Отличаются лишь малым содержанием (<10%) пирокластической примеси.

ВТОРИЧНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ И МИНЕРАЛЬНЫЕ НОВООБРАЗОВАНИЯ

Вторичные изменения вулканогенно-осадочных пород выражены хлоритизацией, окварцеванием, альбитизацией, серицитизацией, пиритизацией, глинизацией и карбонатизацией. Шире остальных развиты процессы хлоритизации, окварцевания, пиритизации. Выделяются следующие характерные минеральные ассоциации.

Для пород андезитового состава:

а) хлорит, кварц, пирит, гидроокислы железа;

б) хлорит, кварц, серицит, альбит, пирит, гидроокислы железа, иногда кальцит.

Для пород дацитового состава:

а) кварц, серицит, глинистые минералы, пирит, гидроокислы железа;

б) кварц, серицит, глинистые минералы, пирит, гидроокислы железа, карбонат, иногда хлорит.

Хлоритизация. Развивается в основном по вулканическим стеклам андезитового и андезито-дацитового состава (шлаки, витрический пепел), а в обломках андезитовых порфиритов по стекловатому мезостазису. Хлорит выполняет также поры в шлаках, миндалины в обломках андезитовых порфиритов. Хлорит развивается по трещинкам кристаллов плагиоклаза, кварца и в виде чешуек встречается среди серицит-пелитового или серицит-пелит-эпидотового агрегатов по кристаллам плагиоклазов. Хлорит замещает полностью темноцветные минералы (пироксены и амфибол) в ассоциации с кальцитом или эпидотом, кварцем и гидроокислами железа. По данным термического анализа, хлорит относится к железисто-магнезиальным разностям.

Окварцевание охватывает все типы пород андезитового и дацитового состава. Кварц выполняет поры в шлаках и образует оторочки вокруг пепла, развивается по пемзокластам, витрическому пеплу дацитового состава и иногда полностью замещает их, образует монокварцитовые породы. Гальки монокварцитов отмечены в пачках туффитов Кавартского разреза. Кварц развивается в виде мелкозернистого агрегата по вкрапленникам плагиоклаза чаще всего в обломках андезитовых и андезито-дацитовых порфиритов и в шлаковых туфах.

Альбитизация отмечается только по кристаллам плагиоклаза (микролиты и вкрапленники) обломков андезитовых порфиритов, альбитофиров, по плагиоклазу в туфах и в смешанных породах (туффитах) андезитового и андезито-дацитового состава.

Серицитизация развивается по кристаллам плагиоклаза. Чешуйки серицита присутствуют среди пелитовых, пелито-хлоритовых или пелитово-хлорито-эпидотово-кальцитовых агрегатов, развитых преимущественно по плагиоклазам туфов, андезитов, андезито-дацитов. Серицитизация наиболее интенсивно развита в туфах дацитового состава. В последних серицит в ассоциации с тонкочешуйчатыми глинистыми минералами (каолинит, каолинит-диккит) замещает кристаллы плагиоклаза и витрический пепел, образуя кварц-серицитовые, кварц-серицит-ожелезненные породы, которые имеют широкое развитие в рудном поле.

Глинистые минералы. Термическим анализом выявлены: каолинит, диккит и гидрослюды (серицит), которые имеют широкое развитие среди пород дацитового состава. В верхней части разреза встречается ассоциация каолинита и серицита, в нижней части разреза преобладает гидрослюда (серицит).

В породах андезитового состава отмечается гидрослюда (серицит). Обыкновенно серицит развивается в ассоциации с магнезиально-железистым хлоритом.

В смешанных породах при участии терригенной примеси характерны следующие ассоциации: каолинит-хлорит и каолинит-хлорит-диккит.

Кальцитизация характерна для средней и верхней части разреза барабатумской толщи. Наибольшее развитие имеет в Кавартском разрезе. Кальцит в туффитах и туфах андезито-дацитового состава развивается по кристаллам плагиоклаза, замещая их частично или полностью. Кальцит развивается также по вулканическим стеклам (шлаки и пепел), выполняя поры в них, реже развивается по стекловатой массе. В миндалинах литокластов кальцит обычно находится в зональной ассоциации с кварцем и хлоритом. В туффитах, туфопесчаниках и туфах присутствует в составе цемента.

Доломитизация имеет небольшое площадное развитие. Наблюдается в туффитах Кавартского разреза и имеет весьма незначительное развитие в аналогичных породах средней части барабатумской толщи. Присутствие магния, очевидно, связано с его выносом при раскристаллизации стекловатой массы (шлаков, пепла и литокластов) андезитового состава. Доломит развивается по порам витрических шлаков или среди связующей массы. Ромбики доломита величиною от 0,05 до 0,2 *мм* загрязнены по краям и зонам окислами железа. Зерна доломита рассеяны или образуют мелкие линзовидные скопления в цементирующей массе.

Пиритизация. Пирит, как и кварц, обычен для серицитизированных и хлоритизированных пород. В туфах пирокластической субформации пирит представлен преимущественно кубами и разностями, переходными к пентагондодекаэдрам. Широко развит в породах ущелья Чинар. В полосе: ущелье Куртамяк—участок Капитальной штольни № 1 преобладают лимонитизированные кубические разности, содержание которых в тяжелой фракции резко колеблется. В отложениях основания барабатумской толщи, помимо кубического пирита, появляется пентагон-додекаэдрический пирит, обычно с поверхности окисленный, в некоторых слоях эти формы являются преобладающими.

Кубический пирит в некоторых случаях обладает более совершенными гранями в комбинации с малоразвитыми гранями октаэдра.

Ассоциация пентагон-додекаэдрического и кубического пирита отмечалась в отложениях средней части барабатумской толщи, причем в отдельных слоях преобладают его пентагон-додекаэдрические формы. Пирит из отложений кровли барабатумской толщи к СВ от Кавартского карьера представлен кубами в комбинации с пентагон-додекаэдрическими гранями. От пирита из туфов базальных отложений эффузивно-пирокластической толщи эти разности отличаются более совершенными гранями. Пиритизация, проявленная вне рудных жил, штокверков, ассоциирует с аргиллитизацией, окремнением и является результатом поствулканического изменения вулканогенно-осадочных толщ.

Окислы железа отмечаются по всему разрезу и встречаются чаще в стекловатых шлаках, пеплах андезитового, андезито-дацитового и дацитового составов.

* * *

Перечисленные выше типы изменений и ассоциации минеральных новообразований свойственны поствулканическим процессам региональных зеленокаменных изменений. По данным изучения гидротермальных метасоматических преобразований юрской вулканогенной формации Кафанского рудного поля Г. А. Саркисяном и Э. М. Налбандяном (1967) выявлены особенности и типы метаморфических преобразований для каждого этапа вулканизма.

Выделены типы пропилитов, которым свойственны различные минеральные парагенезисы, происхождение которых обусловлено их возрастными особенностями, условиями глубинности и температурой процессов зеленокаменных изменений (по Д. С. Коржинскому и др.). В разрезе среднеюрских отложений Г. А. Саркисян и Э. М. Налбандян разграничивают смену процессов: а) в нижнем байосе региональные зеленокаменные изменения происходили в условиях глубинности и высокой температуры (актинолит-эпидот-хлоритовая фация); характерно

широкое развитие эпидотизации; б) в верхнем байосе изменения происходили в приповерхностных условиях, характерна низкотемпературная пропилитизация (хлорит-кварцевая фация). На этой ступени изменений широко развито вторичное кварцитообразование.

ВЕРХНЯЯ ЮРА—НИЖНИЙ НЕОКОМ

ПОДЗОНА ШАМШАДИНСКОГО И АЛАВЕРДСКОГО АНТИКЛИНОРИЕВ

ВУЛКАНОГЕННО-КАРБОНАТНАЯ ФОРМАЦИЯ (ОКСФОРД—НЕОКОМ)

Эта формация развита в пределах широкой полосы, охватывающей Шамшадинский, Иджеванский, отчасти Ноемберянский и Алавердский районы Армянской ССР.

Наиболее выдержанные разрезы ее наблюдаются в пределах юго-восточной периклинальной части Алавердского и северного крыла Шамшадинского антиклинория, а также Иджеванского синклинория.

Стратиграфический разрез вулканогенно-карбонатной формации представляется в следующем виде.

а) Нижний оксфорд—известняки (отчасти доломитизированные и мраморизованные), андезитовые, андезито-базальтовые и базальтовые порфириты, их пирокласты, туфоконгломераты, вулканотерригенные песчаники. В гораздо меньшей мере развиты более кислые разновидности вулканитов.

б) Верхний оксфорд—кимеридж—известняки, доломиты, доломитизированные известняки с линзами и прослоями кремней, базальтовые, андезито-базальтовые, андезитовые порфириты, их пирокласты, вулкано-терригенные песчаники, конгломераты. Мощность 450—1200 *м*.

в) Титон—нижний неоком (?). Базальтовые и андезитовые порфириты с их пирокластикой. Мощность 200—500 *м*.

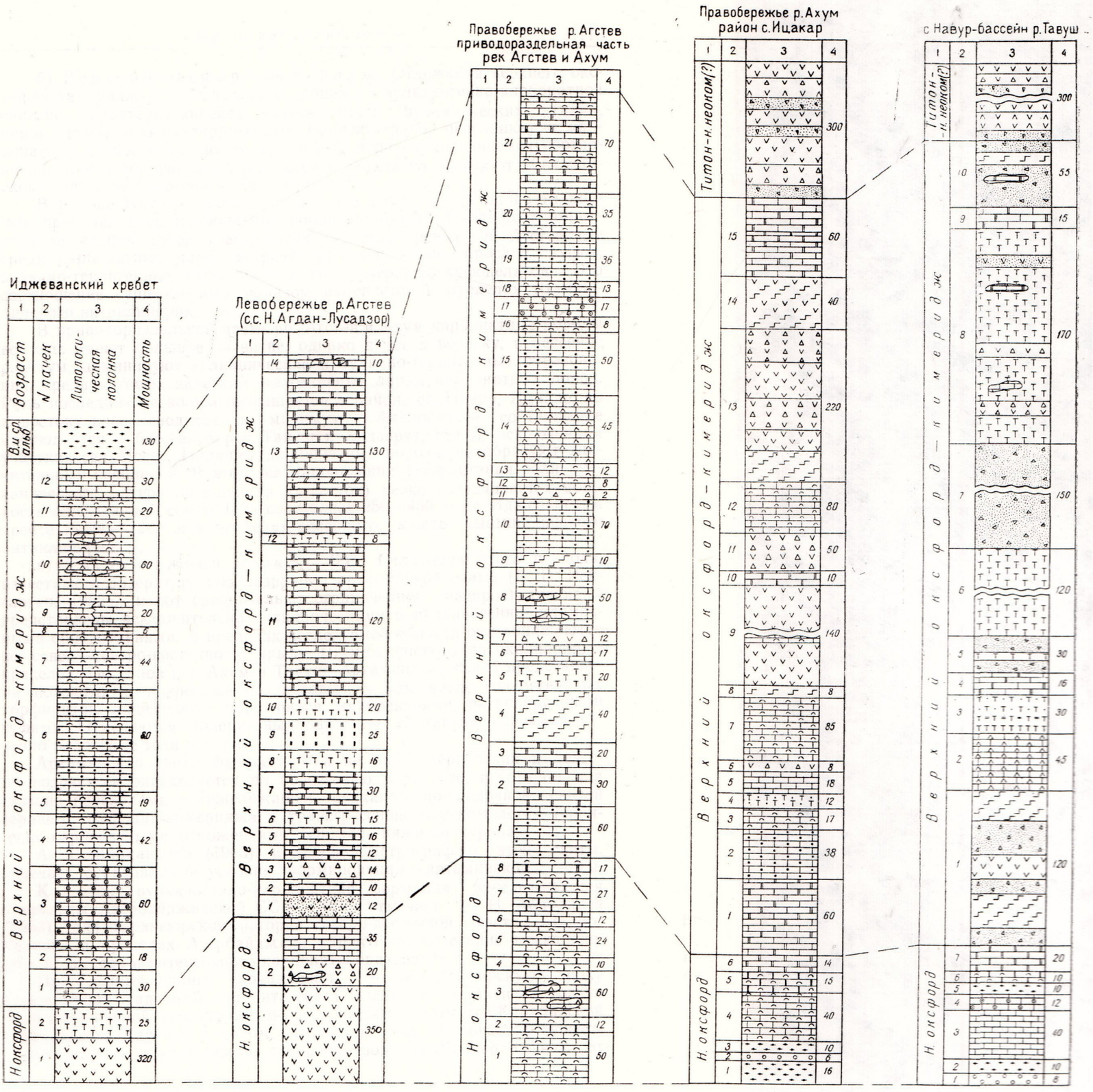
а) Нижний оксфорд. Отложения нижнего оксфорда представлены двумя различными по составу свитами, каждая из которых имеет развитие в определенной структурно-фациальной зоне. Первая представлена преимущественно карбонатными отложениями и широко развита в Шамшадинском антиклинории. Здесь отложения нижнего оксфорда трансгрессивно залегают на песчано-глинистых образованиях бата-келловея, а там где они отсутствуют, непосредственно на кварцевых плагиопорфирах верхнего байоса. Свита известняков протягивается от горы Будур к южным склонам г. Сарум и, благодаря однообразному литологическому составу, хорошо прослеживается далее на восток, по линии Навур—Берд—Норашен. Мощность 100—220 *м*.

В пределах Алавердского антиклинория отложения нижнего оксфорда почти нацело представлены вулканическими образованиями: андезитовыми, андезито-базальтовыми, базальтовыми порфиритами, их пирокластами. Более кислые разновидности имеют ограниченное распространение. Обломочный вулкано-терригенный материал местами (бассейн р. Аксибара) обилен. Карбонатные породы образуют небольшие прослои и линзы (мощностью от 0,5 до 25 *м*), захороненные среди лавово-пирокластического материала. Лишь в районе Севкарского лесозавода в основании нижнего оксфорда (г. Казанчи) залегают карбонатные породы большей мощности (40—100 *м*), которые выше по разрезу перекрываются вулканитами среднего состава.

Таблица 32

Характеристика разрезов вулканогенно-карбонатной формации верхней юры—нижнего неокома северо-восточной части Армянской ССР

Местоположение	Главные (формациеобразующие) породы	Мощность в *м*	Наличие перерывов	Наличие ритмичности	Условия залегания на подстилающей толще и возраст последней
Иджеванский хребет (северные склоны) и прилежащие участки	Карбонатные породы, преимущественно известняки. В низах формации лавово-пирокластический и вулканотерригенный материал	800	—	—	Трансгрессивно на отложениях келловея
Левобережье р. Агстев, район сс. Лусадзор и Нижний Агдан, г. Нальтекян	Известняки, доломиты и их промежуточные разновидности. Включают линзы и прослои силицитов. В низах формации преимущественно порфириты	850	—	—	Трансгрессивно на отложениях келловея
Правобережье р. Агстев, приводораздельная часть рек Агстев и Ахум	Известняки, доломиты и доломитизированные известняки	830	—	—	Трансгрессивно на отложениях келловея
Бассейн р. Ахум—сс. Ицакар, Навур	Лавово-пирокластический и вулканотерригенный материал В низах формации—известняки	1600	—	—	Трансгрессивно на отложениях верхнего байоса и келловея
С. Навур. Бассейн р. Тавуш	Лавово-пирокластический и вулканотерригенный материал. В низах формации—известняки	1150	—	—	Трансгрессивно на отложениях верхнего байоса



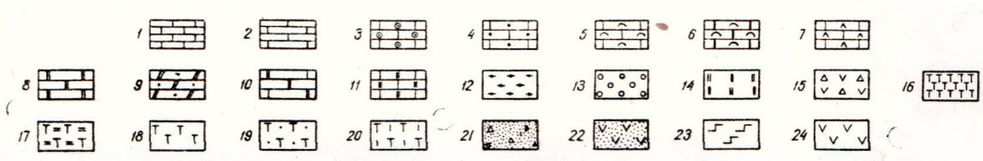


Рис. 61. Опорные разрезы вулканогенно-карбонатной формации (оксфорд неоком).

1. Известняки. 2. Известняки микрозернистые. 3. Известняки оолитовые. 4. Известняки сгустковые. 5. Известняки органогенно-детритовые. 6. Известняки органогенно-обломочные окатаннозернистые. 7. Известняки биогермные. 8. Доломиты. 9. Доломиты известковистые. 10. Известняки слабо доломитизированные. 11. Известняки окремненные. 12. Песчаники аркозовые. 13. Конгломераты мономиктовые. 14. Кремнисто-известковые породы. 15. Вулканические брекчии. 16. Туфы алевритовые. 17. Туфы пелитовые. 18. Туфы псаммитовые. 19. Туффиты псаммитовые. 20. Туффиты известковые. 21. Туфобрекчии и туфоконгломераты. 22. Вулканотерригенные песчаники. 23. Базальты. 24. Андезито-базальты и андезиты.

б) Верхний оксфорд-кимеридж. Отложения верхнего оксфорда-кимериджа представлены мощной вулканогенно-карбонатной свитой, характеризующейся чередованием вулканических (лавы, пирокласты), вулкано-терригенных (конгломераты, песчаники) и карбонатных (известняки, доломиты) пород в резко меняющемся соотношении. Свита хорошо прослеживается с запада на восток от Иджеванского хребта до бассейна р. Хндзорут.

В районе Иджеванского хребта свита характеризуется почти полным преобладанием карбонатных пород. Роль вулканического материала в небольшой степени возрастает в левобережье р. Агстев, где среди карбонатных пород встречаются небольшие прослои туфов, вулкано-терригенных песчаников и конгломератов, туфопелитов. Это соотношение существенным образом изменяется в пределах Шамшадинского антиклинория.

В приводораздельной части рр. Агстев и Ахум карбонатные породы все еще имеют большое развитие, однако далее к востоку, в бассейне р. Ахум, доминируют вулканические и вулкано-терригенные образования, среди которых залегают маломощные линзы карбонатных пород. Роль последних несколько повышается в районе сс. Навур, Ицакар, но к востоку вновь сводится к минимуму. Аналогичное соотношение наблюдается в бассейнах рек Тавуш и Хндзорут, где за исключением участков сел Мосес, Норашен, карбонатные породы не образуют значительных скоплений. В этом же направлении (возрастания роли вулканического материала с запада на восток) резко увеличивается мощность описываемой свиты. Она составляет 250—450 *м* на Иджеванском хребте и 650—1200 *м* в пределах северного крыла Шамшадинского антиклинория.

в) Титон-нижний неоком (?). Отложения этого периода, известные в литературе под названием артаминской свиты (В. П. Ренгартен, 1952), имеют сравнительно ограниченное распространение и представлены исключительно вулканическими и вулканогенно-обломочными образованиями. В пределах исследуемой области они обнажаются по север—северо-восточному крылу Шамшадинского антиклинория в пределах бассейнов рек Ахум и Тавуш. Артаминская свита представлена потоками и покровами базальтовых, в том числе гиперстеновых порфиритов, андезитовых порфиритов, их брекчиями, разнообразными туфами. Отмечаются долеритовые базальты, слагающие преимущественно пластовые тела и дайки.

Артаминская свита фаунистически не охарактеризована и поэтому возраст ее определяется по положению в разрезе, в котором она связана переходами с нижележащей вулканогенно-осадочной свитой верхнего оксфорда-кимериджа и трансгрессивно перекрывается терригенно-карбонатными отложениями сеномана-нижнего турона.

А. Х. Мнацаканян (1963), изучившая петрографию этой свиты, отмечает субаэральные условия формирования артаминской свиты.

К востоку вулканогенно-карбонатная формация прослеживается в пределы Азербайджанской ССР. Как отмечает Р. Н. Абдуллаев (1963), для верхнеюрской истории северо-восточной части Малого Кавказа в пределах Азербайджана характерно сочетание вулканических процессов и интенсивного карбонатообразования.

Приведенные данные показывают, что в верхнеюрскую эпоху вулканогенно-осадочный тип литогенеза был распространен не только на исследованной территории, но и в пределах Сомхето-Карабахской зоны Малого Кавказа в целом. Именно в этом заключается существенное отличие верхнеюрского осадкообразования Малого Кавказа от

остальных участков альпийской геосинклинали Евразии, для которых характерна иная специфика—накопление мощных толщ карбонатных пород и возрастание роли эвапоритовых формаций (А. Б. Ронов, В. Е. Хаин, 1962).

Вулканические породы

В строении вулкано-карбонатной формации принимают участие разнообразные вулканические породы, преимущественно основного и среднего состава. В настоящей работе рассматриваются наиболее распространенные продукты вулканизма, определяющие облик изучаемой формации.

Базальтовые и андезито-базальтовые порфириты потоков массивного строения. Они образуют потоки мощностью от нескольких до 35—40 *м*. По простиранию прослеживаются на сотни метров, иногда на несколько километров. Макроскопически—это темно-серые, реже зеленовато-серые породы с обильными миндалинами. В шлифах видна порфировая структура породы. Вкрапленники редки и представлены замещенным кальцитом темноцветным минералом (судя по габитусу, пироксеном и оливином), а также микровкрапленниками плагиоклаза. Основная масса апоинтерсертальная и представлена почти нацело хлоритизированным вулканическим стеклом, в котором разбросаны лейсты плагиоклаза величиной 0,02—0,03×0,1×0,5 *мм* и полностью кальцитизированные темноцветные минералы. Лейсты плагиоклаза замещены низкопреломляющими бесцветными цеолитами, реже альбитом, развивающимся от ядра к периферии, кальцитом. Миндалины составляют около 30% объема породы. Форма их округлая, эллипсоидальная. Диаметр от 0,1 до 15 *мм*. Различаются миндалины простого и сложного строения. Первые относительно небольшие (до 3 *мм*), выполнены хлоритом или халцедоном. Вторые более крупные и имеют зональное строение, выраженное наличием двух, реже трех оболочек: внешняя хлорит, ядро—кальцит, иногда мелкоагрегатный кварц и халцедон. Встречаются и обратные соотношения. Породы даек того же состава имеют порфировую структуру с микроофитовой, микродиабазовой основной массой.

Базальтовые и андезито-базальтовые порфириты потоков шарового строения. Шаровые лавы образуют выдержанные потоки, залегающие среди лавово-пирокластического материала и карбонатных пород. Прослеживаются на значительные расстояния от 0,5 до 2,5 *км*. Мощность от нескольких до 10 *м*. В обнажении это сфероидальные эллипсовидные, плотно прилегающие друг к другу тела с небольшим количеством цементирующей дресвяной массы. Размеры шаров варьируют в широких пределах—от 5—6 *см* до 1,2—1,3 *м* в поперечнике, включая все промежуточные величины (рис. 62).

В наиболее типичных примерах каждое шаровое образование представляет собой обособленный агрегат зонального строения, состоящий из:

1) периферической шлаковидной корки с многочисленными пустотами, образованными, видимо, от просачивания газов и более редкими миндалинами;

2) переходной зоны, представленной лавой миндалекаменной структуры с обильными и крупными миндалинами;

3) основного внутреннего ядра, сложенного более плотными разновидностями породы с мелкими миндалинами.

Такое трехчленное строение не является строго закономерным для каждого отдельного сфероида на всем протяжении потока. Отмечаются переходы от шарового строения к неотчетливо шаровому, а

также массивному. Иногда причиной этого являются процессы выветривания, в результате которых сфероид теряет внешнюю оболочку, в других случаях это связано, видимо, с первичными факторами. Межшаровая дресвянная масса имеет разнородный состав и представлена обломками внешней части шаров, разложенным вулканическим стеклом, небольшими угловатыми обломками пирокластики. Весь этот материал



Рис. 62. Поток шаровых лав в окрестностях села Навур.

скреплен интенсивно хлоритизированным и кальцитизированным туфовым цементом. Местами в межшаровом пространстве лав наблюдаются небольшие жеоды, выполненные мелкими (0,5—4 *см*) скаленоэдрическими и призматическими кристаллами лимонно-желтого и молочно-белого кальцита. Строение шаровых лав часто осложняется присутствием более поздних тел—пластообразных залежей диабазов, микродиабазовых порфиритов. В большинстве случаев эти тела расположены в основании потоков. Имея горизонтальное залегание, они сопровождают выходы шаровых лав на значительные расстояния от нескольких сот метров до 1—1,5 *км*.

По структуре и минеральному составу порфириты шаровых лав идентичны вышеописанным их аналогам нешарового строения. Отличие заключается в более интенсивной цеолитизации, большем количестве миндалин, особенно крупных, средне- и мелкозернистой структуре основной массы, часто наличием среди интенсивно кальцитизированных и халцедонитизированных порфировых выделений реликтов оливина и пироксена.

Шлаковые лавы базальтовых и андезито-базальтовых порфиритов. Макроскопически это лиловые, интенсивно кальцитизированные плотные породы со сверкающим изломом, напоминающие туфопесчаники. Первоначальная пористо-губчатая структура распознается лишь под микроскопом. В шлифах пород афировая, сильно пористая. Поры составляют около 60—65% объема породы. Основная масса имеет гиалопилитовую структуру. Представлена вулканическим стеклом, полностью перерожденным в ожелезненную массу, в которой рассеяны микролиты плагиоклаза, размерами 0,1—0,15 *мм*. Поры различной формы, с преобладающими размерами 0,2—0,8 *мм*, иногда очень крупные. Небольшая часть пор (8—10%) выполнена кремнеземом, хлоритом. Преобладающая часть выполнена кальцитом, причем характер вы-

полнения говорит о более позднем, чем в первом случае, негидротермальном образовании кальцита, скорее связанном с диагенетическими процессами сдавливания и уплотнения. Очевидно, первоисточником кальцита являются карбонатные илы и седиментационные поровые воды, выжимающиеся в процессе литификации карбонатных пород. Шлаковые породы имеют мощность от нескольких десятков метров до 120—140 *м*. Обычно они приурочены к кровле шаровых лав, но встречаются также независимо от последних. Почти всегда они ассоциируют с карбонатными породами, прослои, пачки которых постоянно встречаются среди шлаковых лав.

Андезитовые порфириты. Плагиоклазовые андезитовые порфириты. Массивные, обычно плотные, серовато-бурые, светло-серые породы, часто с макроскопически наблюдаемыми порфировидными выделениями плагиоклаза.

В шлифах видно, что порода имеет порфировую структуру с микролитовой структурой основной массы. Вкрапленники обильны, представлены плагиоклазом и темноцветными минералами. Плагиоклаз является преобладающим среди вкрапленников. Представлен зернами таблитчатой призматической формы с зональным строением и полисинтетическим сдвойникованием. По методу симметричного угасания в зоне (010) плагиоклаз определяется как андезин (№ 36). Темноцветный минерал интенсивно изменен. Судя по немногочисленным реликтам первичного строения и форме зерен, он был представлен роговой обманкой, реже пироксеном. Основная масса состоит из микролитов плагиоклаза, сцементированных пелитизированным вулканическим стеклом. Отмечаются редкие микролиты пироксена.

Пироксен-роговообманковые андезитовые порфириты. Эта разновидность андезитовых порфиритов отличается от вышеописанной более высоким содержанием темноцветных минералов. Пироксен представлен короткопризматическими и изометричными зернами авгита. Ромбический пироксен почти нацело замещен хлоритом, кальцитом и тонкозернистым пелитовым буровато-серым веществом и определяется по характерному габитусу. Вкрапленники роговой обманки имеют зональное строение, обусловленное сменой базальтической роговой обманки обыкновенной по направлению от ядра к периферии. Характерна опацитизация.

Литокластические туфы базальтовых и андезито-базальтовых порфиритов. Серые, зеленовато-серые, плотные, толстослоистые и массивные породы, в которых часто наблюдается матрацевидная отдельность. Состоят из обломков базальтовых и андезито-базальтовых порфиритов. Редко отмечаются обломки вулканического стекла, шлаковых пород; обломки порфиритов сильно изменены и подвержены тем же изменениям, что и их лавовые разновидности. Туфы плохо отсортированы, размеры обломков варьируют в широких пределах—от 0,3 до 9,6 *мм*. В основании обычно преобладают грубозернистые разновидности. Форма литокластических фрагментов преимущественно округлая, изометричная, редко остроугольная. Цемент представлен раздробленным материалом самих обломков, реже новообразованиями кальцита, хлорита. Количество его варьирует от 10 до 40%.

Описанные породы особенно широко развиты в междуречье рр. Агстев и Тавуш, где слагаются пачки, мощностью от 15—20 до 120—180 *м*.

Витрокластические туфы базальтовых и андезито-базальтовых порфиритов. Зеленовато-серые, плотные, толстослоистые образования.

Состоят из обломков пузыристого вулканического стекла, замещенного хлоритом, пелитовым веществом. Форма обломков неправильная, остроугольная. Размеры 0,1—0,8 *мм*. Связывающая масса (20—25%) представлена кальцитом, хлоритом, цеолитами. У поселка Берд цемент представлен анальцимом. Витрокластические туфы имеют значительное распространение. Мощности от 5 до 40 *м*.

Витро-лито-кристаллокластические туфы андезитовых, андезито-дацитовых порфиритов. Массивные, буровато-серые, плотные, мелкообломочные породы, состоящие из обломочного материала (35—40%) и связывающей массы (60—65%). Размеры обломков 0,1—25 *мм*, представлены андезитовыми, андезито-дацитовыми, реже андезито-базальтовыми порфиритами, а также кристаллами плагиоклазов. Форма обломков пород неправильная, угловатая, изредка они сохраняют призматическую форму. Связывающая масса представлена интенсивно измененными (хлоритизация, монтмориллонитизация) рогульчатыми пепловыми частицами. В некоторых разновидностях пепловый материал слагает значительную часть (до 75%) породы. С описанными породами часто ассоциируют туфопелиты, монтмориллонитовые глины. С разной степенью интенсивности процессы монтмориллонитизации туфов (почти всех разновидностей) проявлены в левобережье р. Ахум, вдоль дороги Берд—Иджеван, где этот процесс охватывает толщу пирокластического и вулкано-терригенного материала, мощностью около 400 *м*.

Агломераты. Светло-зеленые, зеленые породы часто интенсивно измененные (оглиненные). Состоят из остроугольных и сглаженных обломков различной величины (до 12 *см*), сложенных базальтовыми, миндалекаменными, шлаковыми, реже андезитовыми порфиритами. Связывающаяся масса составляет 10—15%. Представлена обломками хлоритизированного вулканического стекла, кальцитом, халцедоном и скрытокристаллическим пренит-кальцитовым агрегатом. Агломераты имеют значительное распространение, мощность их от 4—5 до 18—20 *м*.

Монтмориллонитовые глины*, возникшие в процессе преобразования вулканитов. Монтмориллонитизация—процесс достаточно типичный для вулканитов вулканогенно-карбонатной формации, хотя на разных участках распространения вулканитов он проявился в неодинаковом масштабе. Наиболее четко, хотя и с разной интенсивностью, он прослеживается по пирокластическому и вулкано-терригенному материалу на левобережье р. Ахум, вдоль дороги Иджеван—Берд, вплоть до перевальной части, а также к северу от отмеченной территории. В этих районах лавы (преимущественно андезитов, андезито-базальтов, базальтов массивного и шарового строения) переслаиваются с пирокластическими (витрокластические, литокластические, витро-лито-кристаллокластические туфы) и вулкано-терригенными породами (конгломераты, конгломератобрекчии, песчаники, алевролиты), среди которых располагаются небольшие линзы и прослои известняков и доломитов.

В грубо- и крупнообломочных разновидностях пород монтмориллонитизация протекает по цементу, тогда как более крупные обломки и гальки вулканитов остаются неизмененными. Наиболее интенсивно процесс проявляется в туфоалевролитах, мелкообломочных разновидностях туфов и песчаников. К этим образованиям и приурочены скопления относительно чистых разновидностей монтмориллонитовых глин, мощностью от 0,2 до 2,5 *м*.

Макроскопически это серовато-коричневые, коричневые слоистые

* Раздел, посвященный глинистым породам, составлен совместно с И. Х. Петросовым.

породы, жирные наощупь, состоящие из монтмориллонита и частично монтмориллонитизированного вулканического стекла, а также обломков пород, плагиоклазов (основных и средних, нередко почти нацело превращенных в тонкоагрегатное глинистое вещество) и пироксенов (кальцитизированных, хлоритизированных). Структура реликтово-туфовая, витрокластическая, мегапелитовая, реже алевро-пелитовая, псаммо-пелитовая. Текстура пятнистая (в связи с неравномерным изменением и распределением вулканического стекла), местами флюидальная, образованная в результате огибания обломков вулканитов и кристаллов более мелкими частицами стекла.

Породообразующим глинистым минералом является монтмориллонит. На рентгенограммах природного образца фиксируется серия базальных рефлексов с d (001) = 14—15 А°, который после насыщения глицерином увеличивается до 17—18 А°. После прокаливания образца отражение первого порядка смещается к $d = 10$ А°

Термограмма пород типична для монтмориллонитовых глин: на них фиксируются три эндоэффекта и один экзотермический пик (образование высокотемпературных фаз) с максимумами соответственно при 150, 560, 860, 930°С; при этом первый эндоэффект (выделение слабо связанной воды) выражен значительно интенсивнее второго (выделение воды типа ОН) и третьего (окончательное разрушение решетки минерала).

Таблица 33

Химический состав глин

№ обр.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	CaO	MgO	MnO	Na_2O	K_2O	п.п.п.	вл.	CO_2	Σ
Ш—356	43,15	0,95	14,14	9,40	0,44	3,13	8,07	0,07	0,06	0,62	9,11	11,0	5,50	100,14

Ниже приводятся данные, характеризующие обменную емкость и состав обменного комплекса после отмучивания глин и отделения крупной фракции: K^+—0,57 *мг-экв*/100 *г* Na^+—следы Ca^{2+} 87,08 *мг-экв* /100*г* Mg^{2+}—10,85 *мг-экв*/100 *г*.

Обменная емкость равна 98,50 *мг-экв*/100 *г*, что характерно для монтмориллонитовых глин; судя по составу обменных катионов, породообразующий минерал относится к Са-монтмориллониту.

Вулкано-терригенные породы

Среди пород, слагающих формацию, конгломераты и конгломератобрекчии не имеют значительного распространения, но местами (междуречье рек Ахум и Тавуш) образуют значительные скопления, мощностью от 8—10 до 60—120 *м*. По степени окатанности обломков среди них различаются конгломераты и конгломератобрекчии. Преобладают первые. Гальки в основном окатанные, реже полуокатанные. Среди них преобладают сферичные разновидности, плоско окатанные гальки весьма редки. Брекчии и щебенка по форме разнообразная: остроугольная, неправильно прямоугольная, однако контуры их без зазубрин, сглаженные. По величине слагающих обломков это средне- (2,5—5 *см*) и крупногалечные разновидности (5—10 *см*) с небольшим количеством валунов. Сложены они порфиритами основного и среднего состава. Сравнение состава галек с коренными верхнеюрскими порфиритами

показывает их полную идентичность как по петрографо-минералогическим особенностям, так и по характеру поствулканических изменений.

Цементом служит обломочный материал— неокатанные, полуокатанные, реже окатанные обломки песчанистых и гравелитовых размеров тех же порфиритов, а также обломки хлоритизированного вулканического стекла, плагиоклазов. В бассейне р. Ахум в цементе присутствуют органогенный детрит, оолиты и микрозернистый кальцит, редкие спикулы губок. В цементе наблюдаются ожелезнение, хлоритизация, окремнение, кальцитизация.

Вулканическая деятельность верхнеюрского цикла была продолжительной и протекала с переменной интенсивностью в различных участках верхнеюрского бассейна. Пространственное распределение продуктов вулканизма было неравномерным в связи с расположением центров вулканической деятельности. В нижнем оксфорде интенсивные проявления вулканической деятельности имели место в пределах юго-восточной части Алавердского антиклинория. В пределах Шамшадинского антиклинория в это время происходило интенсивное карбонатообразование. В верхнем оксфорде-кимеридже вулканическая деятельность усиливается. Наблюдается перемещение центров вулканизма в Шамшадинский антиклинорий.

Вулканическая деятельность верхнеюрского цикла протекала очень бурно в условиях мелководного бассейна и имела эксплозивный характер, что и обусловило преобладание (в целом) пиро- и эпикластического материала над лавами.

Излияния сопровождались выбросом в большом количестве шлакового материала. Продукты вулканизма представляли в основном производные основной и средний магмы, кислые разновидности имели небольшое развитие. В периоды относительного затишья или перерыва в вулканической деятельности, а местами и одновременно с подводными вулканическими проявлениями происходило накопление карбонатного материала. Эффузивная и эксплозивная деятельность сопровождалась образованием пластовых и крутосекущих тел, внедрившихся как в вулканические образования того же возраста, так и в карбонатные илы и в разной степени литифицированные карбонатные осадки и породы.

На облик вулканических пород наложили отпечаток сопровождающие вулканизм автометаморфические и гидротермальные поствулканические процессы, а также явления диагенеза. Они выражаются в интенсивной кальцитизации, хлоритизации, монтмориллонитизации, цеолитизации, в гораздо меньших масштабах—альбитизации вулканитов. Особенно интенсивно проявлена кальцитизация, затрагивающая как вулканическую породу в целом, так и отдельные минералы. Этот процесс хорошо устанавливается химическими анализами и в шлифах. По данным анализов, содержание $CaCO_3$ (пересчитанные величины) в наиболее кальцитизированных вулканитах составляет от 12 до 20%.

Помимо выполнения миндалин, этот процесс проявляется в следующем:

1. Отложении в пустотах, трещинах, межшаровых пространстах лав. Наибольшие проявления кальцитизации наблюдаются в шлаковых лавах в особенности на участках, где последние перемежаются с карбонатными породами.

В результате интенсивной кальцитизации первоначально пористая губчатая вулканическая порода цементируется кальцитом и приобретает плотное, массивное строение. Кальцитизация этого типа связана,

возможно, с излияниями в рыхлые известковые осадки, в результате чего поровое пространство заполняется кальцитом, в дальнейшем раскристаллизующимся в крупные кристаллы. Процесс мог продолжаться также в связи с перекрытием шлаковых образований новыми слоями карбонатных осадков.

2. Замещении по темноцветным минералам лав и туфов с образованием псевдоморфоз. Замещению подвергаются оливин и пироксены вкрапленников и основная масса. Кальцитизацией затронуты преимущественно ромбические пироксены, моноклинные—слабо изменены. Процесс настолько интенсивен, что о принадлежности минералов к вышеуказанным можно судить по кристаллографическим очертаниям и редким реликтам. Такая кальцитизация иногда сопровождается слабой хлоритизацией и окремнением, но протекает также независимо от этих процессов.

Приведенные данные показывают многообразие процессов кальцитизации вулканитов в верхнеюрской вулканогенно-карбонатной формации северной части Армянской ССР. В одних случаях это явление связано с поствулканическими процессами, в других—с диагенезом, в третьих имеет место механический захват седиментационных продуктов.

Таким образом, намечается определенная взаимосвязь процесса со средой и продуктами осадкообразования. Несомненно, в протекающих поствулканических процессах должен был участвовать кальций седиментационного источника (карбонатные илы, поровые воды, выжимающиеся из карбонатных осадков в процессе уплотнения и др.). Этот пример показывает сложную взаимосвязь процессов вулканизма и осадкообразования и свидетельствует о влиянии процессов осадкообразования на состав и облик лавово-пирокластического материала. Существенным образом изменяются условия вулканизма к концу цикла (титон—нижний неоком?). В результате восходящих движений прогиб испытывает частичное поднятие, чем и обусловливается локальность распространения отложений. Процессы вулканизма протекают преимущественно в наземной обстановке. Продукты наземного вулканизма представлены базальтовыми и андезитовыми лавами, различными туфами, туфобрекчиями.

Карбонатные породы

В рассматриваемой вулканогенно-карбонатной формации известняки являются наиболее распространенными осадочными породами и представлены многими разновидностями. За основу их подразделения принята классификация М. С. Швецова (1948, 1954) с небольшими изменениями, отражающими особенности карбонатообразования на исследованной территории.

Органогенные известняки

Сгустковые известняки. Массивные, толстослоистые, серые и темно-серые известняки с неровным остроребристым изломом. Макроскопически сгустковый характер выражен не очень отчетливо и проявляется в наличии тонкозернистых эллипсоидальных пятен, сливающихся с более однородной массой породы.

Изучение в шлифах показывает, что сгустковые известняки состоят из сгустков (65—80%) небольшого количества органических остат-

Таблица 34

Типы известняков, развитых в вулканогенно-карбонатной формации

Группа	Тип известняков
Органогенные	Сгустковые. Органогенно-детритовые Биогермные
Хемогенные	Оолитовые Микрозернистые*
Органогеннообломочные (окатанно-зернистые)	Микрообломочные Мелкообломочные Крупнообломочные
Известняки неясного происхождения	Продукты изменения первичного материала без ясных следов происхождения Микрокомковатые

* Микрозернистые известняки к этой группе отнесены условно.

ков (5—15%) и цемента (10—20%). Различаются три типа сгустков:

1. Сгустки неоднородного строения, ядра которых сложены органогенным детритом (обломки криноидей, остракод, кораллов, брахиопод, обрывки водорослей), интенсивно источенным сверлящими водорослями. Периферия сгустка состоит из микрозернистого кальцита с реликтами микрокомковатого строения. Размеры сгустков 0,15—0,35 *мм*. Они являются продуктом интенсивной водорослевой грануляции, в результате которой первичный детрит теряет первоначальное строение, превращаясь в сгусток (рис. 63).

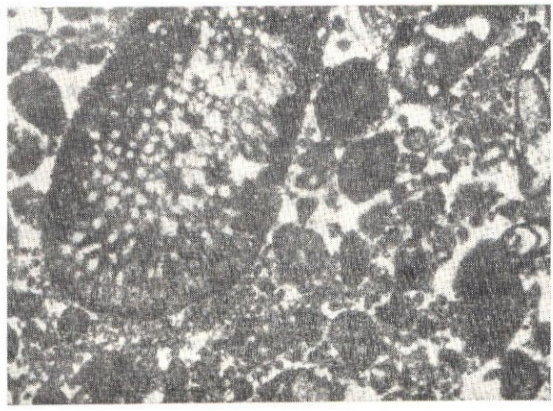


Рис. 63. Сгустковый известняк. В шлифе видны темные сгустки различных размеров и трубчатое тело водоросли. Иджеванский хребет. Шлиф, ув. 35х. Николь 1.

2. Основная масса сгустков не имеет детритового ядра и представлена округлыми стяжениями, величиной 0,08—1,5 *мм*. Структура микрокомковато-губчатая, обусловленная чередованием комочков темного микрозернистого кальцита с просветами-канальцами, выполненными светлым кальцитом.

В сгустках, а также в промежутках между ними присутствуют проблематические образования, небольшие (диаметром 0,08—0,12 *мм*)

сферки, имеющие тонкую внешнюю оболочку темного микрозернистого кальцита. Эти образования сходны с известными в литературе формами Calcisphaera.

Считается, что сферки представляют собой оогонии низших водорослей, либо примитивные фораминиферы.

3. Водорослевые желвачки типа микроонколитов; они распространены меньше.

Органогенный детрит, а точнее часть детрита, сохранившаяся от водорослевой грануляции, представлена обломками криноидей, обрывками сине-зеленых водорослей, фораминиферами. Цементом сгустковых известняков служит полупрозрачный светлый кальцит. Происхождение сгустковых известняков обусловлено действием нескольких факторов, в ряду которых важное место занимает жизнедеятельность водорослей. С. В. Максимова (1961), детально изучившая сгустковые известняки из нижнедевонских отложений Кузнецкого бассейна, считает, что они обязаны своим происхождением жизнедеятельности целого комплекса водорослей. Часть сгустков представляет собой продукт жизнедеятельности водорослей, выделявших стяжения карбоната, а другая возникла в результате переработки органогенного детрита сверлящими водорослями. Описываемые известняки имеют широкое распространение в верхнеюрской вулканогенно-карбонатной формации. Вместе с сгустково-детритовыми известняками они слагают хорошо выдержанные по простиранию пачки, мощностью от 8—12 до 60—70 *м*.

Органогенно-детритовые известняки. По размерам детрита они подразделены на крупнодетритовые и мелкодетритовые.

Крупнодетритовые известняки. По таксонометрическому составу детрита они подразделены на 6 разновидностей, каждая из которых имеет значительное распространение:

сгустково-детритовые известняки; криноидные; криноидно-полидетритовые; эхинодерматовые; пелециподо-полидетритовые; спикулово-полидетритовые.

Сгустково-детритовые. Макроскопически неотличимы от сгустковых известняков. Лишь в шлифах обнаруживается, что породообразующая роль детрита здесь значительно выше. Известняки этого типа слагаются сгустками (35—45%) (здесь присутствуют все три типа сгустков, рассмотренных при описании сгустковых известняков) органогенным детритом (35—45%), цементом (15—30%).

Криноидные известняки. Серые, в ожелезненных разновидностях серо-бурые мраморподобные известняки с характерным «сахаровидным» изломом. Слагают тела массивной холмовидной формы, залегающие в известняках различного состава. В шлифах обнаруживается, что известняки почти нацело (85—90%) состоят из плотно прилегающих члеников криноидей, размерами от 0,35 до 3 *мм*. Членики нередко перекристаллизованы с постепенным превращением в крупные монокристаллы с реликтами первичного сетчатого строения. Часть члеников утратила первичную сетчатую структуру и определяется по характерному угасанию. В подчиненном количестве присутствуют гранулированные и перекристаллизованные обломки кораллов, мшанок, брахиопод. Цемент скудный—2—7%.

Криноидно-полидетритовые известняки. Они отличаются от вышеописанных криноидных известняков несколько большим количеством иного детрита—обломков морских ежей, мшанок, гастропод, брахиопод. Встречаются желвачки микроонколитов и зачаточные оолиты.

Криноидные и криноидно-полидетритовые известняки имеют широкое распространение. Мощности их от 2—3 до 22—25 *м*.

Эхинодерматовые известняки. Макроскопически они не отличимы от криноидно-полидетритовых, лишь местами в породе наблюдаются крупные светлые пятна—обломки панцирей морских ежей. Под микроскопом видно, что порода состоит почти нацело из иглокожих—криноидей и морских ежей. Первые представлены члениками, вторые—ячеисто-сетчатыми обломками щитков и реже иглами. Размеры детрита от 0,5—1,2 *мм* до 2 *мм*. Цемент скудный—2—8%. Мощность эхинодерматовых известняков 2—8 *м*. В них встречаются небольшие прослои эхинидовых известняков, т. е. разновидностей, сложенных исключительно обломками морских ежей.

Пелециподово-полидетритовые известняки. Известняки этого типа состоят из неотсортированного органогенного детрита, размерами 0,18—1 *мм*, в составе которого преобладают удлиненные обломки раковин пелеципод, имеющих тонковолокнистое пучковидное и ячеисто-призматическое строение. Остальная часть детрита представлена криноидеями, сгустками сине-зеленых водорослей, реже остракодами, губками, фораминиферами.

Присутствует также мелкодетритовый (шламовый) материал.

Цемент составляет 8—10%. Мощность пелециподово-полидетритовых известняков 3—8 *м*.

Спикулово-полидетритовые известняки. Плотные, очень крепкие, зеленовато-серые известняки. Состоят из органического детрита (40—50%), кремневых спикул (20—35%) и цемента (5—20). Органогенный детрит представлен обломками криноидей, остракод, мшанок, кораллов. Спикулы в целом не являются преобладающим элементом породы, но местами образуют скопления. Сложены микро- и среднезернистым халцедоном. Размеры спикул варьируют в широких пределах: диаметром 0,04—0,05 до 2 *мм*, длина от 0,2—0,3 до 0,8 *мм*, а отдельные крупные разновидности достигают длины 1,5—2,5 *мм*. Иногда наблюдается процесс кальцитизации спикул, сопровождаемый образованием небольших кремневых конкреций.

Биогермные известняки. Из всех типов известняков наиболее трудным является изучение биогермных разновидностей ввиду интенсивной перекристаллизации, доломитизации и других изменений, в результате чего от первичного строения породы остаются небольшие реликты.

Макроскопически это массивные, крепкие пористые известняки с видимыми на поверхности выветривания узорчатыми отпечатками породообразующей фауны. Изучение в шлифах и пришлифовках показывает, что известняки состоят из скоплений губок, кораллов, водорослей, тела которых обволакиваются и окаймляются комочками сине-зеленых водорослей. Мощность от 5—6 до 25—30 *м*.

Хемогенные известняки

Оолитовые известняки. Светло-серые, серые слоистые породы, в которых нередко оолитовая структура различается макроскопически.

В шлифах видно, что порода состоит из оолитов размерами от 0,15 *мм* с преобладающей величиной 0,3—0,4 *мм*. Форма оолитов в целом строго округлая, местами слегка приплюснутая, в разрушенных и деформированных разновидностях неправильная, нечеткая. Форма оолитов всецело определяется формой ядер (рис. 64).

Последние образованы полуокатанным детритом, комочками микрозернистого кальцита, небольшими обломками вулканических пород, кристаллами плагиоклаза. В большинстве случаев концентрическое строение выражено отчетливо. Количество концентрических оболочек от 2 до 5. Радиальная лучистость наблюдается хорошо.

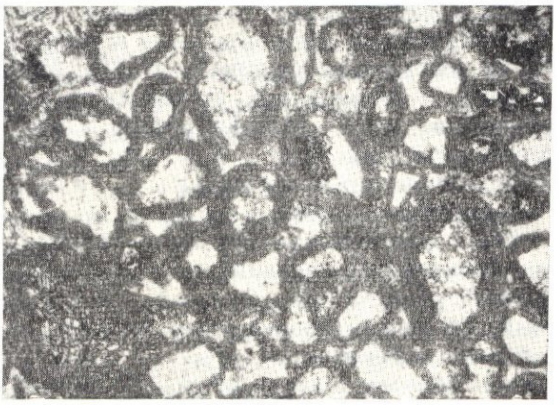


Рис. 64. Сильно песчанистый оолитовый известняк. Видны оолиты и их зачаточные разновидности. Ядра сложены обломками эффузивных пород. с. Лусадзор. Шлиф, ув. 35х. Николь 1.

Помимо оолитов, в породе встречаются небольшие комочки микрозернистого кальцита, редкий детрит, копролиты. Цемент составляет 10—25%.

Микрозернистые известняки. Серые и темно-серые, плотные слоистые и плитчатые известняки с оскольчато-раковистым изломом. Основная масса породы сложена микрозернистым (0,01—0,02 *мм*) и афанитовым (0,005 *мм*) кальцитом. Имеется небольшая (3—15%) примесь тонкоперетертого мелкодетритового материала и пирита в виде точечных включений и небольших стяжений. Мощность от 2—3 до 25 *м*.

Как указывает ряд авторов, известняки этого типа нельзя безоговорочно относить к группе хемогенных, так как происхождение их может быть не только химическим, но и органогенным, а иногда обломочным, т. е. связанным с механическим разрушением (перетиранием) раковинного материала.

Органогенно-обломочные известняки. По размерам слагающих обломков и составу органических остатков выделяются три группы известняков: крупнообломочные (с преобладающими размерами 1,1—1,6 *мм*), мелкообломочные (с преобладающими размерами 0,30—0,45 *мм*) и микрообломочные (с преобладающими размерами 0,08—0,20 *мм*).

Крупнообломочные разновидности. Состоят из окатанных, реже полуокатанных, гранулированных обломков раковин, скрепленных известковым цементом. Обломки представлены гастроподами, губками, иглокожими, кроме того нередки обрывки сине-зеленых водорослей. В подчиненном количестве встречаются кораллы, иглы ежей, фораминиферы, мшанки. Цемент вторичный, разнозернистый. Представлен светлым, прозрачным кальцитом. Составляет 8—25%.

Мелкообломочные разновидности. Слагаются окатанным, интенсивно гранулированным детритом. Состав однообразен. Порода слагается преимущественно фораминиферами (Anomalina) и криноидеями. Реже встречаются вытянутые обломки створок остракод, микроонколитообразные желваки. Цемент 12—15% (рис. 65).

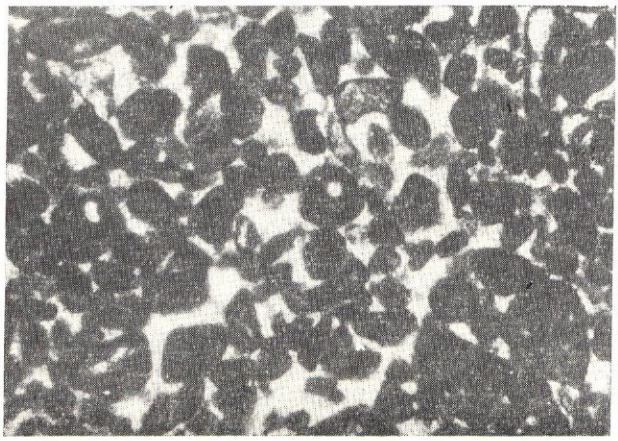


Рис. 65. Органогенно-обломочный (мелкообломочный) известняк. Иджеванский хребет. Шлиф, ув. 35х. Николь 1.

Микрообломочные разновидности. Сложены хорошо окатанными и округлыми сферическими обломками. Такая особенность обусловлена тем, что основная масса обломочного материала сложена раковинами фораминифер-милиолид.

В подчиненном количестве присутствуют окатанные и полуокатанные обломки ежей, обрывки клубовидной колонии водорослей, обломки спорангифор acicularia sp. Цемент представлен преимущественно вторичным кальцитом. Первичный цемент слабо сохранен и был представлен микрозернистым и афанитовым кальцитом. Составляет 8—15%.

Все три разновидности органогенно-обломочных известняков (в особенности первая) имеют большое распространение в рассматриваемой серии.

Известняки неясного происхождения

Продукты значительного изменения первичного материала, без сохранения ясных следов происхождения. В известняках этой группы степень преобразования первичного материала весьма значительна. Они обладают различной микроструктурой. Происхождение таких известняков остается неясным, поскольку они перекристаллизованы и изменены другими вторичными процессами (окремнение, доломитизация, ожелезнение).

В некоторых разновидностях на общем фоне перекристаллизации обнаруживаются редкие следы первичного строения—реликты кораллов, водорослей, губок.

Микрокомковатые известняки слагаются мелкими (преимущественно 0,02—0,08 *мм*) однородными комочками темного микрозернистого

кальцита. Форма комочков округлая, неправильно округлая. Контуры нечеткие, иногда расплывчатые. В небольшом количестве в породе присутствуют микроонколиты (2—5%), органогенный детрит (3—8%). Известняки этого типа имеют небольшую мощность (0,3—3 *м*). Происхождение микрокомковатых известняков не считается окончательно выясненным. В рассматриваемом случае не обнаруживается каких-либо четких критериев для установления их генезиса.

Вторичные изменения в известняках. Наиболее характерны перекристаллизация, ожелезнение, окремнение и доломитизация.

Перекристаллизация. Зачаточная перекристаллизация характерна для всех типов известняков, встречающихся в изученных отложениях. Более интенсивная и полная перекристаллизация захватывает породу целиком: цемент раскристаллизуется с образованием светлого кальцита, а органические остатки теряют первоначальную структуру и превращаются в монокристаллы кальцита. В наиболее перекристаллизованных разовидностях следы первичного строения вообще не сохраняются и порода приобретает сверкающий кристаллический излом. Перекристаллизация сопровождается сдвойникованием кальцита, иногда ожелезнением.

Ожелезнение. Характерный процесс, хотя он и проявляется с неодинаковой интенсивностью.

а. Слабое ожелезнение известняков с образованием небольших пятен, примазок, точечных включений. Преобладание в тяжелой фракции нерастворимого остатка известняков минералов железа (пирита, гематита, лимонита) в достаточной мере объясняет это явление.

б. Более интенсивное ожелезнение охватывает весь пласт известняка, в результате чего порода окрашивается в бурый цвет и внешне напоминает туффит, а в случае неравномерного проявления процесса образуются пятнистые структуры. В шлифах видно, что порода пропитана бурыми окислами железа, причем замещению не подвергается лишь крупный детрит. Содержание Fe_2O_3 достигает 12,7%.

Другие изменения—доломитизация и окремнение пользуются еще большим распространением. Оба эти процесса рассматриваются ниже, при описании доломитовых и кремнистых пород.

Вторичные изменения известняков—характерный процесс для всех структурных областей: платформенных и складчатых. В данном случае среди факторов, порождающих постседиментационные изменения, немалую роль играют подводная вулканическая деятельность, более поздние воздействие терм, генетически связанных с вулканизмом, внедрение даек и субвулканических тел, гипергенные процессы (в особенности связанные с выветриванием и разложением вулканических пород) и др.

О терригенной (вулкано-терригенной) примеси карбонатных пород. Содержание нерастворимого остатка карбонатных пород составляет от 0,5 до 30%, причем в минералогическом составе нерастворимого остатка известняков и доломитов нет каких-либо существенных отличий. Наибольшее количество нерастворимого остатка падает на карбонатные породы, располагающиеся вблизи или непосредственно примыкающие к очагам подводного вулканизма. В таких участках карбонатные породы нередко содержат крупные обломки вулканического материала, попадавшие в рыхлые карбонатные осадки как непосредственно при эксплозиях, так и при последующем перемыве лавово-пирокластического материала. На удалении от очагов подводного вулканизма содержание нерастворимого остатка падает.

Для карбонатных пород характерны следующие минералы тяжелой фракции: пироксены (авгит, гиперстен, титан-авгит, диопсид, энстатит),

Таблица 35

Химический состав известняков

№ обр.	Место взятия	SiO_2	TiO_2	Fe_2O_3	FeO	Al_2O_3	CaO	MgO	MnO	P_2O_5	Na_2O	K_2O	S	B	П. п. п. + вл.	Сумма
405	с. Енокаван	2,24	сл.	0,32	0,19	1,07	53,06	0,90	сл.	сл.	0,05	0,15	0,1	0,02	41,65	99,75
639	Иджеван. хреб.	9,23	сл.	1,45	0,64	1,81	42,80	4,34	сл.	сл.	—	0,14	0,1	0,02	39,04	99,57
9	Коч. Хач-Ахбюр	16,03	сл.	0,75	0,86	3,77	41,65	0,95	сл.	сл.	0,18	0,18	сл.	сл.	35,15	99,42
77	р. Ахум	12,25	сл.	2,76	0,81	0,57	43,64	0,96	сл.	сл.	—	0,1	0,12	0,1	37,98	99,38
311	с. Навур	10,23	сл.	0,62	сл.	0,71	48,00	0,82	0,13	0,21	0,17	0,13	—	—	38,81	99,83
470	с. Мосес	1,50	0,06	0,57	0,41	0,67	51,88	1,92	0,17	—	0,22	0,09	—	—	42,40	99,90
621	Иджеванский хребет	1,73	сл.	12,78	—	3,04	46,67	0,19	0,06	—	0,06	0,06	сл.	—	35,77	100,36
622	»	1,92	сл.	12,70	—	4,05	46,30	0,14	0,06	—	0,04	0,04	сл.	—	35,48	100,73

Примечание. Наименование образцов—405—оолитовый известняк; 639—органогенно-детритовый известняк; 9—микрозернистый известняк; 77—известняк с примесью спикул; 311—микрозернистый известняк; 470—средний анализ 10 образцов органогенно-детритовых известняков; 621; 622—ожелезненные известняки.

амфиболы, гематит, магнетит, пирит, ильменит, а также цоизит, эпидот, хлориты, пикотит, циркон.

В легкой фракции встречаются обломочный и аутигенный кварц, обломки измененных вулканических пород и разложенные зерна, измененные плагиоклазы, вулканическое стекло, реже хлориты, халцедон. О химическом составе известняков можно судить по таблице 35.

Доломитовые породы. В разрезе вулканогенно-карбонатной формации доломиты и доломитизированные известняки распространены достаточно широко, хотя и уступают по этому показателю известнякам. На отдельных участках (например, у селении Нижний Агдан и Лусадзор) их, однако, в разрезе формации больше, чем известняков.

По макротекстурным признакам среди них можно выделить: пластовые (толстослоистые и тонкослоистые) и непластовые (линзоштокообразные тела) доломиты. Отдельный тип пород составляют доломитизированные известняки.

Ниже приводится описание различных типов доломитов и доломитизированных известняков.

Пластовые доломиты. Толстослоистые доломиты. Наиболее характерный тип доломитовых пород, объединяющий неодинаковые в микроструктурном отношении породы. В одну группу они объединены по такому существенному признаку, как пластовая форма залегания. Пористость низкая, но местами в породах прослеживаются поры и каверны, приуроченные к определенным горизонтам. Мощность каждого пласта от 0,8 до 2,5 *м*. По простиранию прослеживаются на сотни метров, иногда несколько километров. Мощность пачек, сложенных доломитовыми породами этого типа, различная—от 10—15 до нескольких сот метров. Среди них различаются две разновидности: крупнозернистые доломиты однородной макротекстуры и пятнисто-брекчиевидные (порфировидные).

Крупнозернистые доломиты однородной макротекстуры. Серовато-бурые, кирпично-желтые доломиты, сложенные разнообразными по строению зернами. Размеры их от 0,06 до 0,8 *мм*. Наряду с идиоморфноцельными, реже неполностью развитыми ромбоэдрами, отмечаются зерна трапециевидной, прямоугольной, причудливой многоугольной формы. Образование последних обусловлено многофазностью процесса доломитизации, который приводит к повторному и неоднократному обрастанию зерен доломита новыми каемками, регенерации неполностью развитых или растворенных зерен.

Одновременно протекает обрастание 1—2, реже 3—4 небольших ромбоэдров новой оболочкой (или двумя) с образованием отмеченных выше агрегатов сложной геометрической конфигурации.

Зонарное строение весьма характерно и выражено 1—2 оболочками, местами побурелыми. Ширина зонарных оболочек—0,01—0,03 *мм* (рис. 66).

Органические остатки представлены преимущественно члениками криноидей, реже обнаруживаются пелециподы, мшанки, водоросли, губки. В шлифах отмечаются реликты первичного строения породы—небольшие участки относительно слабо доломитизированных сгустковых органогенно-детритовых оолитовых известняков (рис. 67).

Кремнезем в изобилии встречается в пластовых доломитах. Помимо крупных линз, желваков, прослоев он обнаруживается в шлифах в виде конкрециовидных стяжений, выделений, псевдоморфоз по кристаллам доломита и органическим остаткам, а также вторичного цемента, заполняющего промежутки между зернами.

Структура его различная: радиально-лучистая, микрозернистая, сферолитовая, глобулярная. В меньшей степени наблюдается ожелезнение. Химические анализы показывают преимущественно высокое содержание окиси магния 18—21%, реже 15—17%.



Рис. 66. Крупнозернистый кремнистый доломит с отчетливо выраженным зонарным строением зерен. с. Нижний Агдан. Шлиф, ув. 35х. Николь 1.

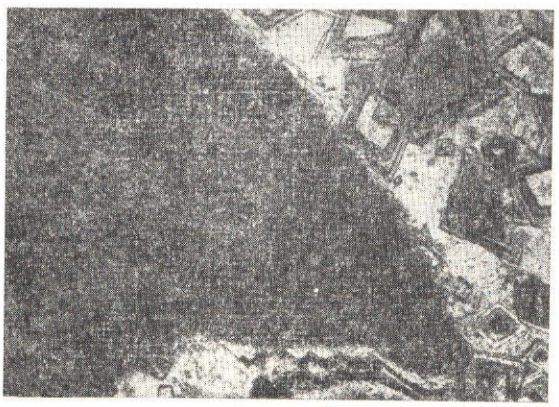


Рис. 67. Членик криноидеи в крупнозернистой доломитовой породе. с. Лусадзор. Шлиф, ув. 40х. Николь 1.

Пятнисто-брекчиевидные (порфировидные) доломиты. Плотные, реже мелкопористые доломиты своеобразной макроструктуры, хорошо наблюдаемой в обнажении и штуфах. Такие особенности обусловлены строением породы, состоящей из брекчиевидных выделений серого доломита, а также отдельных зерен, погруженных в более тонкозернистую массу желтовато-бурого доломита. Размеры брекчиевидных участков от 0,5 *мм* до 2—3, реже 50 *мм* и более. В шлифах видно, что они сложены плотно прилегающими зернами крупно- и среднезернистого доломита различной формы: неправильной, лапчатой, многоугольной, реже ромбоэдрической.

Химический состав доломитовых пород

Таблица 36

Место взятия	Макротекстурный тип породы	Данные химического анализа						Пересчитанные величины	
		Нераст. остаток	R_2O_3	CaO	MgO	П. п. п.	Сумма	Кальцит	Доломит
г. Сарум	Пластовые доломиты	0,40	1,00	31,00	21,22	46,50	100,12	2,65	96,98
—"—	—"— —"—	0,32	1,30	31,78	19,93	47,06	100,39	7,26	91,08
г. Ар-сар	—"— —"—	8,78	1,25	28,76	19,17	43,22	101,18	4,76	87,61
—"—	—"— —"—	1,30	1, 0	30,18	20,70	47,00	100,18	2,50	94,60
сс. Агдан—Лусадзор	—"— —"—	1,56	1,68	31,04	20,08	46,58	100,94	5,57	91,76
—"— —"—	—"— —"—	1,08	1,30	31,00	21,0	46,09	100,47	3,12	95,97
—"— —"—	—"— —"—	1,58	0,61	31,14	19,31	45,73	98,37	7,83	88,25
—"— —"—	—"— —"—	2,62	0,69	32,33	19,26	45,42	100,32	8,90	87,95
—"— —"—	—"— —"—	1,58	1,21	30,99	19,62	45,98	99,38	6,62	89,66
—"— —"—	—"— —"—	0,20	1,30	33,78	18,73	46,10	100,11	13,81	85,60
—"— —"—	—"— —"—	1,20	1,04	33,72	18,19	46,35	100,57	14,14	83,14
сс. Агдан—Лусадзор	Пластовые доломиты	1,10	0,70	33,46	18,00	46,57	99,83	14,99	82,26
с. Мосес	—"—	1,70	0,52	32,33	16,59	48,15	99,29	16,50	75,82
—"—	—"—	1,70	0,43	32,19	18,33	47,40	100,05	11,94	83,77
сс. Агдан—Лусадзор	—"—	0,84	0,52	31,09	19,84	47,85	100,14	6,14	90,67
—"—	—"—	1,28	0,70	31,14	18,83	47,50	99,45	10,62	86,05
—"—	Линзо-штокообразные	0,17	1,90	32,63	17,46	46,70	98,86	14,88	79,69
—"—	—"—	1,28	0,70	31,14	18,83	47,50	99,45	10,62	86,05
—"—	—"—	2,08	1,32	34,20	15,07	45,96	98,63	24,59	69,87
—"—	—"—	4,82	0,52	33,50	17,43	43,90	100,77	17,50	79,70
—"—	—"—	2,00	0,58	33,25	17,12	47,22	100,12	16,90	78,23
—"—	Пластовые доломиты	1,06	0,70	32,20	20,09	46,82	100,87	7,62	91,81

Таблица 37

Химический состав доломитовых пород

№ обр.	Место обр.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	CaO	MgO	MnO	Na_2O+K_2O	P_2O_5	SO_3	Cl	п п. п.	Сумма
2020	с. Н. Агдан	0,33	0,21	0,30	н. о.	н. о.	30,57	20,24	0,04	0,26	н. о.	н. о.	н. о.	47,96	100,21
2026	„	0,52	сл.	н. о.	0,01	н. о.	32,53	18,42	0,16	0,18	н. о.	н. о.	н. о.	47,50	100,6
3025	с. Лусадзор	0,34	сл.	н. о.	н. о.	н. о.	30,93	20,38	0,03	0,12	н. о.	н. о.	н. о.	47,30	99,69
4037	„	0,73	0,13	0,32	н. о.	н. о.	30,15	19,90	0,06	0,14	н. о.	н. о.	н. о.	48,30	100,13
709	с. Енокаван	17,59	0,40	6,17	1,43	н. о.	24,82	14,15	0,02	0,40	н. о.	н. о.	н. о.	35,30	100,69
712а	„	3,62	сл.	1,72	0,65	н. о.	33,01	17,57	0,02	0,44	н. о.	н. о.	н. о.	43,60	100,8
712б	„	1,84	сл.	0,82	0,74	н. о.	33,00	18,34	0,02	0,38	н. о.	н. о.	н. о.	45,21	100,5
209	г. Сарум	1,90	0,03	н. о.	1,85	0,16	33,02	18,20	0,05	0,15	0,03	н. о.	0,04	45,40	100,83
221	„	2,09	0,07	0,15	2,89	0,64	31,61	18,03	0,08	0,26	0,05	0,05	0,03	44,47	100,42
340	с. Навур	2,24	0,03	0,51	0,6	1,28	29,72	19,69	0,17	0,14	0,05	0,04	0,15	45,82	100,50
349	„	0,28	0,03	н. о.	1,69	1,12	32,12	19,10	0,15	0,09	0,04	0,05	0,13	46,09	100,89
2007	с. Н. Агдан	0,70	0,02	0,45	н. о.	0,64	34,52	18,12	0,10	0,11	0,05	0,11	0,10	46,04	100,96

Зонарное строение наблюдается в зернах ромбоэдрической формы, в других оно отсутствует или выражено неотчетливо. Очень характерно наличие пылевидных темно-серых скоплений доломита, постоянно присутствующих в ядрах зерен.

Структура брекчиевидных участков неравномерно зернистая с многочисленными переходами от гранобластовой, мраморовидной к мозаичной. Помимо пятнообразных участков, наблюдаются отдельные ромбоэдры доломита (размером 0,15—0,30 *мм*), играющие роль порфиробластов, погруженных в более тонкозернистую вмещающую массу доломитов. Последние представлены относительно мелкими (0,08—0,1 *мм*) перекристаллизованными и ожелезненными зернами. Органические остатки нередки.

Текстурные особенности этого типа, видимо, связаны с повторной доломитизацией и некоторой перекристаллизацией первичного материала. Доломитовые породы этого типа широко распространены в районе сс. Нижний Агдан—Лусадзор. Химические анализы показывают их принадлежность к известковым доломитам и доломитам.

Таким образом, пластовые толстослоистые доломиты характеризуются следующими особенностями:

1. Стратифицированность процессов доломитизации, преимущественная приуроченность к отложениям верхнего оксфорда-кимериджа.
2. Низкая и равномерно выдержанная пористость.
3. Пятнистое расположение, залегание в виде небольших и крупных (иногда весьма крупных) массивов среди известняков.
4. Резкие переходы от доломитовых пород к известнякам.
5. Переслаивание доломитов с органогенными известняками.
6. Крупнозернистость доломитов.
7. Многофазность доломитизации.
8. Наличие реликтов породообразующих известковых организмов и ясные следы замещения их доломитом.
9. Наличие многочисленных линзо-пластообразных тел кремней.

Пластовые тонкослоистые доломиты. Плотные доломиты однородного строения с характерным песчаниковидным изломом и мерцающим блеском. Цвет светло-коричневый с буроватым оттенком, в выветрелых разновидностях серовато-кремовый.

В шлифах видно, что описываемые породы слагаются плотно прилегающими прозрачными или слегка мутными зернами доломита мелкозернистой структуры. Преимущественные размеры зерен 0,06—0,12 *мм* (рис. 68). Форма зерен в основном ромбоэдрическая, неправильно ромбоэдрическая, реже лапчатая, округлая. Зонарное строение выражено слабо. В общей массе доломита отмечаются небольшие скопления (3—8%) лапчатых зерен кальцита. Следы органических остатков наблюдаются редко. Характерно отсутствие многофазности доломитизации. В обнажении описываемые породы залегают в виде маломощных (0,2—0,8 *м*), реже более, плитчатых слоев, прослеживающихся по простиранию на несколько десятков метров. Они пространственно связаны и перемежаются по разрезу с тонкослоистыми мелкодетритовыми (шламовыми) известняками, и являются, видимо, продуктом доломитизации последних. По химическому составу тонкослоистые доломиты относятся к известковым и сильно известковым доломитам.

Непластовые доломиты. К этой группе относятся доломитовые породы, залегающие в виде линзо-штокообразных тел, линзовидных прослоев и гнезд.

Линзо-штокообразные тела. Серые, светло-серые крупнопористые кавернозные породы, залегающие в известняках (органо-

генно-детритовых, сгустковых и т. д.) в виде неправильно линзовидных, часто быстро выклинивающихся штокообразных тел причудливых контуров, секущих слоистость вмещающих их известняков. Мощность различная—от нескольких до 30 *м*. По простиранию они прослеживаются на несколько десятков метров.

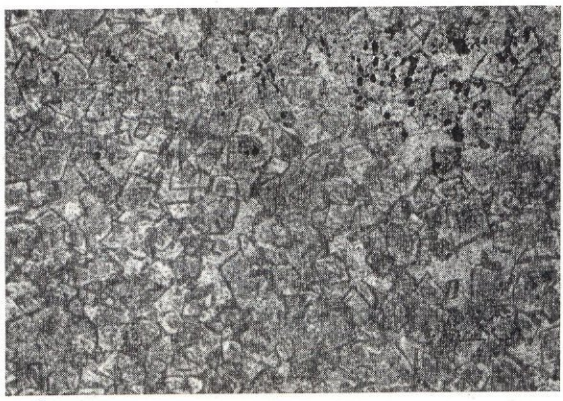


Рис. 68. Пластовые тонкослоистые доломиты. с. Енокавак. Шлиф, ув. 40х. Николь 1.

Характерна значительная изменчивость в содержании окиси магния. Оно колеблется в широких пределах—от 18—20 до 7—8%. Кроме того, внутри линзо-штокообразных тел отмечаются участки известняков, вообще не затронутых доломитизацией. В шлифах видно, что доломиты этого типа слагаются зернами преимущественно неромбоэдрической формы, размерами 0,18—0,40 *мм*. Зонарное строение отсутствует или выражено слабо. Характерны неравномернозернистая, гранобластовая и мраморовидная структура. Местами на общем фоне породы выделяются небольшие ожелезненные участки, сложенные зернами ромбоэдрической и многоугольной формы. Такие участки обособляются от общей массы породы буро-железистой оторочкой, имеющей сложную геометрическую конфигурацию. Органические остатки обильны, в шлифах хорошо видны процессы замещения их доломитом. Недоломитизированные скелетные остатки обычно перекристаллизованы в крупные кристаллы. Отмечается вторичная кальцитизация.

Линзовидные прослои и гнезда. Контуры таких образований расплывчатые, прихотливые. Характерны пережимы и раздувы. Мощность небольшая, 10—80 *см*, по простиранию прослеживаются на 0,5—1,20 *м*. В обнажении и штуфах часто наблюдается пятнистость, обусловленная наличием в породе серых, темно-серых, реликтовых пятен—участков известняка, оставшихся совершенно незамещенными или слабо затронутыми процессами доломитизации. Пористость отсутствует или слабо выражена. В шлифах видно, что порода сложена ромбоэдрическими, неправильно ромбоэдрическими, реже лапчатыми зернами доломита с преимущественными размерами 0,15—0,20 *мм*. Зонарное строение выражено отчетливо. В промежутках между ромбоэдрами вырисовываются отчетливо сохранившиеся обломки раковин остракод, гастропод, фораминифер, кораллов, криноидей, обрывки водорослей. В породах с пятнистой структурой обнаруживаются более крупные участки (от 3—5 *см* до микроскопических размеров), представ-

ляющие первичную породу. Сложены они микрозернистыми органогенно-детритовыми, сгустковыми известняками (рис. 69). Характерно отсутствие перекристаллизации и многофазности процесса доломитизации. Химические анализы показывают неравномерное содержание доломита. Даже в пределах одного линзовидного прослоя или гнезда на расстоянии 25—30 *см* наблюдается неодинаковая степень доломитности, местами выраженная очень резко. Описанный тип пород имеет значительное развитие на южных склонах Иджеванского хребта.

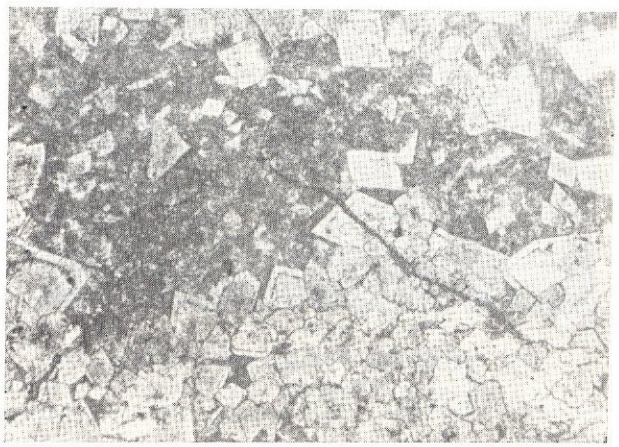


Рис. 69. Пятнистая доломитовая порода. Темная часть в поле шлифа представляет собой реликт первичного строения—участок известняка, не затронутого доломитизацией. с. Ицакар. Шлиф, ув. 35х. Николь 1.

Доломитизированные известняки. Процесс доломитизации известняков протекал разнообразно: от образования редких ромбоэдров до более интенсивной доломитизации.

Практически доломитизации подвержен любой тип известняков, однако в количественном и микроструктурном отношении процесс проявляется неодинаково. Выделяются 3 типа доломитизации:

а) Доломит развивается по крипто- и микрозернистому известняку с образованием зерен, величиной 0,02—0,06 *мм*, реже более. Форма зерен ромбоэдрическая, контуры четкие. Зонарное строение не отмечается. Следов многофазности доломитизации, интенсивной перекристаллизации, окремнения не отмечается. Такого рода доломитизация приурочена обычно к микрозернистым, мелкодетритовым известнякам. Содержание окиси магния небольшое—3—6%. По-видимому, такая доломитизация является чисто седиментационной или же возникшей в диагенезе при взаимодействии кальция осадка с магнием морской воды, без какого-либо другого воздействия (рис. 70).

б) Доломитизация второго типа отличается от предыдущей не только большими размерами зерен (0,1—0,25 *мм*), но и вторичным характером.

В шлифах отчетливо наблюдается как ромбоэдры доломита развиваются по органическим остаткам, полностью или частично замещая их, а также по цементу. Форма зерен преимущественно ромбоэдрическая, реже трапециевидная, треугольная. Зонарное строение характерно.

Отмечается многофазность доломитизации, протекающей исключительно по органогенным, в том числе биогермным известнякам.



Рис. 70. Доломитистый микрозернистый известняк. Иджеванский хребет. Шлиф, ув. 40х. Николь 1.

в) Третий тип доломитизации связан с вторичным замещением известняков крупными ромбоэдрами величиной 0,15—0,45 *мм*. Ромбоэдры имеют ярко выраженное зонарное строение. Доломит развивается по органическим остаткам, оолитам, первичному и вторичному цементу, порам, трещинам. Очень характерна многофазность доломитизации, выражающаяся в образовании сложных агрегатов причудливой конфигурации.

Доломитизация сопровождается ожелезнением, окремнением, хлоритизацией, вторичной кальцитизацией. Доломитизированные известняки этого типа распространены повсеместно, в особенности на участках активного вулканизма, где карбонатные породы перемежаются по разрезу с лавово-пирокластическим материалом или залегают внутри последнего в виде небольших линз.

Приведенные типы доломитизации встречаются как обособленно, так и в сочетании друг с другом и нередко мы видим в одном образце, или шлифе все три типа доломитизации.

г) Другие проявления доломитизации. Заметим, что доломит иногда образует бурые тонкие прожилки (0,5—3 *см*) в известняках и сильно известковых туфах. Эти прожилки сложены интенсивно ожелезненными крупными зернами ромбоэдрической, трапециевидной, многоугольной формы. В шлифах они выглядят в виде своеобразной мозаики, образованной сросшимися ожелезненными зернами доломита.

Вопрос о происхождении доломитовых пород принадлежит к числу наиболее сложных проблем литологии. В рассматриваемых условиях эта сложность усугубляется участием в осадкообразовании эндогенного материала (продуктов излияния и эксплозий, в том числе растворенного вещества и газов), поступающего в бассейн и осадки при подводном вулканическом процессе. Поэтому при рассмотрении процесса доломитообразования, приуроченного к вулканогенно-осадочным формациям, наряду с климатическим фактором и литологической специализа-

цией эпохи, должны учитываться также и такие конкретные местные факторы, как вулканизм.

Участие вулканизма в формировании доломитовых пород (как и в карбонатообразовании вообще) сложно, противоречиво и неясно во многих деталях. В отличие от исследований поведения силиция, железа, алюминия в морских водоемах активного вулканизма геохимия магния остается слабо изученной. Отсюда естественные трудности в оценке магния, вносимого в бассейн и осадки из различных вулканических источников (перемыв свежей пирокластики, вынос при диагенезе пеплов, различные преобразования лавово-пирокластического материала) и его количественное сравнение с унаследованным (морским) чисто седиментационным содержанием.

О возможности обогащения магнием морских вод и осадков в результате подводных извержений могут свидетельствовать данные И. И. Товаровой (1958) по подсчету воднорастворимых веществ, вынесенных из пирокластики вулкана Безымянного (Камчатка). Из общего количества 20 млн. *т* доля магния составляет 360000 *т**.

С учетом больших объемов пирокластов в древних вулканогенно-осадочных формациях можно полагать, что количество магния, поступающего таким путем в водоем, должно оказаться резко завышенным по отношению к приведенной выше цифре.

Поступающий в бассейн вулканический магний может явиться дополнительным и потенциальным источником доломитообразования, увеличивающим общий баланс магния в бассейне. Более конкретно действие такого источника магния может выразиться в случае быстрого захоронения известняковых построек пирокластическим материалом.

Другим и резко противоположным по результатам воздействия фактором, влияющим на рассматриваемый процесс, является фумарольная и эксгаляционная деятельность. По-видимому, раскисляющее влияние подводных эксгаляций постепенно нейтрализуется карбонатами морской воды, в особенности по мере удаления от очагов вулканизма. Однако на участках активного подводного вулканизма в непосредственный период интенсивной фумарольной деятельности придонные воды вряд ли могли сохранять высокие значения pH, наобходимые для образования доломитов**.

Как следует из описания главных типов доломитов, пластовые доломиты, а также линзовидные прослои и гнезда обнаруживают одно-

---

* И. И. Товаровой было подсчитано количество минеральных веществ, выносимых поверхностными водами из свежего пирокластического материала—продуктов извержения вулкана за 1955—1956 гг., объемом 0,8 *км*^{3} пепла и 1,8 *км*^{3} рыхлого агломератового материала. Согласно И. И. Товаровой, условия эксперимента напоминают в миниатюре процесс промывания поверхностными водами продуктов вулканизма. Интересно, что анализ 2 проб вод с агломератового потока показал высокую минерализацию 4—5 *г/л,* причем содержание магния оказалось равным 269 и 375 *мг/л.* И. И. Гущенко (1963, 1965) было показано, что в большей мере этот процесс связан с вымыванием водами вещества эксгаляций, адсорбированных на поверхности пепловых частиц и минеральных обломков.

** В озере Балхаш доломиты образуются при pH=8,8—8,9. Современные доломиты, мощностью пластов до 17 *см,* образуются в небольших соленых озерах Южной Австралии, Значение pH вод здесь равно 10.

временно признаки диагенетической и эпигенетической доломитизации. Образование их можно представить следующим образом:

1. Диагенетическим замещением с перераспределением первичного доломита в илу.

2. Поступлением магния в ходе диагенеза путем взаимодействия карбонатного осадка и придонной воды.

Оба эти процесса хорошо известны (Н. М. Страхов, Г. И. Теодорович и др.) и приводятся для объяснения генезиса доломитов платформенных областей.

3. Наряду с проявлениями диагенетического доломитообразования в рассматриваемом процессе могут представить интерес специфические диагенетические явления—возможная миграция магния, освобождаемого при преобразовании лавово-пирокластического материала в карбонатные илы и в разной степени уплотненные осадки.

Можно наметить два вероятных способа выноса магния: изменение темноцветных минералов лав и пирокластов (оливин, ромбические пироксены, амфибол) и раскристаллизация (поздняя девитрификация) вулканического стекла, при котором совместно с железом магний может выноситься из вулканитов.

Выщелоченный при преобразовании лавово-пирокластического материала магний мог легко проникать в карбонатные осадки (особенно в случае чередования по разрезу вулканических и карбонатных образований или наличия линз последних в мощных толщах вулканитов) во многих участках, уже доломитсодержащие в силу протекавших до этого чисто седиментационных проявлений диагенеза, и производить дополнительную доломитизацию.

По пути миграции в заметном количестве магний не мог быть вовлеченным в другие процессы (хлоритизация), так как связывание его в силикаты более энергоемкий и в термодинамических условиях диагенеза более затруднительный процесс, чем доломитизация карбонатных осадков. Этот процесс, видимо, может протекать более длительный промежуток времени, чем период диагенеза осадков, хотя и по интенсивности поступления магния он уступает чисто седиментационным проявлениям диагенеза.

Иначе идет образование сильно пористых доломитов, прихотливых контуров. Они образуются позже основной массы доломитов. Замещению подвергаются не рыхлые, еще не полностью затвердевшие осадки, а плотные породы—известняки и их доломитизированные (диагенез) разновидности. Этим объясняется их высокая пористость и кавернозность, являющиеся характерной чертой макротекстуры.

Образование их идет в связи с сохранением в известняках реликтовой морской или другой воды (которая в дальнейшем реагировала с породой при погружении и перекрытии новыми толщами карбонатных и вулканических образований того же возраста и в связи с циркуляцией в карбонатных породах растворов вадозно-гидротермального (вулканического) происхождения, образование которых может быть связано с перегревом и активизацией поровых, а также других реликтовых морских вод, выжимающихся в процессе литификации карбонатного материала.

Вторичные изменения доломитовых пород. По времени и источнику вторичных изменений выделяются два типа.

1. Изменения, протекающие по времени в период формирования

доломитовых пород и генетически связанные с петрофондом формации*.

Окремнение. Процесс окремнения доломитовых пород сложен и многообразен. Проявляется он различно: от образования крупных линзовидных тел и стяжений до мелких агрегатов, устанавливаемых только в шлифах. Процесс окремнения частично освещен при описании типов доломитовых пород. Более детально будет рассмотрен при описание кремнистых пород.

Хлоритизация. Процесс проявляется двояко. В большинстве случаев в шлифах устанавливается, что хлоритизация протекает по вулканическому стеклу, обломкам порфиритов и другим вулканическим компонентам, составляющим обломочную вулканомиктовую примесь. Макроскопически хлоритизация проявляется в наличии в доломитах небольших зеленовато-серых, темно-зеленых пятен, включений, примазок.

В более редких случаях в доломитах наблюдаются примазки, трещины, выполненные хлоритом, в котором не обнаруживаются какие-либо реликты исходного вещества. Очевидно, в этом случае хлорит имеет инфильтрационное происхождение. Процессы хлоритизации имеют место на участках, где доломитовые породы перемежаются по разрезу с лавово-пирокластическим материалом и на удалении от них редки.

2. Вторичные изменения частного характера, встречающиеся на отдельных участках. Они генетически связаны с послеверхнеюрскими магматическими и тектоническими явлениями.

Кальцитизация и палыгорскитизация. Оба процесса пространственно связаны и приурочены к зонам интенсивного дробления доломитов и доломитизированных известняков, в которых обнаруживаются хлопьевидные агрегаты палыгорскита, вместе с кристаллами вторичного кальцита и исландского шпата. Морфологически минерализация приурочена к гнездам, пустотам, трещинам напластования, в которых расположены многочисленные прозрачные, полупрозрачные, а также лимонно-желтые кристаллы, нередко окаймленные хлопьевидными агрегатами палыгорскита, служащего своеобразной природной упаковкой, предохраняющей кристаллы от внешнего воздействия.

Кроме того, палыгорскит встречается в виде отдельных плойчатых и листоватых агрегатов спутанно-волокнистого строения.

Кремнистые породы.

Кремнистые породы (силициты) имеют значительное распространение в разрезе вулканогенно-карбонатной формации. Проявления кремнистых пород приурочены к карбонатным отложениям и отсутствуют среди лавово-пирокластического материала. Локализованы они по периферии и на удалении от крупных очагов подводного вулканизма.

По макроструктурным особенностям они подразделены на:

1. Линзовидные и пластообразные тела, линзы и пропластки.
2. Кремнистые породы ритмичного строения.
3. Желваки и конкреции.

Линзовидные и пластообразные тела, линзы и пропластки. Серые, светло-серые, иногда с розоватым оттенком, плотные, очень крепкие силициты, залегающие преимущественно в доломитах и доломитизи-

* Петрофонд—это совокупность тех потенциальных источников вещества, которые могут при соответствующих условиях дать материал для образования формации (И. В. Хворова, 1963).

рованных известняках. Ориентированы по слоистости. Иногда в таких образованиях наблюдаются раздувы, пережимы, отростки во вмещающие их карбонатные породы. Поскольку устойчивость к выветриванию у карбонатов и силицитов различная, то при интенсивном ходе этого процесса кремнистые линзы выступают над поверхностью пласта (рис. 71). Мощность каждого тела (линзы, прослоя) изменяется—от



Рис. 71. Линзовидные тела кремней в карбонатных породах. Верховье р. Хач-Агбюр.

8—10 *см* до 1 *м*, реже 2—2,5. По простиранию прослеживаются на несколько, а иногда первые десятки метров. Местами силициты этого типа образуют полосу распространения, прослеживающуюся на 60—80 *м*.

Аналогичная картина наблюдается по разрезу, в котором кремнистые линзы перемежаются с карбонатными породами, образуя участки мощностью от 10 до 50 *м*.

Изучение в шлифах показывает, что большая часть кремнистых образований имеет сферолитовую структуру, образованную небольшими (0,04—0,15 *мм*) округлыми тельцами. Ядра их пигментированы темно-бурым веществом, а периферийная оболочка слагается кварцево-халцедоновым агрегатом радиально-лучистого строения. Местами 2—3 сферолита, сливаясь, образуют агрегаты, напоминающие глобигерины. Нередко встречаются разновидности, напоминающие радиолярии, однако просмотр большого количества шлифов, изготовленных по разным сечениям породы, показывает, что во всех случаях мы имеем совершенно одинаковые тельца сферолитов. Такие структуры являются неорганическими и образование их, видимо, связано с раскристаллизацией опалового геля (рис. 72).

Реже наблюдаются округлые, более крупные образования оолитоподобной структуры с отчетливо заметным радиально-лучистым и концентрическим строением, выраженным наличием от 4—5 до 8 концентрических оболочек. Промежутки между оолитами выполнены микрозернистым кремнеземом. Наблюдаются также серии концентрических полос, образующих волокнисто-лучистые агрегаты причудливых очертаний, петельчатой и почковидной формы на общем фоне микрозернистого силицита. Реже наблюдается псевдобрекчиевидная структура. В одних случаях она обусловлена наличием отдельных участков, сложенных раскристаллизованными крупными зернами мозаичного кварца, в других—многочисленными прожилкообразными полосами, которые, пересекаясь, образуют участки неправильной формы, имеющие вид обломков. В шлифах часто обнаруживаются остатки организмов—криноидей, водорослей, фораминиферы, а также ромбоэдры доломита.

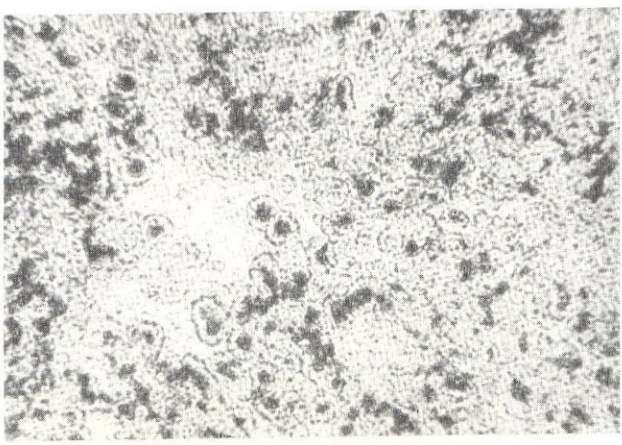


Рис. 72. Сферолитово-глобулярная структура кремней. Шлиф, ув. 60х. Николь 1.

Описанный вид кремнистых пород является наиболее распространенным в верхнеюрской вулканогенно-карбонатной формации и особо большое развитие имеет в левобережье р. Агстев в толще доломитов и доломитизированных известняков.

Кремнистые породы ритмичного строения. Образуют своеобразные пачки, слагающиеся из некоторого числа двухкомпонентных ритмов.

Нижний компонент выражен серым, темно-серым силицитом, состоящим из тонко- и мелкозернистого кварца (с примесью халцедона и опала), в котором различаются кремневые спикулы губок. Мощность от 5—6 до 10—12 *см*.

Верхний компонент выражен серой, пепельно-серой, кремнистой породы, несколько большей мощности—15—18 *см*. Сложена порода кварц-халцедоновым кремнеземом (80—85%) и известковым материалом (15—20%). Последний состоит из члеников криноидей, остатков водорослей, фораминифер, морских ежей.

Общая мощность ритма, слагающегося из двух вышеописанных компонентов, составляет 15—25 *см*. Количество ритмов разное—от 8—10 до 25, с общей мощностью от 1,5—2 до 8—10 *м*. Кремнистые породы этого типа встречены в междуречье рр. Агстев и Ахум, в приводораздельной части.

Кремнистые желваки и конкреции также широко распространены. По разрезу распределены неравномерно, а в отдельных горизонтах образуют скопления. Макроскопически это серые, темно-серые включения различной формы, округлой, рогульчатой; размеры различные—от 0,5—1 до 5—6 *см*, реже более. В микроструктурном отношении они весьма различны. Наблюдаются микрозернистая, сферолито-глобулярная, реликтовая органогенная структуры. Местами в образованиях этого типа встречаются кремнистые спикулы, но в большей части породообразующие кремневые организмы отсутствуют. Очень часто в шлифах ясно вырисовывается первоначальная структура известняка, подвергшегося окремнению.

В районе села Нижний Агдан в толще доломитов встречены кремнистые желваки лепешковидной формы. Это округлые образования небольших размеров (2—3 *см*, реже 8—10 *см*), внешне напоминающие гальки совершенной окатанности. Сложены они мелкозернистым кварцем с отдельными участками мозаичного строения.

Генетическая связь кремнистых пород с вулканизмом общеизвестна, она отмечается многими исследователями. Бесспорным является то обстоятельство, что главным источником SiO_2 в вулканогенно-осадочных формациях является подводный вулканический процесс во всех формах его проявления. Менее ясен основной способ поступления кремнезема или количественное соотношение между кремнеземом, образующимся в период излияния лав, подводной фумарольной деятельности, перемыва и преобразования пирокластов. По-видимому, в таком сложном взаимодействии как подводный вулканический процесс вряд ли может быть выявлен однозначный, универсальный способ поступления кремнезема, тем более, что последний накапливается в существенно различных вулканогенно-осадочных формациях, отличающихся не только по характеру вулканизма (тип извержений, состав продуктов, поствулканические преобразования) и палеогеографическими, в частности, батиметрическими условиями водоемов, но и приуроченностью силицитов к разным породам (лавы, пирокласты, глинистые сланцы, аргиллиты, песчаники, известняки, доломиты).

Более ясными представляются процессы кремнеобразования в вулканогенно-кремнистых формациях (спилитово-яшмовая и др.), в которых кремнистые осадки тяготеют к спилитовым сериям, т. е. к породам, претерпевшим интенсивную альбитизацию. Обычно кремнистые породы этого типа крипто-, микрозернистые и содержат многочисленные радиолярии. Их первично-осадочное происхождение (хемогенное и биогенное) не вызывает сомнений.

Менее ясны процессы кремнеобразования в вулканогенно-карбонатных формациях. Из литературы известно (Р. А. Борукаев, 1955; И. В. Хворова, 1963), что в некоторых из них наряду с первичными кремнистыми породами встречаются кремни вторичные, имеющие большое распространение и образовавшиеся путем замещения известняков и туфов. В некоторых разновидностях вулканогенно-карбонатных формаций кремни настолько обильны, что являются ведущим членом парагенеза. Эта группа формации часто содержит железные и марганцовые руды и выделена П. Н. Формозовой в особый подтип кремнисто-карбонатных формаций. Кремнистые породы в них весьма разнообразны, представлены яшмами, фтанитами, кремнистыми сланцами, кремнистыми известняками.

Значительное разнообразие кремнистых пород по структурно-текстурным особенностям наблюдается и в рассматриваемой вулканогенно-карбонатной формации северной части Армянской ССР. Часть

Таблица 38

Химический состав кремнистых пород (силицитов)

№ обр.	Наименование и тип породы	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	CaO	MgO	MnO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	п.п.п.	Сумма
613а	Силицит II типа	99	сл.	0,7	сл.	сл.	сл.	сл.	сл.	0,14	0,04	н. о.	—	99,84
366	Силицит I типа	96,36	0,02	1,86	н. о.	сл.	1,08	0,38	н. о.	0,014	0,04	0,04	0,85	100,77
613	Силицит I типа	96,34	0,02	1,73	н. о.	сл.	0,75	0,38	н. о.	0,04	0,03	0,07	0,18	99,54

Таблица 39

№ обр.	Наименование и тип породы	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	CaO	MgO	MnO	Na_2O+K_2O	п.п.п.	H_2O	P_2O_5	Сумма
392	Силицит III типа	88,85	сл.	0,60	н.о	сл.	4,55	0,75	0,01	0,39	3,81	0,07	0,10	99,43
393	Силицит I типа	96,28	сл.	0,49	н.о	сл.	0,81	1,05	сл.	0,21	0,79	0,10	0,11	99,96
716	Силицит I типа	97,85	сл.	0,54	н.о	сл.	0,42	0,52	сл.	0,39	0,70	н. о.	0,11	100,3

Примечание. Анализы выполнены в следующих лабораториях: 366, 613—ИГН АН Арм. ССР. 392, 393, 716—НИГМИ.

кремней (образования, содержащие кремневые спикулы и имеющие микрозернистую структуру), а также часть конкреций, несомненно, имеют первичное происхождение и связаны с хемогенной и органогенной садкой кремнезема. В этом отношении показательны силициты II типа, в которых наряду с микро-, криптозернистым кремнеземом нередко встречаются многочисленные кремневые спикулы.

Осадочное происхождение приемлемо и для желваков округлой формы, приуроченных к определенным горизонтам. Образование их, возможно, связано с коагуляцией кремнезема и осаждением в виде округлых лепешек геля, которые затем затвердевали в кремнистые желваки. Образование некоторой части конкреций и стяжений связано с диагенетическими процессами перераспределения и миграции спикулового кремнезема в известняках. В пользу этого говорит факт наличия во вмещающих их известняках многочисленных, первоначально кремневых спикул, подвергшихся десилификации.

Менее ясно в деталях происхождение большей части кремнистых пород—линзо-пластообразных тел со сферолитовой, глобулярной и реликтовой органогенной структурой. Представляется наиболее вероятным связывать их образование с замещением карбонатного материала осадков и пород продуктами гидротермальной деятельности.

Можно предполагать, что такое окремнение протекало либо высачиванием подводных гидротерм в рыхлые карбонатные осадки с замещением их, либо более поздней циркуляцией поствулканических растворов и терм в период литификации пород и в последующем с осаждением кремнезема (кремнистые травертины) и замещением карбонатного материала (осадков и пород). Процесс окремнения карбонатных образований— явление не обособленное. Интенсивные процессы опализации часто наблюдаются в туфах и туффитах, перемежающихся по разрезу с окремнелыми известняками и доломитами.

Сводная характеристика формации

Верхнеюрская вулканогенно-карбонатная формация северной части Армянской ССР представляет собой сложно построенный комплекс, характеризующийся значительной, местами очень резко выраженной фациальной изменчивостью (латерально и по разрезу), проявляющейся в смене главных членов. По этому признаку выделяются три типа разрезов:

1. Вулканические породы преобладают в разрезе, а карбонатные образуют линзы, пачки, прослои, залегающие среди лавово-пирокластического и вулканотерригенного материала.

2. Оба типа пород встречаются в соизмеримом количестве, либо с небольшим преобладанием того или иного типа.

3. Преобладают карбонатные породы, вулканиты присутствуют в резко подчиненном количестве, либо вовсе не отмечаются.

Такая особенность строения, обусловленная неравномерным пространственным распределением очагов подводного вулканизма, а также их миграцией в период формирования формации характерна для мощной вулканогенно-осадочной свиты верхнего оксфорд-кимериджа, слагающей основную часть формации. В ее нижней части (нижний оксфорд) наблюдается более резче выраженная дифференцированность, имеющая место в различных структурных элементах—полное преобладание вулканического материала в пределах Алавердского антиклинория и карбонатных пород в Шамшадинском антиклинории.

Вулканические процессы протекали в подводной мелководной обстановке, а в конечном этапе формирования формации имели место локальные проявления субаэрального вулканизма.

Вулканические процессы во всех его проявлениях играют существенную роль в образовании рассматриваемой формации. Одним из главных членов парагенеза, определяющий облик и частично название формации—вулканические породы (а также продукты их дальнейшего перемыва), является прямым следствием вулканического процесса.

Устанавливается также связь между образованием кремнистых пород и вулканическими процессами. Однако эта традиционная связь в рассматриваемой формации приобретает несколько иные формы. Влияние вулканического фактора в этом процессе не ограничивается чисто седиментационной стадией, а продолжается в более длительный промежуток времени, включая период литификации карбонатных пород.

Менее ясно влияние вулканизма на карбонатообразование. Безусловно, действие подводного вулканического фактора, на фоне которого протекала седиментация карбонатных осадков, накладывало определенный отпечаток как на течение этого процесса, так и некоторые особенности сформированных пород. Оно выражается в специфическом минералогическом составе нерастворимого остатка карбонатных пород, наличии определенного комплекса вторичных изменений, особенностях химического состава—повышенное содержание алюминия, кремния, отчасти титана в карбонатных породах.

Однако в целом образование карбонатных пород является традиционным и унаследованным от общего фона карбонатообразования, господствующего в верхнеюрское время в альпийской геосинклинали Евразии.

Тесное взаимодействие двух явлений—осадкообразования и вулканизма—является существенным и влияет не только на формирование и состав осадочных образований. Оно накладывает отпечаток на облик, состав вулканических пород. Интенсивная кальцитизация вулканитов, проявляющаяся в исследованных отложениях и характерная вообще для вулканогенно-карбонатных формаций, является свидетельством этому.

Изученная вулканогенно-карбонатная формация богата полезными ископаемыми. По времени образования и источнику вещества выделяются три группы полезных ископаемых.

1. Полезные ископаемые, образовавшиеся в период формирования формации: а. известняки, б. доломиты, в. силициты.

2. Полезные ископаемые, источник и время образования которых неясны: свинцово-цинковое оруденение стратифицированного типа, залегающее в карбонатных породах.

3. Полезные ископаемые, связанные с более поздними, послеверхнеюрскими структурно-магматическими явлениями: исландский шпат.

Вулканогенно-карбонатная группа формаций, характерный тип которой впервые выделен и описан Л. Н. Формозовой, в более узком подразделении объединяет большую группу формаций, отличающихся многими деталями вулканогенно-осадочного породообразования и металлогении.

По характерным особенностям среди них Л. Н. Формозовой (1968) выделяются самостоятельные группы.

1. Спилито-кератофировые шальштейновые формации. В состав их входят: а) вулканические породы спилито-кератофирового типа (лавы, туфы); б) карбонатные породы (известняки, мергели, реже доломиты);

в) терригенные породы (сланцы, песчаники, алевролиты, часто с карбонатным цементом); г) хемогенные породы, источник которых вулканогенный (железные и марганцевые руды, яшмы, роговики и кремнистые сланцы).

Формации этого ряда содержат промышленные железные руды.

По составу вулканических пород среди них выделяются два гомологичных ряда или две ветви одной вулканогенно-карбонатной группы формаций. Главная и наиболее распространенная группа формаций, содержащих промышленные руды, связана с основным спилито-диабазово-кератофировым вулканизмом (Рейнские сланцевые горы, Моравия, Гарц-девон), а другая (Горный Алтай—девон) с кислым кварц-кератофировым вулканизмом.

2. Кремнисто-карбонатные формации. Осадочные члены этой формации представлены известняками, мергелями, сланцами, известковистыми песчаниками, а вулканические породы крайне разнообразны по основности и всегда обладают повышенной щелочностью.

Наиболее распространены лавы и туфы спилитов и щелочных диабазов. Широко представлены различные кремнистые породы (яшмы, фтаниты), кремнистые сланцы и кремнистые известняки), являющиеся ведущим членом парагенеза и придающие формации особый облик. Такие формации встречаются в эвгеосинклиналях довольно часто (Албания, Альпы, Аппенины, Япония). Некоторые из них содержат месторождения железа (Югославия—триас, Центральный Казахстан—девон).

Как следует из обзора, вулканогенно-карбонатная формация северной части Армянской ССР отличается от вышеприведенных формаций рядом существенных особенностей.

1. Более молодой возраст и меньшая мощность.

2. По составу вулканитов. Отсутствие или незначительное развитие кислых разновидностей вулканических пород. Неравномерные масштабы альбитизации и в целом более низкотемпературный характер поствулканических изменений.

3. Большие и колоссальные масштабы доломитообразования.

4. Неравномерное развитие кремнистых пород, довольно чистый состав кремней. Кремнистые породы (силициты) лишь в определенных разрезах являются ведущим членом парагенеза, а в большей части формации имеют небольшое развитие или вообще отсутствуют.

5. Отсутствие железо-марганцевых руд.

По ряду характерных особенностей верхнеюрская вулканогенно-карбонатная формация северной части Армянской ССР несколько ближе к древним вулканогенно-известняковым формациям северо-западного Казахстана (Р. А. Борукаев, И. В. Хворова), отличаясь от них большими масштабами доломитообразования. Поэтому представляется целесообразным называть изученную формацию в общем подразделении вулканогенно-карбонатной, а в более узком вулканогенно-известняково-доломитовой.

ПОДЗОНА КАФАНСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ

ВУЛКАНОГЕННО-ОБЛОМОЧНАЯ ФОРМАЦИЯ (ВЕРХНЯЯ ЮРА—СРЕДНИЙ ВАЛАНЖИН)

Вулканогенно-обломочная формация верхней юры—среднего валанжина играет важную роль в строении Кафанского антиклинория на всем его протяжении. Породы этой формации, имеющей большую

Таблица 40

Характеристика разрезов вулканогенно-обломочной формации верхней юры— среднего валанжина Кафанского антиклинория

Местоположение	Главные (формациеобразующие) породы	Мощность в *м*	Наличие перерывов	Наличие ритмичности	Условия залегания на подстилающей толще и возраст последней
Междуречье Халадж и Кашуни, по линии с. Н. Хотанан—с. В. Хотанан—с. Тапасар—с. Тандзавер. (Северо-забадное крыло Кафанского антиклинория)	Лавы, пирокласты, основного-среднего составов, преимущественно грубообломочные вулкано-терригенные образования. В верхах формации карбонатные породы	2000	—	—	Трансгрессивно на андезитовых и андезито-дацитовых порфиритах верхнего байоса
Бассейн р. Севкар—с. Арцваник Кармракарский перевал	Вулкано-терригенные образования, лавы, пирокласты	1500—1600	—	—	Трансгрессивно на андезитовых порфиритах верхнего байоса
Юго-восточное крыло антиклинория, по линии с. Геханущ—с. Вачаган—г. Хан-Юрт, г. Хуступ	Лавы, пирокласты, вулканотерригенные образования с линзами известняков	1800—1900	—	—	Трансгрессивно на порфиритах байоса
Кафанское рудное поле, осевая часть антиклинория	Вулкано-терригенные и терригенные образования, лавы	180 (неполная мощность)	—	—	Трансгрессивно на вулканогенной толще верхнего байоса

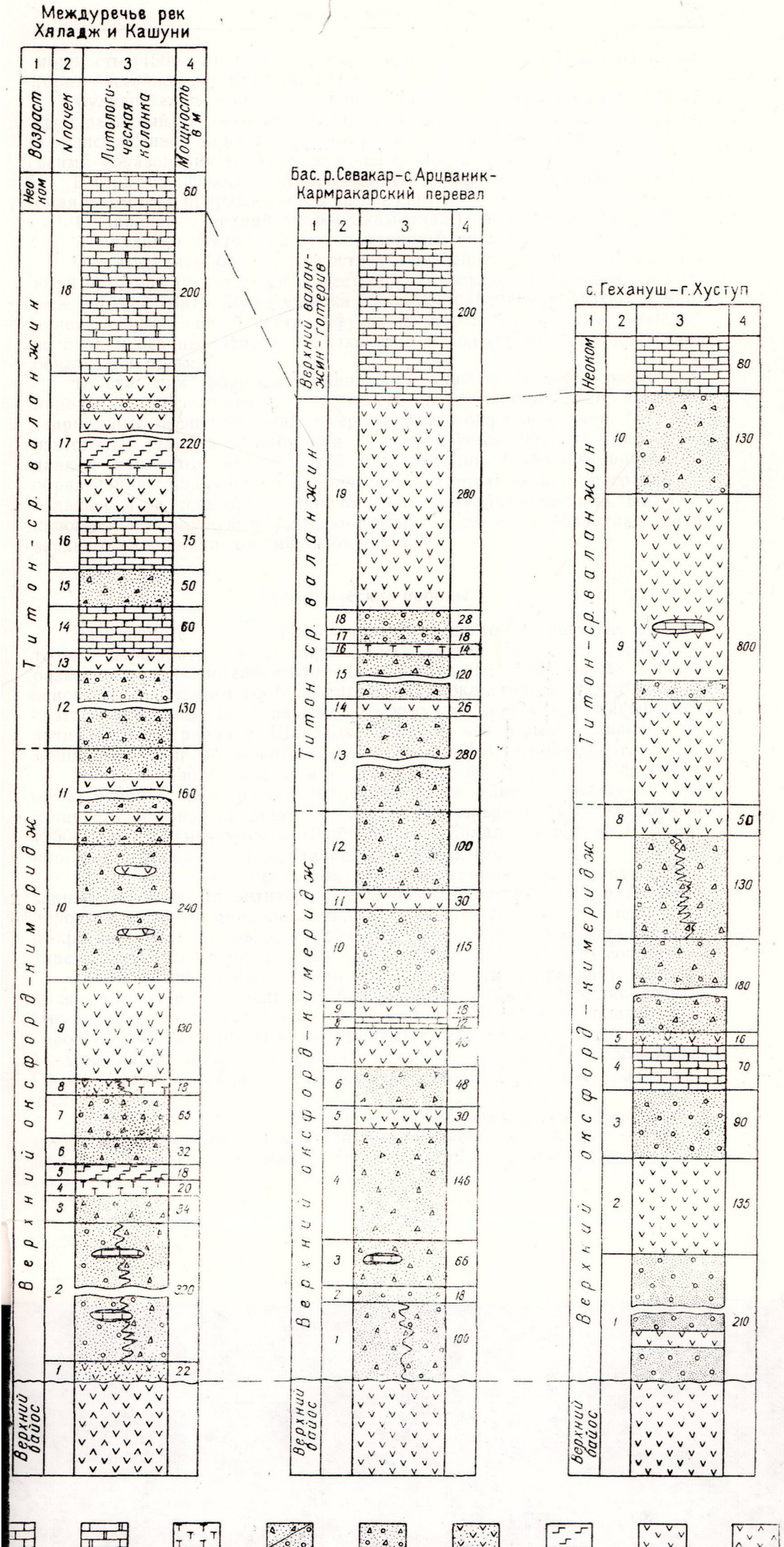


Рис. 73. Опорные разрезы вулканогенно-обломочной формации (оксфорд—средний валанжин).

1. Известняки. 2. Доломиты. 3. Туфы псаммитовые. 4. Туфобрекчии и туфоконгломераты. 5. Туфоконгломерато-брекчии. 6. Вулкано-терригенные песчаники. 7. Базальты. 8. Андезито-базальты и андезиты. 9. Дациты.

мощность (1500—2400 *м*), повсеместно обнажаются на огромной территории бассейнов рек Воротан и Охчи.

Вулканогенно-обломочная формация слагает верхний структурный ярус, развитый преимущественно по крыльям Кафанского антиклинория, и трансгрессивно залегает на нижнем ярусе, представленном среднеюрскими образованиями. Углы падения 8—40°, в целом 12—25°.

В стратиграфическом отношении (В. Т. Акопян, 1962) рассматриваемая формация подразделяется на две свиты:

1. Нижнюю (верхний оксфорд-кимеридж), мощностью 700—1300 *м*.
2. Верхнюю (титон-средний валанжин), мощностью 800—1300 *м*.

Обе эти свиты близки по составу слагающих ее пород, но отличаются некоторыми деталями вещественного состава. В частности, в разрезе верхней свиты более широким распространением пользуются миндалекаменные разновидности эффузивных пород. Здесь более интенсивно проявилась цеолитизация вулканитов и более распространены карбонатные породы.

В строении формации принимают участие самые различные породы-лавы основного и среднего состава с пирокластами, вулканотерригенные песчаники, конгломераты, конгломерато-брекчии, брекчии. известняки. Однако в целом она характеризуется некоторым преобладанием продуктов механической седиментации (вулкано-терригенные образования) над чисто вулканическим материалом и, в несравненно большей мере, над органогенно-хемогенными образованиями. На вулканогенно-обломочную формацию согласно налегает карбонатная свита верхнего валанжина-готерива и баррема.

Вулканические породы

Эффузивные породы (базальтовые, андезито-базальтовые, андезитовые порфириты) и их пирокласты имеют большое площадное развитие в вулканогенно-обломочной формации. Эффузивные породы основного и среднего состава вместе с пирокластическим материалом слагают обширные поля развития на юго-западном крыле Кафанского антиклинория (район с. Шикахох), далее с некоторым убыванием по мощности они продолжаются в район Хуступ-Чимянского хребта.

На северо-восточном крыле вулканические породы пользуются особо значительным распространением в бассейне р. Кашуни, где мощность порфиритов достигает 700 *м*. Несколько меньшие мощности (250—400 *м*) отмечаются в левобережье р. Халадж, в районе Кармракарского и Агаракского перевалов, бассейне р. Воротан.

Макроскопически это серые, лиловые, темно-серые, иногда почти черные, в сильно хлоритизированных разновидностях зеленовато-серые породы плотного и миндалекаменного строения. Характерны следующие макротекстуры: глыбовая, столбчатая, шаровидная, эллипсоидальная (преимущественно в миндалекаменных разновидностях) и их сочетания.

Среди пород лавовой фации (а также галек и брекчий) выделяются следующие разновидности: базальтовые (в том числе с диабазовой структурой), андезито-базальтовые, плагиоклазовые и плагиоклаз-пироксеновые андезитовые порфириты. Более кислые разновидности (андезито-дациты, липарито-дациты) весьма редки и маломощны. Среди туфового материала преобладают литокластические разновидности.

Изучение характера и степени автометаморфических и поствулканических изменений, связанных с гидротермальной деятельностью вулканических очагов, обнаруживает их низкотемпературный характер.

Региональная цеолитизация, кальцитизация, халцедонизация, хлоритизация, пренитизация, отсутствие или крайне незначительное развитие эпидотизации, альбитизации—вот комплекс главных типов изменений, свидетельствующий о низкотемпературном характере поствулканических процессов, протекавших в условиях цеолитовой фации, по которой проводится граница между диагенезом и метаморфизмом.

Вулкано-терригенные породы

Конгломераты, брекчии. Наряду с лавовыми потоками они являются наиболее распространенными породами рассматриваемой формации. Грубообломочные породы имеют мощность до нескольких сотен метров.

По степени окатанности обломков среди них различаются три разновидности—конгломераты, конгломератобрекчии, брекчии. По простиранию и разрезу эти разновидности тесно связаны взаимопереходами. В распределении их нет какой-либо строгой закономерности, однако в нескольких участках серии наблюдается преобладание одного из типов: конгломератов (сс. Чакатен, Антарашат, Агахлу-Шагарджик, В. Вачаган, бассейн р. Воротан), туфоконгломератобрекчии (В. Вачаган, В. Хотанан), брекчий (сс. Ачахлу-Шагарджик, Чапни, Арцваник и др.).

На участках максимального развития каждого из типов грубообломочных пород мощности их достигают 50—500 *м*. По количественному соотношению обломков различных псефитометрических групп грубообломочные вулкано-терригенные образования принадлежат в основном к средне- и (2,5—5 *см*) и крупногалечным (5—10 *см*) разновидностям с относительно небольшим количеством валунов (1—10 *см*), окатанных глыб (1 *м*) и гравия*.

Гальки в целом окатанные, реже полуокатанные. Среди них резко преобладают сферичные разновидности, причем степень сферичности не зависит от петрографического состава.

Уплощенных галек значительно меньше, местами они отсутствуют вообще. Щебенка и глыбы брекчий имеют разнообразную форму—неправильной трапеции, неправильного прямоугольника, остроугольника, однако контуры их сглаженные, четкие (рис. 74, 75).

Обломки грубообломочных вулкано-терригенных пород сложены плагиоклазовыми, плагиоклаз-пироксеновыми, андезито-базальтовыми, андезитовыми, в меньшей мере базальтовыми порфиритами массивного, миндалекаменного и шлакового строения.

В них отмечаются интенсивное ожелезнение, хлоритизация, цеолитизация, в меньшей степени кальцитизация, исключительно редко участковая эпидотизация.

В миндалекаменных разновидностях миндалины выполнены цеолитами, хлоритом, кальцитом.

Местами (в особенности в верхах формации) среди галек отмечаются шлаковидные породы с коркой закалки, являющиеся, возможно, вулканическими бомбами.

Сравнение состава обломков с потоками порфиритов показывает их полную идентичность как по петрографо-минералогическим особенностям, так и по характеру поствулканических изменений. Можно лишь

---

* В соответствии с вышеприведенными размерами неокатанные обломки представлены по размерности дресвой и щебенкой, неокатанными валунами и глыбами.

отметить, что интенсивность этих изменений, в целом, по формации в лавах несколько выше, чем в порфиритовых гальках.

Кроме описанных выше галек, составляющих 99,0%, от их общего количества, встречаются единичные гальки вулканомиктовых песчаников, туффитов, известняков.

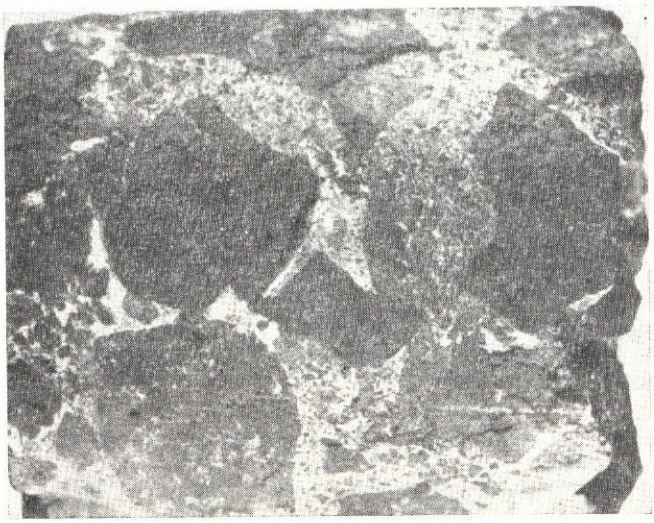


Рис. 74. Вулкано-терригенная конгломерато-брекчия. Керн, 3/5 натур. велич.

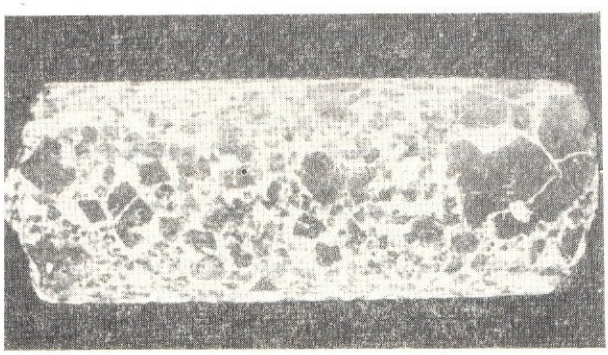


Рис. 75. Интенсивно кальцитизированная вулкано-терригенная брекчия, мелко-среднеобломочная. Керн 1/4 натур. велич. с. Арцванк.

В основании формации среди отмеченных выше галек и обломков местами присутствуют гальки и валуны среднеюрских пород—зеленоватых эпидотизированных порфиритов нижнего байоса, плотных фиолетово-серых андезито-дацитов с характерными выделениями кварца (Барабатумская серия) и др.

Цемент описываемых пород двоякий. Основная часть его представлена обломочным материалом—окатанными, полуокатанными, неока-

танными обломками различных порфиритов основного и среднего состава, преимущественно андезито-базальтовых, реже базальтовых или андезитовых.

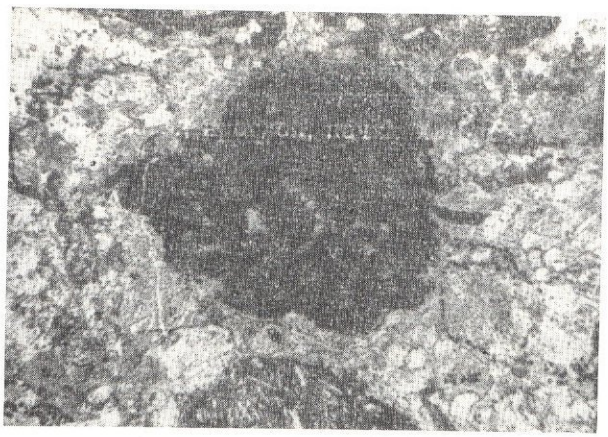


Рис. 76. Цемент конгломерато-брекчий. В центре виден полуокатанный обломок ожелезненного базальтового порфирита. Кафан. Шлиф ув. 40х.

Структура их основной массы различная: гиалопилитовая, пилотакситовая, интерсертальная. Обломки в разной степени ожелезнены, хлоритизированы, цеолитизированы. Кристаллокластическая составляющая представлена обломками плагиоклаза, очень редко пироксена. В ряде участков в связывающей массе значительную роль играют обломки интенсивно хлоритизированного вулканического стекла.

Среди этой массы преимущественно литокластического материала нередко отмечаются органические остатки (обломанные и частично окатанные обломки морских ежей, криноидей, кораллов, гастропод), а также оолиты, в ядрах которых часто расположены обломки эффузивных пород.

Нередко в цементе отмечается первичный микрозернистый кальцит, частично раскристаллизованный в более крупные агрегаты.

Вторичные (постседиментационные) явления в цементе представлены широко—хлоритизация, окремнение, цеолитизация, кальцитизация. Они проявляются в появлении новообразований, псевдоморфоз, выполнении порового пространства трещин.

Наличие окатанного и полуокатанного вулканомиктового материала, а также органогенного детрита, свидетельствует о том, что продукты подводных выбросов и перемыва вулканических островов до их окончательного формирования в породу испытали перемещение в пространстве (бассейне) и приобрели некоторую окатанность, сортировку.

С другой стороны, перенос, сортировка, осаждение вулканического и вулканокластического материала представляет собой сложный процесс, обусловленный действием весьма различных факторов. Отметим два из них.

1. Фактор вулканической, в частности, эруптивной деятельности, механизма извержений, во многом предопределяет величину и форму первичного вулканического, в том числе и пирокластического материала.

2. Литолого-фациальный и, в частности, гидродинамический фактор (характер рельефа бассейна, наличие течений, скорость захоронения осадков, характер взмучивания и дальнейшей обработки после осаждения осадков) в не меньшей мере определяет конечный облик материала. Наконец, форма обломков и характер окатанности, приобретенный в бассейне при прочих равных условиях, находятся в зависимости от начальной величины обломков. Сложное сочетание этих и других факторов и объясняет разнообразие пород как по размерам обломков (щебень—галька, дресва—гравий, их промежуточные формы), так и по цементу (туф—вулкано-терригенный песчаник, и смесь).

Теоретически можно выделить две разновидности пород: синвулканические, т. е. разновидности, образованные при непосредственном попадании вулканического материала в морской бассейн, и эпивулканические, т. е. образования, попавшие в область морской седиментации с некоторым опозданием (размыв и обрушение вулканических островов). Однако литолого-петрографические критерии для их распознавания весьма шатки.

Поэтому представляется целесообразным ограничиться более общим термином—вулкано-терригенные грубо-обломочные породы (брекчии, конгломераты, конгломератобрекчии) с песчанистым вулкано-терригенным, пирокластическим и смешанным цементом.

Вулкано-терригенные песчаники. В общем балансе пород, слагающих исследованную вулканогеннообломочную формацию, вулкано-терригенные песчаники играют не первостепенную роль. Однако в ряде участков, в особенности в пределах Кафанского рудного поля, этот тип пород имеет значительное распространение. Основная часть вулкано-терригенных песчаников приурочена к нижней части формации и обнажается в районе с. Каварт, Аэропорта, с. Гехануш, а также на большой площади по левобережью р. Халадж. Здесь пачка песчаников мощностью от 7 до 55 *м* повсеместно вскрыта скважинами (у. Халадж, Норашеник, Бадал-Юрт).

Относительно меньшее распространение имеют песчаники в средней (сс. Чакатен, Ачахлу) и верхней (Агаракский перевал) части формации. Однако, переходя к общей оценке песчаников как песчанистого материала вообще, а не как генетического типа пород, необходимо отметить их значительное распространение. Песчанистый вулкано-терригенный материал (наряду с туфовым) является составной частью (цементом) грубообломочных вулкано-терригенных образований, имеющих исключительно широкое распространение. Если принять во внимание то обстоятельство, что единственным критерием для отличия песчаников от туфов является окатанность зерен, то становится очевидным, что в ряду песчаник—туф не всегда можно провести четкую границу. По составу слагающих компонентов (аналогично классификации туфов) их можно назвать литокластическими вулкано-терригенными песчаниками с меньшим значением витро- и кристаллокластической составляющей.

По особенностям состава и строения выделяются следующие разновидности:

а) Грубо-крупнозернистые вулкано-терригенные песчаники. Зеленовато-серые, местами с примесью гравийного материала и редкими крупными окатанными (до 70 *мм*) и полуокатанными обломками эффузивных пород. Песчаники разнозернистые, преимущественно грубо- и крупнозернистые.

Основная часть песчанистых обломков состоит из хорошо окатанных частиц диабазовых, базальтовых, андезито-базальтовых, андезито-

вых порфиритов, интенсивно хлоритизированных и ожелезненных. Порфириты обломков имеют плотное строение. В меньшей мере отмечаются обломки стекловатых пузыристых андезитовых порфиритов. В средней и верхней части серии роль миндалекаменных разновидностей несколько повышается. Подчиненную роль в строении породы играют кристаллы плагиоклазов и полуокатанный органический детрит—криноидеи, кораллы, морские ежи, гастроподы.

В отдельных шлифах количество органогенного детрита доходит до 10—12% от общего числа обломков.



Рис. 77. Крупнозернистый вулкано-терригенный песчаник. Шлиф. ув. 30х.

Цемент обильный, представлен нацело перерожденным в хлоритовое вещество вулканическим стеклом, реже цементом является карбонатный материал, представленный мелко- и микрозернистым кальцитом.

Песчаники этого типа встречены в основании верхней юры, в районе с. Каварт, Аэропорта, уч. Бадал-юрт. Мощности их небольшие (0,8—1,0 *м*).

б) Вторая разновидность грубо-крупнозернистых вулкано-терригенных песчаников имеет большое распространение.

Макроскопически это серые, серо-зеленые слоистые (иногда косослоистые) породы. В шлифах видно, что песчаники сложены полуокатанными, реже окатанными и угловатыми обломками эффузивных пород—в разной степени ожелезненных, хлоритизированных и цеолитизированных базальтовых, диабазовых, андезито-базальтовых, андезитовых порфиритов плотного и миндалекаменного строения с преимущественными размерами 0,8—1,6 *мм*, редкими обломками кристаллов плагиоклаза и еще более редким органогенным детритом.

Цемент поровый, обычно скудный—5—10%, редко достигает 15—20%. По составу разнородный—представлен карбонатным материалом, мелкими частицами хлоритизированного стекла, цеолито-хлоритовым материалом, вторичным кремнеземом, плотно заполняющим промежутки между зернами и полости.

в) Среднезернистые песчаники: серые, светло-серые, плотные слоистые породы. По величине слагающих обломков разнозернистые, однако основная часть обломков (70—80%) имеет размеры 0,25—0,50 *мм* (рис. 77).

По составу обломков эффузивных пород эта разновидность мало чем отличается от вышеописанных.

Они сложены обломками в основном андезитовых, андезито-базальтовых, реже андезито-дацитовых порфиритов. Встречаются также шлаковые разновидности.

Цемент разнородный, представлен мелкими обломками хлоритизированного и окремнелого вулканического стекла, местами с хлоритовидным колломорфным веществом, развивающимся в порах, реже микрозернистым кальцитом.

Таблица 41

Минеральный состав вулкано-терригенных песчаников

№ проб	Тяжелая фракция												Легкая фракция			
	Авгит	Титан-авгит	Диопсид	Гиперстен	Об. рог. обм.	Магнетит	Гематит	Лимонит	Руд.-немагн.	Пирит	Хлорит	Циркон	Плагиоклаз	Вулк. стекло	Хлорит	Разложенные зерна
К—10	65,33	—	—	—	—	9,67	18,0	7,0	—	—	—	—	18,39	—	66,18	15,44
К—11	2,75	—	—	1,10	—	18,73	49,45	28,57	—	—	—	—	7,78	1,55	11,67	80
К—12	9,96	0,40	—	—	—	37,85	42,63	9,16	—	—	—	—	19,08	—	9,16	71,76
К—86	9,70	—	4,10	—	—	1,50	82,83	1,50	—	—	—	0,37	12,24	—	71,43	16,33
К—87	0,73	—	—	—	—	71,69	17,28	10,30	—	—	—	—	4,70	—	53,20	42,10
К—15	1,0	—	—	—	—	23	22	15	38	—	1	—	30	2	18	50
К—16	3,0	—	3	1,5	4,5	12	66	3	1,5	4,5	—	—	29	2,4	0,8	67,8
К—17	10,0	—	1,5	0,5	—	20	65	12	—	—	0,5	0,5	5	1	3,5	90,5
К—116	16,75	0,2	3,23	1,3	—	25,22	42,1	11,37	—	—	—	—	12,28	1,17	21,33	65,22

Далее приведем краткое описание основных минералов тяжелой фракции вулканомиктовых песчаников. Авгит желтовато-зеленый, светло-зеленый, иногда с резкими темными включениями, в основном неправильной, редко призматической формы. Двупреломление высокое, угасание косое C : Ng=38—40°, Np′=1,691, Ng′=1,703.

Пироксен относится к авгиту, что помимо оптических констант подтверждается данными спектрального анализа мономинеральной пробы (без магнитных включений), в которой отмечаются следующие главные элементы: Ca, Mg=10%, Fe=4,5%, Al=3%.

Кроме того, обнаруживаются следующие примеси (в %): Mn, Ti, Cr (0,5—0,3), Ni (0,1—0,3), Co · Zn · Sc (0,03—0,01), Cu(0,01—0,03), Pb · Li · Cd(0,001).

Титан-авгит — темно-серый, неправильной формы с зазубренными концами. Плеохроизм едва заметен.

Гиперстен. Призматический, бледно-зеленоватого цвета со слабым плеохроизмом от светло-зеленоватого до оливково-зеленого.

Диопсид. Зерна неправильной формы, часто с зазубренными концами, желтовато-зеленые с рудными черными включениями, C : Ng= =30—35°.

Роговая обманка обыкновенная. Призматической формы с неправильными концами. Плеохроизм от темно-зеленого до бурозеленого, C : Ng=9°.

Пирит. Образует кубы, гексаэдры, пентагон-додекаэдры и их комбинации, а также в виде почковидных агрегатов. Желтый с своеобразным черно-бурым оттенком, с гладкой поверхностью. Частично лимонитизирован.

Магнетит. Неправильной формы, реже шаровидный. Цвет чер-

ный с своеобразным синеватым оттенком, частично превращен в мартитит.

Шлиховой анализ песчаников показал, кроме того, наличие в крайне незначительных количествах следующих минералов:

1. Самородная медь, халькопирит, самородный цинк, хромит, анатаз, сфен.

Самородная медь встречается в виде неправильно-пластинчатых, удлиненных, округлых, нитевидных агрегатов. Ковка, проверена кислотами.

Халькопирит обнаружен в виде осколков неправильной формы. Проверен пленочной реакцией на цинковой пластинке. Встречается очень редко—несколько зерен на пробу.

Самородный цинк встречается в виде чешуек неправильной формы, серо-стального цвета. Проверен в кислотах.

Необходимо отметить, что по содержанию минералов тяжелой фракции отложение верхней юры Кафанского антиклинория заметно отличается от среднеюрских. Главная причина этого явления в более основном, андезито-базальтовом составе продуктов верхнеюрского вулканизма, богатых пироксенами, магнетитом, гематитом.

В табл. 42 приводятся результаты химических (силикатных анализов) вулкано-терригенных песчаников. Некоторые колебания содержания SiO_2 и других компонентов зависят от следующих факторов:

1) Состава обломков порфиритов, преобладания той или иной группы эффузивных пород (базальтовых, андезито-базальтовых, андезитовых порфиритов), характера и степени развития поствулканических и автометаморфических гидротермальных изменений (ожелезнение, хлоритизация);

2) наличия органогенного детрита, карбонатного или глинистого цемента;

3) количества вулканического стекла.

Таблица 42

Химический состав вулканотерригенных песчаников

№ п/п	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	CaO	MgO	MnO	Na_2O	K_2O	CO_2	в.л.	п.п.п.	Сумма
К—86	47,62	1,32	14,44	11,39	2,39	3,49	6,10	0,24	2,50	3,00	3,24	2,47	5,66	100,62
К—714	53,47	0,99	13,33	8,86	3,73	6,48	3,21	0,17	4,75	0,05	4,36	0,26	4,41	99,71
К—738	54,60	1,02	14,61	6,97	4,07	5,32	3,94	0,14	4,75	1,25	2,10	0,38	3,81	100,96

Известняки

В разрезе описываемой формации известняки распространены неравномерно. В нижней и средней части формации они образуют многочисленные небольшие (0,4—6 *м*) прослои и линзы, залегающие на разных стратиграфических уровнях среди лавово-пирокластического и вулкано-терригенного материала (сс. Бех, Каварт, Шагарджик, Н. Хотанан, уч. Бадал-юрт). Исключение составляет район сс. Гехануш и Антарашат, где мощность известняковых построек достигает нескольких десятков метров.

В верхней части формации на юго-западном крыле антиклинория они редки. Однако на северо-восточном крыле структуры (междуречье рек Халадж и Кашуни роль карбонатных пород резко возрастает). Так, в районе г. Тапасар, В. Хотанан, Тандзавер, хребта Инджабель известняки образуют мощные пачки (250 *м* и более).

Необходимо отметить, что в качестве второстепенной примеси карбонатный материал (отдельные оолиты, обломки раковин, водорослевые желваки) присутствует в вулкано-терригенных песчаниках, цементе грубообломочных вулканомиктовых пород. Кроме того, существует группа «замаскированных» карбонатных пород. Это сильно обогащенные вулканическим (окатанным и неокатанным) материалом известняки зеленовато-бурого цвета (от хлоритизации, ожелезнения). Внешне они напоминают грубообломочные песчаники, туфы и истинная природа их распознается только в шлифах. Такие образования, имеющие мощность от 0,1 до 8—10 *м*, встречены во многих участках.

Известняки представлены многими разновидностями. За основу их классификации взято подразделение, принятое автором для карбонатных пород вулканогенно-карбонатной формации северной и северо-восточной частей Армянской ССР. Детальное описание карбонатных пород этой серии приведено в предыдущем разделе.

В вулканогенно-обломочной формации Кафанского антиклинория распространены те же типы известняков, что и в вулканогенно-карбонатной формации северной и северо-восточной части Армянской ССР. Некоторые специфические черты предопределены:

1) несколько большей породообразующей ролью кораллов и, наоборот, сравнительно меньшим значением водорослей. Относительно небольшое развитие микрозернистых известняков;

2) большей обогащенностью карбонатных пород вулканическим и вулкано-терригенным материалом;

3) существенным различием в характере и масштабах постседиментационных изменений. В особенности это касается доломитообразования и кремнеобразования.

Вторичные изменения известняков. Доломитизация. В отличие от верхнеюрских отложений северной и северо-восточной части Армянской ССР, в рассматриваемых отложениях процессы доломитизации развиты слабо. Этот процесс проявляется в нескольких участках междуречья Халадж и Кашуни, в области развития биогермных и органогенно-детритовых известняков. Доломит обычно развивается по микрозернистому кальциту цемента, реже по органическим остаткам с образованием зерен, размерами от 0,05 до 0,14 *м*.

Форма зерен строго ромбоэдрическая, контуры в основном четкие, зонарное строение не наблюдается. Содержание доломита в среднем не превышает 8—15%. По-видимому, доломитизация этого типа является диагенетической.

Окремнение. Процесс кремнеобразования имеет локальное распространение в известняках вулканогенно-обломочной формации, он наблюдается в известняках г. Тапасар и прилежащих участках. Кремнистые образования представлены небольшими (0,1—0,4 *м*) линзами и конкрециями. Кроме того, отмечается участковое, пятнистое окремнение известняков.

Кремнезем линз имеет микрозернистую, сферолитовую структуру, в других участках ясно наблюдается замещение кремнеземом раковин, детрита. Аналогично вулканогенно-карбонатной формации северо-восточной и северной части Армянской ССР в рассматриваемых отложениях наблюдается исключительная приуроченность кремнистых образований к карбонатным породам. Однако масштабы кремнеобразования в вулканогенно-обломочной серии сравнительно небольшие.

Таким образом, наблюдается интересное и, на первый взгляд, парадоксальное явление—интенсивнейший подводный вулканизм не сопро-

вождается накоплением кремней в значительных масштабах. Объяснение этому явлению следует искать в низкотемпературном характере и специфике автометаморфических и поствулканических гидротермальных изменений (интенсивная цеолитизация и др.).

Интенсивный подводный вулканизм создавал своеобразную палеогеографическую обстановку, которая была неблагоприятной для образования известняков.

В этой формации наглядно проявляется подавление органогенно-хемогенной садки карбонатов огромной массой поступающего в бассейн вулканогенного материала.

Попадая в зоны карбонатной седиментации, громадные порции пирокластического и вулкано-терригенного материала разбавляют карбонатные осадки, препятствуя образованию известняков. В зависимости от количества поступающего материала и скорости карбонатной седиментации взамен известняков образуются известковые вулкано-терригенные песчаники и туфы, грубообломочные вулкано-терригенные породы с известковой примесью и цементом, а также известняки, сильно обогащенные вулканическим материалом. Лишь на отдельных участках, местами значительных, в период относительного затишья вулканической деятельности формировались относительно чистые разновидности известняков.

Наконец, с прекращением вулканической деятельности наступает период интенсивного карбонатообразования (верхний валанжин—баррем).

Сводная характеристика формации

По составу слагающих ее главных членов вулканогенно-обломочная формация верхней юры—среднего валанжина относится к формациям с преобладанием вулканогенных механических осадков, с гораздо меньшим значением органогенно-хемогенных образований.

Наиболее характерные черты ее представляются в следующем.

1. Исключительно широкое развитие вулканических и в особенности вулкано-терригенных образований различных гранулометрических групп, преимущественно грубообломочных.

Таким образом, роль вулканических процессов в формировании изученной формации исключительно велика. В этом отношении петрофонд формации в преобладающей мере связан с вулканическим фактором. В действительности, формация на 85—95% объема состоит из продуктов подводного мелководного и островного вулканизма, значительная часть которых, претерпев некоторое перемещение в пространстве (обрушение, размыв, перемыв), сформировала мощные толщи вулкано-терригенных образований типа конгломератов, конгломерато-брекчий, брекчий, песчаников. Среди вулканитов преобладают производные основной и средней магмы.

Характерен низкотемпературный характер поствулканических и автометаморфических преобразований.

2. Неравномерное распределение карбонатных пород. Возрастающие масштабы карбонатообразования в конечном этапе, а также явление обогащенности вулканических пород известковым материалом показывает, что полное подавление карбонатной седиментации не имело места.

Обращают внимание незначительные масштабы доломитизации.

Это явление говорит о недостаточно ясной роли регионального кли-

матического фактора (аридизация) в породообразовании данного региона.

3. Довольно однообразный состав пород, в особенности второстепенных членов серии. Отсутствие или крайне незначительное развитие таких, вообще характерных для вулканогенно-осадочных формаций образований, как силициты, монтмориллонитовые глины. Особенно интересным представляется весьма слабое развитие кремнистых пород. Это явление показывает, что не всегда интенсивный подводный вулканизм сопровождается накоплением кремнистых пород. Очевидно, это обстоятельство связано с низкотемпературным характером поствулканических процессов, при которых в морскую воду и осадки не вносилось необходимого количества кремнезема.

4. Относительно формационной принадлежности исследованных отложений необходимо отметить следующее.

Вулканогенно-обломочная формация Кафанского антиклинория не принадлежит к числу автономных формаций. В составе Сомхето-Кафанской зоны на территории Армении и Азербайджана наблюдаются переходы от одновозрастных верхнеюрских вулканогенно-карбонатных серий к вулканогенно-обломочным и их промежуточным формам. Очевидно, основными факторами, предопределявшими образование этих формаций, являлись масштабы вулканической деятельности, преобладание того или иного породообразующего фактора—вулканического или унаследованного литологического (карбонатообразование), их взаимосвязь и соперничество. В связи с этим необходимо подчеркнуть, что, несмотря на кажущееся сходство (обилие вулканогенно-обломочных образований), вулканогенно-обломочная формация Кафанского антиклинория резко отличается от группы вулканогенно-молласовых формаций.

АЛЬБ—ВЕРХНИЙ МЕЛ—ПАЛЕОЦЕН

РАСПРОСТРАНЕНИЕ

Отложения альба—верхнего мела—палеоцена имеют значительное распространение. В общей сложности выходы этих отложений на поверхность и районы, в пределах которых они вскрыты скважинами, составляют около 15%, а с учетом зон вероятного развития под покровом более молодых образований—не менее 35% территории Армянской ССР.

Верхнемеловые отложения участвуют в строении главнейших тектонических структур Малого Кавказа. В Сомхето-Кафанской тектонической зоне они выражены толщами вулканогенно-осадочных и осадочных пород мощностью до 2 *км* (Папакарский, Иджеванский, Горисский синклинории). В Центральной складчатой зоне Малого Кавказа, по ее северной и южной периферии, мощные (до 1,5 *км*) вулканогенно-осадочные и осадочные толщи верхнего мела и палеоцена участвуют в строении Севано-Ширакского синклинория, а также Веди-Аргичинского и Урцско-Айоцдзорского антиклинориев. По бортам Севано-Ширакского синклинория верхнемеловые отложения залегают либо на древнем метаморфическом комплексе, либо (Базумский хребет) на отложениях неокома—апта (?), а в Веди-Аргичинском и Урцско-Айоцдзорском антиклинориях—на осадочных образованиях герцинского комплекса.

Сокращенный по мощности (до 600 *м*) и сложенный в основном осадочными породами разрез верхнемеловых отложений характерен для осевой части Центральной складчатой зоны (хр. Цахкунянц, бассейны рек Аргичи, Вохчи). Верхнемеловые отложения здесь залегают на палеозой-протерозойском основании.

В Приараксинской зоне мощный вулканогенный комплекс, вероятно, верхнемелового возраста, вскрыт буровыми скважинами в Нижнеахурянском прогибе. Далее на юго-восток, в низовьях междуречья Касах и Азат скважинами вскрыты мощные терригенно-карбонатные отложения датско-палеоценового возраста и подстилающие их вулканогенные породы нижнего сенона (?).

Как видим, отложения альба—верхнего мела—палеоцена распространены гораздо шире юрско-неокомского комплекса. Необходимо заметить, что они накапливались не только в ранее заложенных депрессионных зонах, но и в пределах обширной Армянской геоантиклинали, которая на предыдущих этапах оставалась областью устойчивых поднятий.

Таким образом, для альб-палеоценового этапа истории геологического развития Малого Кавказа показательно не только расширение площадей седиментационных бассейнов, но по существу и их интеграция в единый, крупный архипелаговый бассейн.

РЯДЫ ФОРМАЦИЙ

Характернейшей чертой областей осадконакопления в течение альб-поздний мел-палеоценового времени следует считать многообразие морфологических типов геосинклинальных прогибов, наряду с этим, специфичность проявления вулканизма в каждом из них, наконец существенные различия в размерах, конфигурации и составе пород геоантиклинальных поднятий. Важно также подчеркнуть, что геосинклинальные прогибы возникли неодновременно, а их интеграция, хотя и началась в сеномане-туроне, но наиболее полное выражение получила в сенонское время. Значительное расширение площади осадочного породообразования сопровождалось выравниванием условий накопления пород в позднем сеноне: времени наиболее обширной на Кавказе морской трансгрессии и успокоения вулканической деятельности.

Ряды формаций для основных структурных зон и составляющих их подзон показаны в табл. 43. При анализе этой таблицы легко заметить, что стратиграфические рубежи и возрастные объемы формаций разных зон и подзон не остаются строго выдержанными. Основание ряда формаций составляют осадочные образования либо глинисто-карбонатного (Севано-Ширакский синклинорий), либо глинисто-карбонато-терригенного состава (Аргичинский и Урцско-Айоцдзорский антиклинории) или осадочно-пирокластические образования со значительным развитием песчаных пород (Папакарский и Иджеванский синклинории).

Базальные формации залегают обычно с резким угловым несогласием и с отчетливо выраженным перерывом в осадконакоплении на байкальском, герцинском и раннеальпийском комплексах. Они знаменуют раннюю стадию среднеальпийского тектонического подэтапа. Базальные формации почти повсеместно с размывом, а в ряде районов с несогласием перекрываются вулканогенно- осадочными формациями, знаменующими вступление Малого Кавказа в новую качественно обособленную стадию напряженной тектонической деятельности и пароксизма вулканических проявлений. Кремнисто-вулканогенные формации

Таблица 43

Возраст	Структурно-формационные зоны и подзоны			
	Сомхето-Кафанская зона		Центральная складчатая зона	
	Подзоны Папакарского и Иджеванского синклинориев	Подзона Горисского синклинория	Подзона Севано-Ширакского синклинория	Подзоны Веди-Аргичинского и Урцско-Айоцдзорского антиклинориев
Палеоцен Даний	Морская мелководная известняковая рифогенная формация мощностью до 100 *м*	Морская мелководная терригенно-карбонатная флишоидная формация (ю-в часть синклинория. Отсутствует в западной части)	Морская мелководная терригенно-карбонатная формация мощностью до 200*м*	Морская преимущественно мелководная терригенно карбонатная флишоидная формация мощностью до 300, реже до 800 *м*
Маастрихт Кампан	Морская, сравнительно глубоководная, известняковая формация мощностью от 300 до 600 *м*	Известняковая формация. В обнажениях отсутствует. Ожидается в восточной части синклинория под кайнозойским чехлом	Морская, сравнительно глубоководная, известняковая формация мощностью до 700 *м*	Морская преимущественно сравнительно глубоководная известняковая формация мощностью до 150, реже до 400 *м*
Сантон Коньяк	Морская мелководная вулканогенно-обломочная формация мощностью до 1300 *м*	Морская мелководная вулканогенно-обломочная формация мощностью до 600 *м*	Граувакковая формация мощностью 200—400 *м*	Граувакковая формация мощностью до 150, реже до 800 *м*
Верхний турон			Морская, сравнительно глубоководная, троговая кремнисто-вулканогенная формация мощностью > 1 *км*.	Морская, сравнительно глубоководная, троговая, кремнисто-вулканогенная формация мощностью >1 *км*
Нижний турон Сеноман	Преимущественно морская мелководная осадочно-пирокластическая формация мощностью до 100, реже до 280 *м*	Отложения отсутствуют	Морская мелководная глинисто-известняковая формация мощностью до 100—200*м*	Морская мелководная известняково-терригенная формация мощностью до 300, реже до 500 *м*.
Альб	Перерыв		Перерыв	

Примечание: В данной схеме не указаны отложения верхнего мела Мисхано-Зангезурской интрагеоантиклинальной зоны, имеющие сокращенные мощности (до 600 *м*), терригенный и карбонатный составы (зона срединных массивов в верхнем мелу).

Кремнисто-вулканогенные формации, наряду с гипербазитовыми формациями, составляют офиолитовые пояса Малого Кавказа.

вулканических трогов (зон глубинных разломов) по периферии и в кровле сменяются граувакковыми формациями, состоящими из обломков близких по возрасту вулканических пород. Вулканогенно-осадочные формации в направлении к срединным массивам сменяются существенно терригенными образованиями резко сокращенной мощности. Верхняя граница вулканогенно-осадочных формаций разных зон варьирует в значительном временном интервале, более или менее оставаясь сходной для генетически близких групп формаций.

Итак, вторая стадия знаменуется особенно интенсивными прогибаниями, большими мощностями сформировавшихся пород, значительным многообразием их петрографических типов, возникновением серии мелких и крупных разломов и активностью вулканического процесса.

Стадия стабилизации седиментационных бассейнов и превращения их в арену накопления преимущественно карбонатных пород наступает с сенона (Ереванo-Ордубадская зона), либо (для остальных зон) в кампане и продолжается до конца маастрихтского века. В это время в значительной мере унифицируются условия седиментогенеза, хотя сохраняются различия в мощностях отложений каждой из зон и во времени максимального прогибания за эту стадию.

Для четвертой стадии (даний-палеоцен) показателен процесс резкого сокращения площади седиментационного бассейна при известном смещении фокусов максимального прогибания к периферии интрагеосинклиналей, либо к унаследованным вулканическим грабеновидным депрессиям офиолитовых поясов. Довольно мощная толща терригенных и карбонатных пород в Ереванo-Ордубадской зоне обладает признаками флишевой ритмичности, хотя далеко не все свойства типичных флишевых формаций ей показательны. В связи с этим целесообразно выделять ее как флишоидную формацию.

СОМХЕТО-КАФАНСКАЯ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННАЯ ЗОНА
ПОДЗОНА ПАПАКАРСКОГО И ИДЖЕВАНСКОГО СИНКЛИНОРИЕВ

ОСАДОЧНО-ПИРОКЛАСТИЧЕСКАЯ ФОРМАЦИЯ (СРЕДНИЙ АЛЬБ—НИЖНИЙ ТУРОН)*

Наиболее мощные отложения формации развиты в пределах Папакарского синклинория. Отложения формации резко сокращены по мощности, либо отсутствуют в строении Иджеванского синклинория (табл. 44, рис. 78).

Осадочные породы

Песчаники и алевролиты. Глауконитовые песчаники. Развиты в разрезе среднего альба западной части Иджеванского синклинория (г. Иджеван) и по правобережью р. Агстев, у с. Верин Агдан. В основании глауконитоносных отложений почти повсеместно просле-

* Возраст формаций дается на основе схемы стратиграфии отложений мела по В. П. Ренгартену (1959).

Таблица 44

Характеристика разрезов осадочно-пирокластической формации (средний альб-нижний турон) Сомхето-Кафанской структурно-формационной зоны Армянской ССР

Местоположение разреза	Главные /формациеобразующие/ породы	Мощности в *м*	Наличие перерывов	Признаки ритмичности многослоев	Условия залегания на подстилающей толще и ее возраст	Обстановка формирования отложений
Папакарский синклинорий (с. Кохп)	Туфы псаммитовые (31%) алевритовые (19%) туффиты алеврито-песчаные (6%), пелитовые известковые (22%), песчаники (20%), конгломераты (2%)	280	+	Интервалами пирокластический „флиш"	Несогласно на J_3. Участками основание формации осложнено нарушениями	Мелководье вблизи Алавердского островного поднятия, участками наземно-островная
Папакарский синклинорий (с. Котигех)	Туффиты алеврито-псаммитовые (49%), туфы алеврито-псаммитовые (44%), алевролиты и песчаники(5%), конгломераты (2%)	280	—	—	Несогласно на J_3	Мелководье вблизи островного поднятия (восточная часть Алавердского поднятия)
Иджеванский синклинорий (с.Верин Агдан)	Туффиты пелитовые и алевритовые (52%), туфоизвестняки (21%), известняки органогенно-детритовые и кристаллические (17%), песчаники глауконитовые (10%)	50 —80	+	—	Со слабым несогласием на J_3	Мелководье у южного склона Алаверди-Мургузского поднятия
Иджеванский синклинорий (Иджеванский хр.)	Туффиты пелито-алевритовые (48%), песчаники и алевролиты глауконитовые (36%), известняки микро-тонкозернистые (14%), туффиты псаммитовые (2%)	80 —100	+	—	Со слабым несогласием на J_3	Мелководье, на стыке с Ширако-Севанским прогибом

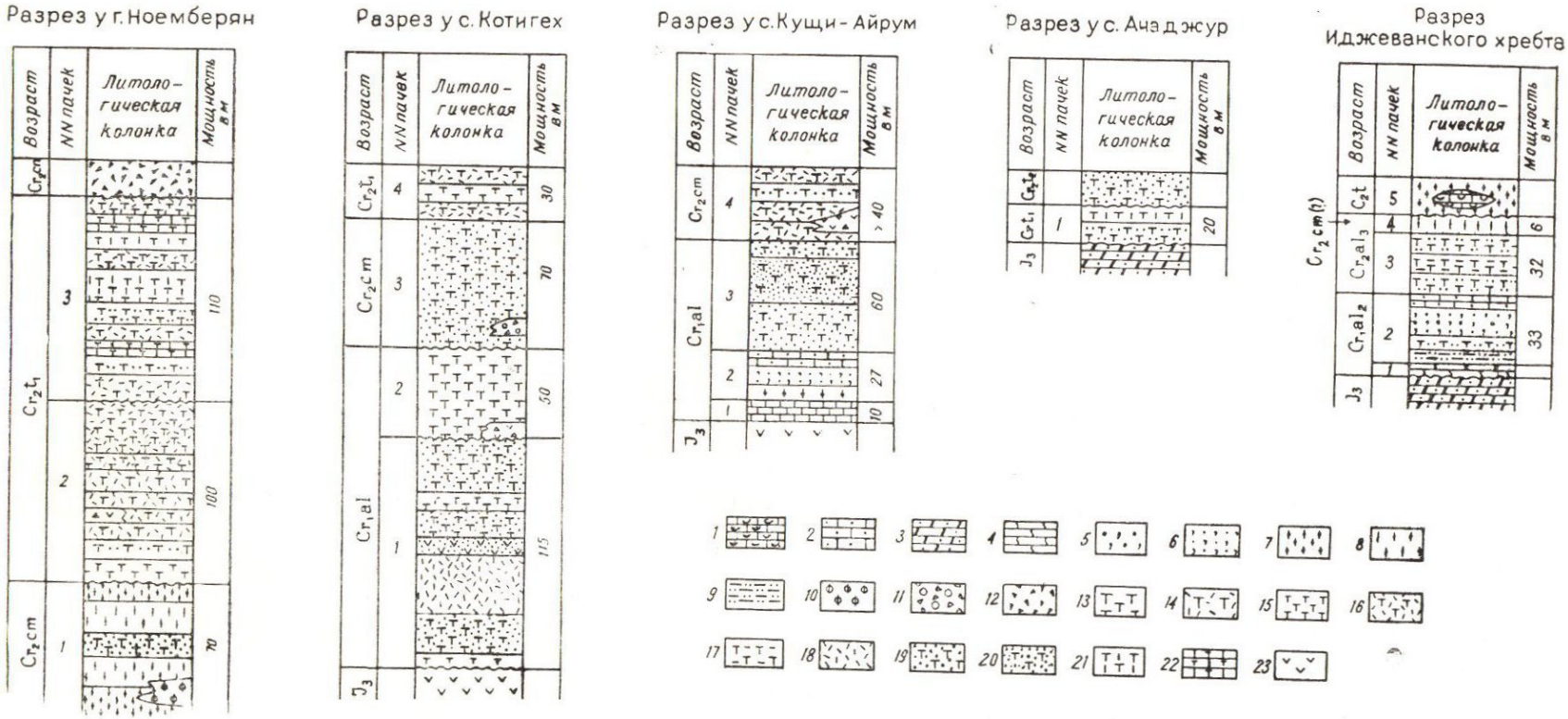


Рис. 78. Типы разрезов осадочно-пирокластической формации (средний альб—нижний турон).

Условные обозначения: 1. Известняки биоморфные и органогенно-детритовые. 2. Известняки песчано-алевритовые. 3. Доломиты песчанистые. 4. Известняки перекристаллизованные (кристаллические). 5. Песчаники глауконитовые крупно-среднезернистые. 6. Песчаники глауконитовые средне-мелкозернистые и алевритовые. 7. Граувакки грубо-крупнозернистые. 8. Граувакки средне-мелкозернистые. 9. Алевролиты полимиктовые. 10. Конгломераты полимиктовые. 11. Конгломерато-брекчии. 12. Брекчии вулканические. 13. Туфы псаммитовые андезитового и андезито-базальтового состава. 14. Туфы псаммитовые андезито-дацитового и дацитового состава. 15. Туфы алевритовые андезитового и андезито-базальтового состава. 16. Туфы алевритовые андезито-дацитового и дацитового состава. 17. Туфопелиты. 18. Тефроиды. 19. Туфопесчаники. 20. Туфоалевролиты. 21. Туффиты известковые. 22. Туфоизвестняки. 23. Андезитовые и андезито-базальтовые порфириты.

живается маломощная пачка (1,5—2 *м*) известняковых конгломератов, микро- и мелкозернистых и органогенно-детритовых известняков. Песчаники и алевролиты желтовато-серые тонко-, реже среднеслоистые, содержат конкреции карбонатно-песчаного состава. Вверх по разрезу они становятся более отчетливо тонкослоистыми, чередуясь с прослоями известковистых пелитовых и алевролитовых витрокластических туффитов. Содержание глауконита в песчаниках и алевролитах колеблется от 10 до 20%, в отдельных пластах близ кровли достигает 75%. В туффитах глауконит либо отсутствует, либо удается выявить лишь его единичные зерна. Выше по разрезу следует пачка (до 3,5 *м*) массивных зеленых глауконитовых песчаников с редкими пропластками пелитовых и псаммитовых туффитов. Содержание глауконита устойчиво высокое (33%). Порода рыхлая, участками средней плотности. Встречаются линзочки гидроокислов железа, стяжения глауконита конической, округлой и неправильной формы вокруг раковин белемнитов.

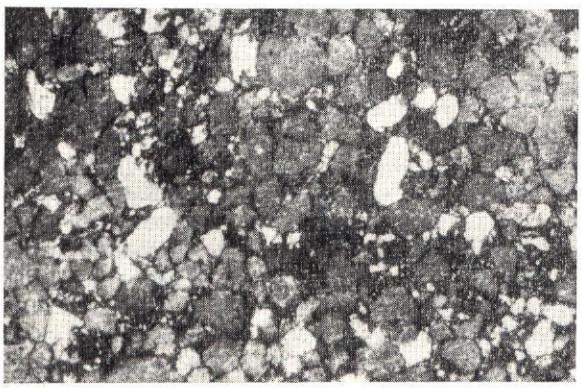


Рис. 79. Песчаник мелкозернистый глауконитовый. Средний альб (осадочно-пирокластическая формация) Иджеванский хребет. Ув. 50х. Николь 1.

Глауконитовые песчаники и алевролиты состоят из кварца, плагиоклаза, редко калишпата, обломков известняков, эффузивных пород и туфов андезитового, андезито-дацитового составов, девитрифицированного вулканического основного—среднего стекла, гематита, магнетита и циркона, изредка отмечаются аутигенные образования бурого изотропного фосфатного вещества. По содержанию глауконита выделяются песчаники собственно глауконитовые (>30%), глауконитистые (10—30%) и с примесью глауконита (<10%). По составу терригенных компонентов выделяются: лито-плагиоклазово-кварцевые, лито-кварц-плагиоклазовые и кварцево-литокластические разности глауконитовых песчаников. В одних разностях литокласты представлены преимущественно обломками известняка, в других преобладают обломки эффузивных пород и вулканического стекла. Различаются, кроме того, песчаники и алевролиты с кальцитовым цементом, мелкокристаллическим, поровым, реже базальным, а вокруг глауконитовых зерен—крустификационным, и с цементом железисто-глинистым (аповитрокластовым) с примесью кальцита, контактовым, участками поровым.

Высокие (>30%) содержания глауконита отмечаются в песчаниках и алевролитах со смешанным по составу цементом контактового типа,

и в породах, где цемент кальцитовый, базально-поровый. Форма глауконитовых зерен чаще округло-бугорчатая. В песчаниках литокластических с обильной примесью вулканогенного материала зерна глауконита менее округлые, нередко угловатые, цвет от зеленого до темно-зеленого с фиолетовым оттенком. Изредка по трещинам в зернах развиваются прожилки карбоната (сидерита?), редко наблюдаются также новообразования пирита, включения кварца, рудных минералов. Весьма редко глауконитом выполнены раковины фораминифер. Среди мелкоагрегатной массы глауконита изредка удается различить сферы радиально-лучистого строения—вероятно, центры раскристаллизации. Показатель преломления темно-зеленого глауконита (из фракции >0,25 *мм*) Ng=1,592, Np=1,564. Иджеванский глауконит отличается сравнительно высоким содержанием глинозема, калия и низкой железистостью* (табл. 71).

Глауконитсодержащие накопления обладают алевритовой и тонко-среднепесчаной структурой. Отсортированность терригенной примеси средняя и, реже, высокая. Кристаллокласты обычно угловатые, реже полуокатанные (кварц), обломки пород преимущественно полуокруглые. Обрывки девитрифицированного стекла, как показывает рентгеноструктурный анализ, представляют кварц-каолиновый агрегат, сравнительно реже стекло частично замещается хлоритом, кальцитом, изредка по стеклу развит селадонит и цеолиты. Кальцитизация следует за каолинизацией: прожилки кальцита выполняют промежутки между зернами кварца и глинистыми минералами. Карбонатный материал претерпевает перекристаллизацию, на что указывает пятнистое строение цемента, деформация зерен глауконита. Довольно обычным является корродирование кальцитом зерен кварца и полевых шпатов. В некоторых образцах отмечается побурение глауконита, образование корки гидроокислов железа вокруг зерна. Химический состав глауконитовых песчаников приведен в табл. 45.

Граувакки вулкано-терригенные. Развиты в разрезе верхнего альба у сс. Геташен и Кущи-Айрум. Зеленовато-серые, массивные и среднеслоистые, переслаиваются с песчанистыми известняками и туфопесчаниками. Преобладают крупнозернистые разности, отсортированность средняя и низкая. Под микроскопом состоят из таблитчатых угловатых зерен андезина—лабрадора (30—35%), обычно сдвойникованного, участками соссюритизированного и деанортитизированного, обломков основных и средних эффузивных пород юрского облика, хлоритизированных и эпидотизированных, нередко с реликтами оливина, реже пород андезито-дацитового облика, вулканического стекла хлоритизированного, редко палагонитового с перлитовой структурой, в меньшем количестве обломков туфов и туффитов округлой преимущественно формы. Суммарное количество обломков пород и стекла достигает 35—40%. Отмечается примесь кварца, роговой обманки обыкновенной, реже авгита, магнетита, гематита, очень редко граната и циркона, из аутигенных минералов—глауконита. Встречаются редкие остатки мшанок и фораминифер.

Цемент (10—15%) контактово-поровый, хлоритовый, участками представлен слабодвупреломляющим агрегатом цеолита и глинистым минералом монтмориллонитового типа.

Граувакки развиты также в резрезе сеномана у г. Ноемберян, сс. Котигех и Геташен. Порода серого, желтовато-серого, фиолетово-

* Радиологически возраст глауконита определен в 105 млн. лет.

серого цвета. Характерно чередование массивных, крупно- и среднеслоистых разностей, имеющее интервалами ритмичную повторяемость.

Состав граувакк преимущественно кристалло-литокластический: угловатые и полуокатанные обломки андезито-дацитов, андезито-базальтов и туфов сходного состава (60—65%); кристаллокласты (10—15%) представлены средним плагиоклазом, по трещинам соссюритизированным, замещенным частично кальцитом и реже кварцем. Цемент (15—20%) поровый, участками базальный, состоит из микроагрегатной полевошпатово-кварцевой массы с полосами глинисто-хлоритового вещества, гидроокислов железа и пятнами мелкозернистого кальцита. По данным изучения тяжелой фракции второстепенные и акцессорные минералы представлены авгитом (50,5%), магнетитом (22,5%), реже ильменитом, цирконом.

Граувакки содержат линзы вулкано-терригенных конгломератов. Вверх по р. Барана в песчаных отложениях появляются гальки и правий гранодиоритов, а также псаммитовые продукты их разрушения. Участками, таким образом, вулкано-терригенные граувакки сменяются микстовыми грауваккамн. Химический состав граувакк, так же как и других пород осадочно-пирокластической формации, приведен в табл. 45.

Вулканогенно-осадочные* и пирокластические породы

Туффиты и тефроиды—продукты основного-среднего вулканизма. Туффиты пелито-алевритовые. В верхней части разреза среднего альба Иджеванского синклинория туффиты чередуются с глауконитсодержащими алевритами и песчаниками. Отличаются повышенной крепостью, отчетливой тонкой и средней горизонтальной слоистостью, нередко плитчатые. Желтовато-серые, охристо-бурые. Содержание туффитов резко увеличивается в разрезе верхнего альба, где тонкоплитчатые туффиты в основании разреза переслаиваются с песчаниками, известняками, а вверх по разрезу южного крыла слагают мощную—до 20 *м*—пачку темно-серых аргиллитоподобных пород с маломощными (0,1—0,2 *м*) линзочками известняков и обрывками углефицированной древесины. Участками туффиты имеют шаровидную отдельность выветривания, легко крошатся. Под микроскопом выделяются две разности туффитов. В туффитах, чередующихся с глауконитсодержащими алевритами и песчаниками среднего альба, основная аповитрокластическая масса породы при одном николе и в отраженном свете обнаруживает пепловую структуру. При скрещенных николях порода состоит из микро- и участками мелкоагрегатного, по данным рентгеноструктурного анализа, кварцево-каолинитового вещества, с низким (менее кварцевого) двупреломлением и базисным показателем преломления около 1,561. Этим веществом замещены также обломки плагиоклаза, редкие обломки андезитов; каолиновое вещество выполняет единичные в поле шлифа камеры фораминифер. На фоне микроагрегатной пелитовой аповитрокластической массы выделяются пятна тонкоалевритового каолинового материала, заместившего обломки. Участками в базисной массе видны глобули (0,1—0,2 *мм*), сложенные более микрозернистым веществом (показатель преломления более канадского бальзама). Изредка вулканическое стекло слабо хлорити-

* Прим. Здесь и далее под этим названием объединяются породы группы тефроидов, туффитов и вулкано-терригенные образования.

зировано, местами по нему развито глинистое вещество гидрослюдистого типа. Незамещенными остаются зерна кварца (3%). Обычны сгустки и полосы мелкозернистого кальцита и, как показывают данные рентгеноструктурного анализа, возможно, и доломита. Карбонатная мелкозернистая масса, пропитанная обычно гидроокислами железа, образовалась в связи с девитрификацией андезито-базальтовых по составу витрокластов. В разрезе верхнего альба распространена алевро-пелитовая разновидность туффитов. Пепловая первичная структура в них затушевана интенсивным оглинением и слабой хлоритизацией. Волокнистая глинистая масса (гидрослюда, монтмориллонит) включает микролиты плагиоклаза. Почти полностью отсутствуют кварцево-каолинитовые агрегаты. В породе развиты пятна и полосы мелкозернистого кальцита (10—15%), мельчайшие частицы гематита и пятна гидроокислов железа. Среди глинистой массы различаются раковины фораминифер, выполненные как кальцитом, так и глинистым веществом. Минеральный состав тяжелой фракции приведен в табл. 56.

Тефроиды алевро-псаммитовые. Развиты в разрезе отложений альба у с. Котигех. Порода фиолетово-желто-серая массивная и крупнослоистая, реже среднеслоистая, крепкая, изредка содержит линзочки пелитового вещества. Состоит на 30—25% из обломков плагиоклаза (андезин-лабрадор), обычно двойникового строения, деанортитизированного с развитием альбита и кальцита, частично также замещенного микроагрегатом каолинитового состава. Последним замещена, кроме того, цементирующая витрокластическая масса (35—40%). Сохранились между тем реликты пепловой структуры. По всему полю развиты пятна гидроокислов железа, образующего также пленки вокруг зерен темноцветных минералов. До 10% слагают окатанные и полуокатанные обломки средних и основных эффузивных пород и туфов, иногда нацело замещенные каолинитовым микроагрегатом, среди прочих замещенных обломков можно по контурам предположить наличие редких зерен пироксенов.

Туффиты псаммитовые развиты в разрезе сеномана у сс. Котигех, Геташен. Характерно чередование плотных и относительно рыхлых разностей с четкой горизонтальной слоистостью (средне- и крупнослоистые, нередко со следами конседиментационного смятия, оползания); содержат обрывки углефицированной древесины. Цвет серый с желтоватым оттенком, структура разнозернистая с преобладанием среднезернистой. Состав: зерна плагиоклазов (андезин) свежих угловатых сдвойникованных (30—35%), иногда зонального строения, обломки диабазов, андезитов и их туфов (10—15%), вулканического стекла (40—45%), обычно пористого шлаковидного хлоритизированного, с порами, выполненными кремнистым веществом. В виде примеси встречаются магнетит (1—5%), кальцитизированные зерна пироксенов. В породе исключительно редко наблюдались единичные раковины радиолярий.

Цемент контактовый, участками поровый, представлен кремнисто-глинистым мельчайшим агрегатом, участками радиально-лучистым хлоритом. С девитрификацией стекла связано слабое окремнение породы по порам и пустотам, контуры обломков пористых стекол нечеткие, смазанные.

Туфы и туффиты—продукты кислого вулканизма. Туфы и туффиты пелитовые. Слагают отложения нижнего турона в районе сс. Кохп, Котигех, Кущи-Айрум, Ачаджур. Переслаиваются с пачками алевритовых и псаммитовых туфов. Цвет серый, голубовато-серый, участками фиолетово-серый. Порода крепкая, туфы горизонтально-

крупнослоистые и массивные, туффиты средне- и тонкослоистые и плитчатые, хрупкие, оскольчатые, внешне напоминающие пелитоморфные известняки; на нижней поверхности напластования обычны ходы илоедных, признаки взмучивания осадка. Изредка отмечаются железистые конкреции.

Таблица 45

Химический состав пород осадочно-пирокластической формации

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO_2	53,66	58,90	32,74	44,38	42,22	40,47	65,62	59,52	50,09	61,72
Al_2O_3	18,29	14,55	7,96	13,40	17,43	17,32	14,47	14,59	9,45	15,40
TiO_2	0,56	0,09	0,70	0,42	0,09	0,50	0,33	0,40	0,62	0,70
Fe_2O_3	4,59	7,65	7,35	7,86	11,22	8,18	3,31	4,88	5,75	6,22
FeO	2,77	1,72	0,52	3,45	н.об.	н.об.	0,66	1,72	0,57	1,05
MnO	0,14	0,19	0,06	0,06	0,19	0,10	0,05	0,07	0,16	0,05
MgO	3,22	2,35	1,04	2,73	2,85	2,68	1,10	2,63	0,77	1,56
CaO	6,67	5,99	24,90	11,21	8,50	10,39	3,48	5,91	16,21	2,58
Na_2O	3,04	2,32	0,86	0,10	2,32	6,09	4,76	3,81	0,94	1,26
K_2O	0,68	1,30	1,75	4,75	0,83	0,15	0,99	0,78	0,78	0,95
P_2O_5	0,13	0,22	0,15	н.о.	0,13	0,32	0,07	0,20	0,20	0,13
S	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0,14	н.о.	сл.	сл.	н.о.
H_2O	1,07	1,23	1,33	1,79	0,25	14,20	0,34	5,87	15,23	3,83
П.п.п	5,66	3,86	20,80	10,33	14,36		5,80			5,32
CO_2	н.о.	н.о	18,60	6,73	5,62	9,89	н.о.	4,23	11,90	н.о.
Сумма	100,48	100,37	100,16	100,48	100,39	100,54	100,98	100,38	100,77	100,77

1. Вулкано-терригенная кристалло-литокластическая крупнозернистая грауваккa, альб. с. Геташен, (№ 529).
2. Вулкано-терригенный лито-кристалло-витрокластический среднезернистый песчаник, сеноман, с. Котигех (№ 438).
3. Песчаник глауконитовый, известковый, полимиктовый, мелкозернистый, средний альб, Иджеванский хр. (№ 2302).
4. Песчаник глауконитовый среднезернистый, средний альб, Иджеванский хр. (№ 9).
5. Туфопесчаник среднезернистый, альб с. Котигех (№ 409).
6. Туфопесчаник среднезернистый, альб с. Котигех, средние пробы из 3 обр.
7. Туф андезито-дацитовый гравийно-крупнозернистый, спекшийся, нижний турон, с. Ноемберян (№ 538).
8. Туфопесчаники—псаммитовые туффиты, сеноман—нижний турон, г. Ноемберян, средняя проба из 7 обр. (№ 532—42).
9. Туффит алевро-пелитовый, известковистый, нижний турон, г. Ноемберян, средняя проба из 6 обр. (№ 548—58).
10. Туфоглина, окремнелая, альб Иджеванский хр. (№ 2306-а).

Таблица 46

Средние содержания малых химических элементов в породах осадочно-пирокластической формации

Порода, возраст	Число проб	Ti	V	Cr	Mn	Co	Ni	Cu	Sr	Ba	Zr
Песчаники глауконитовые полимиктовые Cr_1^{al}	4	0,50	0,01	0,018	0,02	0,001	0,0026	0,001	0,03	0,048	0,04
Вулкано-терригенные песчаники и граувакки, Cr_1^{al}	5	0,25	0,016	0,022	0,28	0,007	0,007	0,002	0,03	0,012	0,02
Вулкано-терригенные песчаники, граувакки, Cr_2^{cm}	12	0,30	0,004	0,011	0,10	0,002	0,001	0,001	0,04	0,042	0,007
Туффиты пелитовые, Cr_1^{al}	8	0,30	0,015	0,010	0,24	0,008	0,002	0,004	0,03	0,09	0,015
Туффиты известковые, фельзитовые, $Cr_2^{cm-t_1}$	12	0,24	0,001	0,0004	0,20	0,001	0,001	0,0005	0,05	0,04	0,008
Туффиты известковые, алевро-псаммитовые, $Cr_2^{t_1}$	8	0,20	0,012	0,003	0,005	0,002	0,001	0,001	0,03	0,006	0,008
Туфы и туффиты алевро-псаммитовые, Cr_2^{cm}	12	0,28	0,008	0,002	0,18	0,001	0,0003	0,001	0,08	0,04	0,007

Структура микрокристаллическая, микро-мелкокристаллическая, аповитрокластическая. По данным рентгеноструктурного анализа, основная масса сложена кварцевым агрегатом с заметной примесью каолинита и со следами слюды и реже хлорита. В ней различаются сгустки и полосы мелкозернистого карбоната (кальцита?), гидроокислов железа, изредка обломки известняка, в составе которого определяются фораминиферы, обрывки водорослей. Эпигенетический кальцит развивается

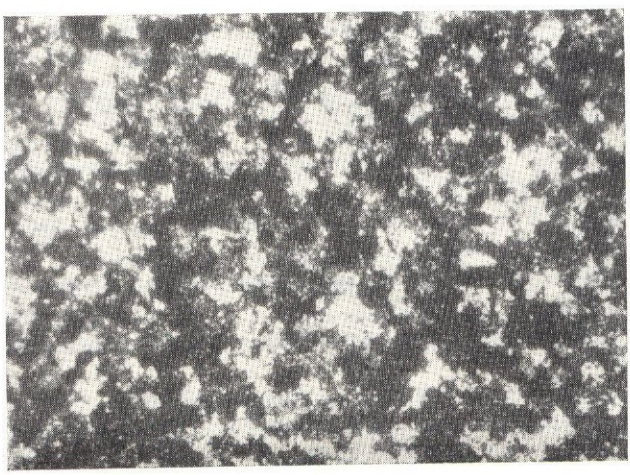


Рис. 80. Туффит известковистый алевро-пелитовый. Видны реликты карбоната (в основном микрозернистого кальцита) в каолинит-гидрослюдисто-кремнистой основной массе. Темные пятна—гидроокислы железа. Нижний турон (осадочно-пирокластическая формация), р-он г. Ноемберян. Ув. 30х. Николи+.

за счет разложения вулканического стекла и, видимо, при инфильтрации трещинных вод, обогащенных кальцием. Туфы от туффитов отличаются незначительным (<10%) количеством карбонатной осадочной примеси. В раскристаллизованной основной массе участками развивается изотропный цеолит, либо обладающий низким двупреломлением. Изредка по стеклу развиты полосы хлорита. Макроскопически хлоритизированные участки имеют резко очерченные контуры вкраплений зеленовато-голубоватого цвета на сером фоне штуфа породы.

Псаммито-алевритовая примесь обычно не превышает 10% и в среднем составляет 3—5%. Состоит из угловатых зерен кварца, плагиоклаза, обычно карбонатизированного. Второстепенные и акцессорные минералы: магнетит, авгит, циркон (табл. 55, 56). Характерно присутствие барита и, реже, целестина, выполняющих поры.

Туфоизвестняки. Переслаиваются с пепловыми туффитами. Отличаются тонкослоистостью, высоким суммарным содержанием (>50%) кальцита, главным образом осадочного происхождения (нередки фаунистические остатки), весьма малой примесью псаммито-алевритового обломочного компонента.

Туфы и туффиты алевро-псаммитовые. Чередуются с пелитовыми туфами, слагая карнизы в обнажениях. Серые с желтоватым, зеленоватым, изредка коричневатым оттенком, нередко пятнисто-полосчатые за счет обогащения гидроокислами железа, крепкие. Грубозернистые разности туфов обычно массивные. Участками отмечаются следы конседиментационных оползаний.

Структура кристалло-витрокластическая. Состав: вулканическое стекло (40—50%), андезин (до 25%), редко кварц. Вулканическое стекло флюидальное, хлоритизированное и цеолитизированное, либо неправильной формы, фельзитовое, реже пузыристое, хлоритизированное с выполнением пор мелкозернистым кварцем, весьма редко встречены стекла, нацело замещенные изотропным цеолитом. Андезин угловатый, обычно свежий сдвойникованный, реже кальцитизированный, нередко трещиноватый. Отмечаются примеси обломков эффузивных пород, рудных минералов, авгита, циркона (табл. 55, 56).

Туффиты отличаются примесью карбонатного материала (реликты мелкозернистого кальцита, нередко с раковинами фораминифер). Цемент (10%) порово-контактовый кремнисто-глинистый (каолинитовый), мелкоагрегатный, поры в породе выполнены эпигенетическим кальцитом. Характерна интенсивная кальцитизация зерен плагиоклаза.

В разрезе нижнего турона по левобережью р. Барана, в 2 *км* восточнее г. Ноемберян выявлены спекшиеся витрокластические псаммитовые туфы андезито-дацитового состава. Массивные до среднеслоистых, крепкие серые с голубоватым оттенком. Вверх по разрезу постепенно сменяются пелитовыми туффитами.

Порода состоит (50—55%) из обрывков и полос пузыристо-флюидального стекла, цеолитизированного, участками хлоритизированного, с развитием параллельно флюидальности фельзитоподобного агрегата. Пузыристо-флюидальные стекла погружены в фельзитовую апопепловую спекшуюся основную массу. Характерна более или менее общая ориентированность флюидальности обломков стекла для всего поля шлифа. Среди фельзитового агрегата участками различаются реликты пепловой структуры. Граница между обломками стекла и фельзитовой массой извилистая, плавная за счет замещения периферии стекол агрегатом, сходным с основной массой. Участками различаются лишь реликты очертаний стекла. В основной фельзитовой массе развиты угловатые алевритовые зерна свежего, иногда альбитизированного и

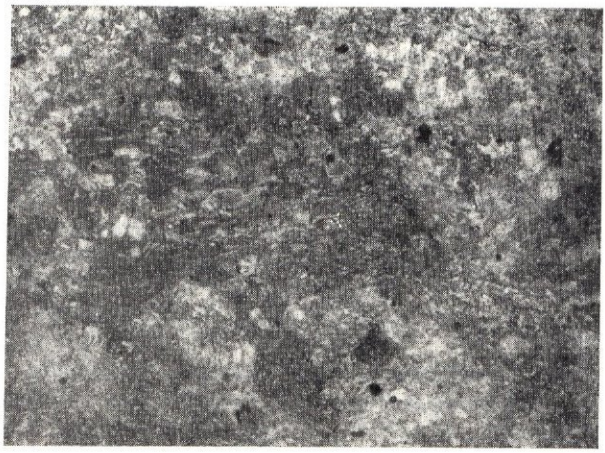


Рис. 81. Туф спекшийся андезито-дацитовый. Виден фрагмент оплавленного флюидального вулканического стекла. Район г. Ноемберян, нижний турон. Ув. 30х. Николь 1.

карбонатизированного плагиоклаза (10—15%), редко кварца, сосредоточенные обычно вокруг обломков стекла. Редкие поры в породе выполнены мелкозернистым кальцитом, радиально-лучистым слабодвупреломляющим цеолитом.

ВУЛКАНОГЕННО-ОБЛОМОЧНАЯ ФОРМАЦИЯ (ВЕРХНИЙ ТУРОН—САНТОН)

Вулканогенно-обломочная формация сложена главным образом продуктами андезито-базальтового вулканизма. Соотношение эффузивных и вулканогенно-осадочных пород варьирует в широких пределах (табл. 47), вместе с тем по направлению от Папакарского к Иджеванскому синклинорию сокращаются мощности формации и вулканогенные породы уступают место вулкано-терригенным образованиям (рис. 82).

Вулканогенно-осадочные и пирокластические породы

Тефроиды—продукты андезито-базальтового вулканизма. Е. Ф. Малеев (1970) считает возможным среди вулкано-терригенных отложений различать синхронные и не синхронные извержению. Синхронные вулкано-терригенные накопления, образуются по Е. Ф. Малееву, преимущественно за счет перемещенной вниз по склону вулкана тефры. Г. С. Дзоценидзе и И. В. Хворова (1970) полагают целесообразным такие породы выделить в группу тефроидов. Что касается вулкано-терригенных отложений, не синхронных извержениям (но в целом внутриформационных), то в их составе, помимо нелитифицированной пирокластики, в большом количестве могут быть обломки разрушения вулканических построек, жильных и гидротермально измененных пород. Наиболее трудной задачей является отличие последних от резургентного материала.

Большое значение для диагностики пирокластических и вулканотерригенных отложений, помимо состава, имеет, как известно, форма обломков. Однако довольно разная восприимчивость к окатыванию минералов, витрокластов и обломков эффузивных и пирокластических пород и весьма сложная зависимость степени окатывания от размерности обломков, снижают достоверность диагностики вулканогенно-осадочных пород.



Рис. 83. Обнажение тефроидов, вулкано-терригенных песчаников у с. Ачаджур. Верхний коньяк, вулканогенно-обломочная формация.

Вулканологическими исследованиями показано, что грубообломочный пирокластический (литокластический) материал может на расстоянии первых десятков километров от вулкана уже быть весьма окатанным. Е. Ф. Малеевым (1970), например, дано описание окатанной гальки продуктов извержения вулкана Шевелуч на расстоянии 30 *км* от вулкана.

По нашим наблюдениям, псаммитовый материал верхнемеловых отложений по размерности мельче грубозернистого, нередко сохраняет угловатость контуров. Особенно это показательно для кристаллов. Кристаллокластические породы поэтому наиболее трудно поддаются диагностике по признаку окатанности. В связи с известными трудностями диагностики тефрогенного и вулкано-терригенного материалов некоторые исследователи (Мурдмаа и др., 1970) предпочли рассматривать их в совокупности, как исходный продукт современных вулканотерригенных осадков.

В строении вулканогенно-обломочных формаций верхнего мела Армении развиты, вероятно, не в меньшей мере промежуточные их разности. Подсчеты показывают, что лавы в разрезе нижнего сенона

Таблица 47

Характеристика разрезов вулканогенно-обломочной формации (верхний турон—сантон) Сомхето-Кафанской структурно-формационной зоны Армянской ССР

Местоположение разреза	Главные (формациеобразующие) породы	Мощности в *м*	Наличие перерывов	Признаки ритмичности многослоев	Условия залегания на подстилающей толще и ее возраст	Обстановка формирования отложений
1	2	3	4	5	6	7
Папакарский синклинорий (с. Кохп)	Вулканиты базальтового и андєзито-базальтового состава (48%), вулканические брекчии (16%), липариты и их туфы (12%), туфы и тефроиды андезито-базальтов (10%), граувакки (9%), известняки (5%)	1200—1300	—	—	Несогласно на Cr_2^{cm} t_1	Мелководье южного борта Прикуринского прогиба
Южная часть Папакарского синклинория (с. Котигех)	Вулканические и лавовые брекчии андезито-базальтов и андезитов, купола липаритов и пирокласты кислого состава	650	+(?)	—	Несогласно на $Cr_2^{cm-t_1}$	Прибрежное мелководье зоны вулканического островного поднятия. Участками наземно-островные образования
Иджеванский синклинорий (с. Саригюх)	Вулканиты базальтового и андезито-базальтового состава (30%), вулканические брекчии (28%), вулканогенно-осадочные породы (25%), конгломераты, граувакки, известняки (суммарно 17%)	1200—1300	—	Интервалами вулканический „флиш„	Несогласно на I_3	Мелководье Агстевского поперечного прогиба, вблизи от вулканических центров
Иджеванский синклинорий (с. Ачаджур)	Вулканические брекчии базальтового и андезито-базальтового состава (27%) брекчии и конгломерато-брекчии (21%), тефроиды и туффиты (16%), базальты и андезито-базальты (15%), туфы алевритовые и псаммитовые (11%), известняки и песчаники (10%)	610	+	Интервалами вулканический „флиш"	Несогласно на I_3, участками на $Cr_2^{t_1}$	Мелководье Агстевского поперечного прогиба

1	2	3	4	5	6	7
Иджеванский синклинорий (г. Иджеван)	Тефроиды и туффиты (34%), вулканические брекчии базальтового и андезито-базальтового состава (23%), вулкано-терригенные песчаники (14%), конгломераты (10%), известняки органогенно-детритовые (15%), лавы базальтов (4%)	175	—	—	Несогласно на I_3	Стык Агстевского поперечного прогиба с широтным Иджеванским. Прибрежное мелководье
Иджеванский синклинорий (Иджеванский хр.)	Туффиты псаммитовые и вулкано-терригенные песчаники и алевролиты (56%). Известняки тонко-микрозернистые и среднекристаллические (31%), органогенно-детритовые(7%), конгломераты (6%)	97	—	—	Несогласно на Cr_1^{al}	Зона сочленения с Ширако-Севанским прогибом. Мелководье
Горисский синклинорий	Вулканические брекчии (77%), туфы (9%), туффиты (6%), вулкано-терригенные брекчии и конгломераты (8%)	900—950	—	—	Несогласно на породы Cr_1^{apt}, I_3	Зона поперечного Воротанского прогиба. Мелководье

составляют не более 35—37% от средней мощности пород. Содержание вкрапленников в лавах базальтового и андезито-базальтового составов, которые имеют преимущественное развитие, колеблется от 15 до 33% и лишь в долеритовых разностях достигает 54%. Вулканогенно-осадочные породы составляют до 20—30% от средней мощности толщи при высоком (50—70%) содержании кристаллокластического компонента. Понятно, что размываемые вулканические постройки могли поставлять малую долю кристаллокластического материала. Нельзя, кроме того, не обратить внимания и на некоторое различие минерального состава вулканитов и вулкано-обломочных пород. В основании разреза верхнего коньяка, например, обозначаются мощные горизонты вулкано-обломочных отложений, обогащенных роговой обманкой, которая не характерна для эффузивов андезито-базальтового ряда, развитых выше по разрезу. Источником роговой обманки, вероятно, были обогащенные летучими продукты эксплозий. По-видимому, и другие ассоциирующие с роговой обманкой минералы можно отнести к тефрогенным (авгит, гиперстен, магнетит).

Полученные данные позволяют сделать вывод, что в образовании вулкано-обломочных пород главным источником обломочного материала была перемываемая тефра.

Продукты перемыва нелитифицированной пирокластики, так же как и резургентного материала, получили наибольшее распространение в зоне Агстевского поперечного палеопрогиба, где наблюдается несколько характерных парагенезов тефроидов с другими породами. Чаще тефроиды резко доминируют в разрезе и содержат единичные пропластки кристалло-витрокластических туфов. Таково строение, например, низов разреза отложений верхнего коньяка у сс. Саригюх и Ачаджур, а также разреза отложений коньяка района с. Верин Агдан. Тефроиды обычно имеют псефито-псаммитовую структуру, а по составу лито-кристаллокластические и, реже, кристалло-литокластические. Характерно, что содержание витрокластики, обычно нацело замещенной цеолитами, изредка лишь превышает 10—15% породы.

Плагиоклазы, авгит и роговая обманка обыкновенная представляют три главных породообразующих компонента. Содержание их варьирует в значительных пределах. Соответственно можно выделить плагиоклазовые, плагиоклазово-пироксеновые и плагиоклазово-рогово-обманковые разности тефроидов.

Плагиоклазовые тефроиды можно подразделить на две разновидности в зависимости от состава и строения плагиоклазов и вторичных их изменений.

Первая разновидность плагиоклазовых тефроидов, слагающая среднюю часть разреза коньяка (пачки 3—5 саригюхского разреза), характеризуется свежим обликом большинства кристаллов плагиоклазов и их обломков (рис. 84). Форма зерен таблитчатая нередко с признаками слабой окатанности (скошены углы кристаллов). До 20% плагиоклазов представлены полисинтетическими двойниками, зонарная структура в целом не показательна. Нередки в кристаллах включения вулканического стекла. Состав плагиоклазов варьирует от андезина до лабрадора, причем зерна лабрадора отличаются менее свежим обликом, они трещиноваты, пелитизированы и иногда деанортитизированы. Суммарное их содержание отчетливо доминирует над количеством лито- и витрокластов.

Замечается некоторая отсортированность зерен плагиоклазов, с огрублением размерности, все большее место занимает в породе лито-

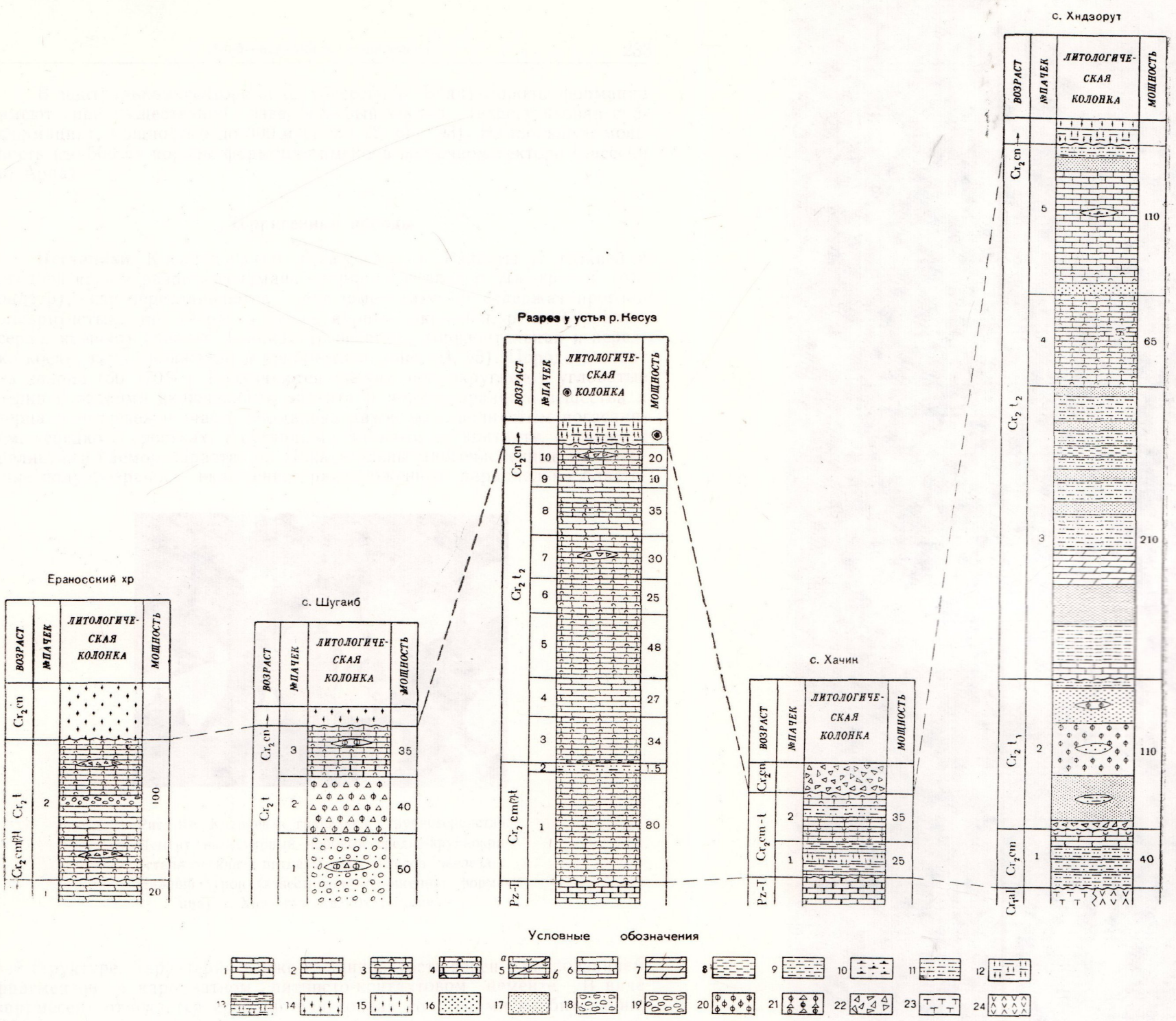


Рис. 93. Типы разрезов известняково-терригенной формации (сеноман-турон).

1. Известняки. 2. Известняки микрозернистые. 3. Известняки органогенно-детритовые. 4. Известняки орг.-детр., песчанистые. 5. а) Известняки биоморфные. б) Известняки биоморфные песчанистые. 6. Известняки перекристаллизованные (кристаллические). 7. Мергели. 8. Глины полиминеральные. 9. Глины песчано-алевритовые. 10. Глины известковистые и известковые. 11. Алевролиты полимиктовые со значительной примесью кварца. 12. Алевролиты полимиктовые. 13. Чередование алевролитов и глин с прослоями известняков. 14. Граувакки грубо-крупнозернистые. 15. Граувакки тонко-среднезернистые. 16. Кварцевые и кварцево-полевошпатовые граувакки крупнозернистые. 17. Кварцевые и кварцево-полевошпатовые граувакки тонко-среднезернистые. 18. Конгломераты известняковые. 19. Конгломераты известняково-сланцевокластические. 20. Конгломераты полимиктовые (с обломками вулканических пород). 21. Известняковые валунные и конгломерато-брекчиевые отложения. 22. Брекчии. 23. Туфы псаммитовые. 24. Андезито-дацитовые и дацитовые порфириты.

кластический компонент: обломки шлаков, андезито-базальтов и, реже, лав. По-видимому, резургентными являются полуокатанные обломки пелитовых андезитовых и андезито-дацитовых туфов, эпидотизированных порфиритов, а также редкие обломки липаритов, перлитов и пегматитов. Цемент (до 20%) алевро-пелитовый, порового типа, с развитием по тонковитрокластическому тефроидному материалу морде-



Рис. 84. Псаммитовый тефроид лито-плагиоклазовый. Район с. Севкар (вулканогенно-обломочная формация). Ув. 40х. Николи +.

нита и натролита, участками с примесью глинистого компонента (монтмориллонита?).

Характерными второстепенными минералами (табл. 58) являются: гиперстен, авгит, роговая обманка обыкновенная, магнетит (и титаномагнетит). Количество магнетита возрастает в тефроидах, подвергшихся более длительному перемыву. Для этих пород показательна бывает косослоистость (рис. 85). Обычно плагиоклазовые тефроиды имеют горизонтальную слоистость, которая особенно подчеркивается пропластками плитчатых тонкозернистых разностей. Преобладают крупно- и среднеслоистые разности. Массивные тефроиды нередко имеют шаровидную отдельность выветривания.

В разрезе тефроидов иногда улавливаются признаки скрытой ритмичности строения с уменьшением или наоборот—увеличением размерности зерен по разрезу пачки. Цвет породы буровато-серый и зеленовато-серый.

Вторая разновидность плагиоклазовых тефроидов распространена локально в пределах нижней части разреза коньяка у с. Цахкаван (пачка 2 саригюхского разреза). Порода серая средней плотности

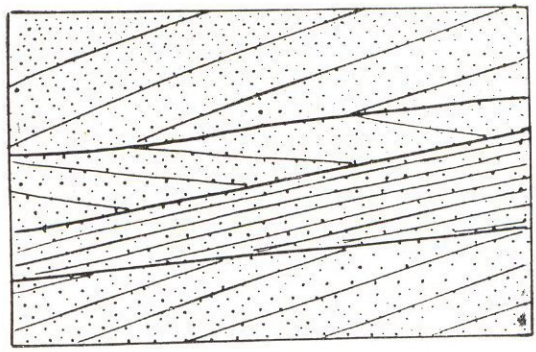


Рис. 85. Косая слоистость тефрогенных песчаных отложений. а) Слой, обогащенный магнетитом, мощностью от 10 до 20 *см*. Вулканогенно-обломочная формация, с. Ачаджур.

и рыхлая, массивная и крупно-среднеслоистая, без четких границ напластования. Тефроиды состоят на 60—95% из таблитчатых крупных (0,5 *мм*) слабо окатанных зерен деанортитизированного плагиоклаза (рис. 86). Изредка отмечаются свежие плагиоклазы зонарного строе-



Рис. 86. Псаммитовый тефроид, плагиоклазовый. Структура крупнозернистая. Зерна плагиоклаза деанортитизированы. Нижний коньяк (вулканогенно-обломочная формация), район с. Цахкаван. Ув. 40х. Николи +.

ния. Характерна постоянная примесь авгита и титаномагнетита (табл. 48, 58). Обломки пород (5—30%) представляют инородный, резургентный материал. Состоят они из андезитовых порфиритов, хлоритизированных и эпидотизированных; кератофиров, реже туфов и кварцитов, весьма редко плагиоклаз-гранатовых скарнов, сиенитов (?). Форма полукруглая, размерами они обычно превышают кристаллокласты. Цемент (5—15%) хлоритовый, реже кальцитовый; преимущественно контактовый, порово-контактовый. Тефроиды с кальцитовым контактовым цементом относительно рыхлые, сыпучие на выветрелой поверхности. Отсортированность средняя, реже высокая. Химический состав плагиоклазовых тефроидов приведен в табл. 61.

Плагиоклаз-авгитовые (и роговообманковые) тефроиды. В средней части разреза формации тефроиды, вулканические пирокластические брекчии и лавы образуют горизонты с ритмичным напластованием. Брекчии основания таких ритмопачек (мощностью до 10—20 *м*) сменяются вверх по разрезу псефито-псаммитовыми тефроидами, далее маломощными тонкозернистыми лиловыми туфами, перекрытыми обычно потоком лавы базальтов, мощностью до 2,5—3 *м*. Тефроиды подобного парагенеза пород нередко обогащены темноцветными минералами. Нужно подчеркнуть, что сходные породы (и особенно обогащенные роговой обманкой) встречались и в парагенезе с плагиоклазовыми тефроидами (первой разновидности) на более низких горизонтах верхнеконьякского разреза.

Второстепенными минералами тефроидов являются: гиперстен, иногда энстатит, диопсид, обычен магнетит (табл. 58). Кроме того, для их состава показательна литокластическая примесь (шлаков и в меньшей мере—обломков лав), изредка отмечается резургентный инородный материал, представленный обломками пород подстилающих формаций. Форма этих обломков чаще полукруглая.

Отметим, что в большинстве случаев зерна плагиоклаза оказываются нацело замещенными изотропным цеолитом, в результате чего нерастворимый остаток породы (в HCl) бывает обогащен тяжелыми минералами.

Минеральный состав тяжелой фракции приведен в табл. 58.

Тефроиды кристалло-литокластические переслаиваются с кристаллокластическими разностями, слагая выдержанные пачки и прослои в эффузивно-обломочных ритмопачках. В их составе преобладают литокластические, преимущественно шлаковые компоненты, а в ряде случаев резургентный материал эффузивного состава (разрез у с. Цахкаван). Примечательна умеренная окатанность обломков шлаков. Кристаллокластический компонент имеет подчиненное значение, от собственно кристаллокластических тефроидов он отличается заметно низким содержанием рудных минералов.

Вулкано-терригенные песчаники. К ним условно отнесены вулканообломочные породы, в которых преобладают обломки лав. Вулкано-терригенные песчаники тяготеют к участкам ослабленной эксплозивной деятельности (район сс. Кохп, Хаштарак). Можно полагать, что количество вулкано-терригенного материала возрастает также в кровле вулканогенно-обломочной формации. Так, в разрезе верхнего сантона района с. Саригюх, у местечка Кривой мост и южнее, к с. Хаштарак, развиты серые вулкано-терригенные песчаники, либо чередующиеся с псаммитовыми туффитами, либо слагающие в них прослои (5—10 *см*). Севернее (с. Саригюх) они связаны взаимными переходами с органогенно-детритовыми розовыми известняками. Песчаники кристаллолитокластические, чаще среднезернистые. Обломки пород представлены

Таблица 48

Состав вулкано-обломочных и пирокластических пород вулканогенно-обломочной формации

Состав	1	2	3	4	5	6
а) **Кристаллокласты**						
Плагиоклаз	72,2	51,5	47,0	0,7	2,0	29,1
Кварц	—	1,3	—	—	—	—
Рудные	1,4	2,5	12,0	5,6	0,5	1,2
Авгит	0,9	—	1,0	19,4	10,0	1,8
Гиперстен	—	—	+	+	1,0	+
Роговая обманка обыкновенная	—	—	+	+	+	—
Сумма	74,5	55,3	60,0	25,7	13,5	32,1
б) **Литокласты и стекла**						
Андезиты, андезито-базальты	10,1	6,4	20,0	18,6	56,5	27,8
Туфы	4,5	11,2	—	1,9	10,0	12,1
Вулканическое стекло	—	—	7,0	+	+	2,9
Шлаки	—	—	10,0	24,3	—	—
Интрузивы	—	2,5	—	—	—	—
Известняки	—	—	—	—	—	—
Сумма	14,6	20,1	37,0	44,8	66,5	42,8
в) **Цемент**						
Г. о. железа	+	+	+	+	+	25,1
Хлорит+глина	10,1	20,5	2,8	2,8	—	+
Цеолиты	0,8	4,1	0,2	26,7	20,0	+
Карбонаты	—	—	—	—	—	—
Сумма	10,9	24,6	3,0	29,5	20,0	25,1
Всего	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

1. Тефроид полевошпатовый, крупнозернистый, обр. № 249, нижний коньяк, с. Цахкаван. 2. Тефроид разнозернистый с преобладанием среднезернистых обломков, лито-плагиоклазовый, обр. № 70, верхний коньяк, с. Ачаджур. 3. Тефроид мелкозернистый, лито-плагиоклазовый, обогащенный магнетитом, обр. № 47, верхний коньяк, с. Ачаджур. 4. Тефроид крупнозернистый, кристаллокластический, обр. № 109, нижний сантон, с. Ачаджур. 5. Вулкано-терригенный песчаник, разнозернистый с преобладанием среднезернистых обломков, кристалло-литокластический, обр. № 111-а, нижний сантон, с. Ачаджур. 6. Туф лито-витро-кристаллокластический, мелкозернистый, андезито-базальтовый, обр. № 79, верхний коньяк, с. Ачаджур.

андезитами, андезито-базальтами, их шлаками, липаритами, редко спилитоподобными порфиритами, туфами, вулканическими стеклами. От тефроидов коньяка—нижнего сенона их отличает большее разнообразие литокластов, причем среди них много продуктов ранних извержений. Разнообразнее представлены и кристаллокласты: преобладают свежие двойники плагиоклаза (олигоклаз-андезин), реже встречается лабрадор, обычен авгит, появляется биотит, чаще встречается кварц. Плагиоклаз почти нацело замещен изотропным минералом с показателем преломления, много меньшим канадского бальзама (анальцим?). Средне-основные плагиоклазы иногда деанортитизированы, характерна также кальцитизация плагиоклазов. Вулканические стекла хлоритизированы и реже цеолитизированы, встречаются палагонитовые стекла. Форма обломков кристаллов обычно угловатая, обломки пород чаще полукруглые. Цемент мелкозернистый, кальцитовый, нередко с обрывками раковин иноцерамов, базальный и поровый.

Судя по составу, вулкано-терригенные песчаники верхнего сантона образовались в результате размыва андезито-базальтовых и более кислых продуктов вулканизма.

Туффиты. Тефра морскими течениями и ветром переносилась в в районы осадочной седиментации, где смешивалась с карбонатным илом и терригенной примесью. Образовались породы, содержание в которых осадочного компонента варьирует в пределах от 10 до 50% и более. Они широко развиты в разрезе отложений коньякского возраста западной части Иджеванского хребта. Тефрогенный материал имеет преимущественно мелкозернистую размерность, по составу представлен угловатыми зернами плагиоклаза (обычно нацело замещенными анальцимом), реже моноклинными пироксенами. При иммерсионных исследованиях во фракции 0,1—0,25 *мм* обнаруживается вулканическое стекло, а среди тяжелых минералов магнетит, редко обыкновенная роговая обманка.

Цемент (10—50%) кальцитовый мелкозернистый, базальный, реже поровый. Отметим, что отсортированность туффитов значительно выше, чем одновозрастных им тефроидов зоны вулканизма.

В разрезе отложений верхнего сантона (сс. Севкар, Ачаджур) псаммитовые туффиты чередуются с вулкано-терригенными песчаниками и по простиранию переходят в туффитовые брекчии. Имеют крупную, реже среднюю горизонтальную слоистость. Состав их преимущественно кристалло-литокластический, реже литокластический, структура—от грубозернистой до тонкопесчаной. Цемент туффитов апопепловый, тонкоалевритовый, с развитием по нему хлорита, монтмориллонита, изредка цеолитов и с примесью осадочного глинисто-кальцитового материала. Цемент обычно контактово-поровый. В туффитах наблюдаются большее количество угловатых зерен вулканического стекла, палагонитового и хлоритизированного, угловатых обломков андезитов, изредка липаритов и их туфов.

Вулканические брекчии, туфы. Вулканические брекчии базальтового и андезито-базальтового составов слагают значительную часть разреза верхнего коньяка—нижнего сантона, чередуясь с лавами, туфами, вулкано-терригенными песчаниками и конгломератами. Вулканические брекчии наблюдаются в разрезе формации от басс. р. Барана до широты г. Иджеван; сравнительно подчиненное значение имеют они в бассейне р. Спитак-джур и весьма малое—в западной части Иджеванского хребта. Особенно разнообразно представлены вулканические брекчии в районе сс. Саригюх и Ачаджур. Количество вулканических брекчий возрастает от основания разреза верхнего коньяка—нижнего сантона к его кровле. Следуя Фишеру (1960), различаются пирокластические и эпикластические брекчии. Необходимо подчеркнуть трудность диагностики этих разностей при кристаллолитокластическом типе цемента. Эпикластический псаммитовый цемент подводных брекчий при прочих равных условиях, видимо, отличается некоторой отсортированностью и обогащенностью тяжелыми минералами по сравнению с неперемытым, пирокластическим цементом. Почти по всему разрезу преобладают брекчии, скрепленные псаммо-гравийным наполнителем—цементом. Наблюдения показали, что сравнительно чаще вулканические брекчии пирокластического типа наблюдались в верхней части разреза верхнего коньяка—нижнего сантона. Порода не отсортирована, глыбы соседствуют с мелкой брекчией, состав их однообразный: обломки андезито-базальтов, андезитов. Цемент кристаллолитокластический псаммо-мелкобрекчиевый: плагиоклазы, авгит, угловатые обломки андезито-базальтов и андезитов. По порам развиты цеолиты. Отмечается низкое содержание магнетита в цементе (табл. 57). Крепость цемента весьма изменчива. Содержание обломков варьирует в значительных пределах, но чаще они преобладают над собственно

мелкобрекчиево-псаммитовой массой цемента. Неравномерность их соотношения в одной пачке весьма характерна; обычно трудно отличить обломочную часть от цементирующей. Пустоты и трещины в брекчиях выполнены цеолитами. Цвет породы обычно темно-серый с фиолетовым оттенком, бурый, порода массивная, без признаков слоистости. Характерно чередование брекчий с потоками андезито-базальтов. По-видимому, это брекчии агломератовых потоков на площади воздымавшихся над морем вулканических островов. Южнее района сс. Саригюх, Ачаджур, у г. Иджеван и с. Верин Агдан они сменяются эпикластическими брекчиями и конгломератами и их промежуточными образованиями—конгломерато-брекчиями.

Эпикластические брекчии развиты в нижней и средней частях разреза верхнего коньяка—сантона в районе сс. Саригюх, Ачаджур и имеют широкое распространение по всему разрезу формации к югу, в районе г. Иджеван и с. Верин Агдан. Можно предположить наличие среди них эпикластических брекчий грязевых потоков, быстро захороненных в морском прибрежье. Порода грязно-серая, крепкая трещины и пустоты выполнены цеолитами. Характерно переслаивание брекчий с псаммитовыми тефроидами кристалло-литокластического состава.

Отсортированность низкая, преобладают обломки размером обычно в 5—10 *см*. Состав обломков однородный: вулканиты основного-среднего состава, туфы. Цемент намывной, псаммитовый, тефроидный. Этот тип брекчий в районе с. Ачаджур на отдельных интервалах разреза ритмично чередуется с лиловыми мелкозернистыми тонкоплитчатыми туфами. Размер обломков в разрезе пачки брекчий от подошвы к кровле уменьшается, однако переход к плитчатым туфам резкий. Местами в основании ритмичной пачки развиты маломощные потоки базальтов.

Эпикластические конгломератобрекчии развиты преимущественно в нижней части разреза верхнего коньяка—нижнего сантона. В районе с. В. Агдан и г. Иджеван они обычно переслаиваются с вулкано-терригенными песчаниками и псаммитовыми тефроидами, нередко с размывом налегая на них, либо на волнистую поверхность лавовых потоков. На отдельных интервалах разреза улавливается чередование: алевролит—псаммит—конгломерат с очевидными признаками регрессивного строения ритмопачек.

Обломки в составе конгломерато-брекчий сходны с развитыми на этой площади лавами, туфами и вулкано-терригенными породами. В районе сс. Саригюх и Ачаджур лавы (так же, как и обломки в конгломерато-брекчиях) представлены преимущественно базальтовыми оливиновыми порфиритами, андезито-базальтами, реже миндалекаменными порфиритами. В районе сс. Кохп, Калача среди обломков преобладают, по данным А. Х. Мнацаканян (1968), миндалекаменные порфириты, лавы которых слагают значительную часть разреза. Локальная связь конгломератов по источнику питания с одновозрастными вулканитами очевидна. В веринагданском и иджеванском разрезах среди обломков нередко встречаются известняки, сходные с верхнеюрскими.

Конгломератобрекчии образовались, по-видимому, в результате как перемыва грубого тефрогенного материала, так и продуктов скального обрушения пород вулканических островков. В обступавшем морском прибрежье происходило окатывание части материала, который

захоронялся новыми порциями свалившихся глыб, потоками лав и пирокластическими брекчиями. К этому материалу изредка примешивались продукты разрушения древних островных поднятий.

Туфы андезито-базальтового состава. Вулканологические и литологические наблюдения (Мнацаканян, 1968, Сатиан, 1960) показали, что в разрезе формации туфы имеют подчиненное значение. В разрезах у сс. Саригюх, Ачаджур туфы слагают прослои среди вулканических брекчий, тефроидов и вулкано-терригенных песчаников. Состав туфов базальтовый, андезитовый. В районе с. Ачаджур туфы тонкозернистые лиловые тонкослоистые; в районе с. Верин Агдан встречены единичные слои алевритовых витрокластических туфов, мергелеподобных. Вместе с тем широко развиты кристаллокластические и лито-кристаллокластические, псаммитовые тефроиды, весьма сходные с туфами и вулкано-терригенными песчаниками. Кристаллокласты в туфах обычно представлены цеолитизированным плагиоклазом, авгитом, примесью рудных минералов, литокласты—шлаками и лавами андезито-базальтового состава. По вулканическому стеклу развиты цеолиты, реже хлорит. Нередко гидроокислы железа слагают порово-контактовый цемент породы. Иногда наблюдалась смена лито-кристаллокластических туфов вверх по разрезу туффитами, содержащими реликты водорослей, мшанок, раковины фораминифер.

Туфы спекшиеся. Развиты в разрезе нижнеконьякских отложений у сс. Севкар, Хаштарак в средней части маркирующей толщи витрокластических туфов. Состав андезито-дацитовый (табл. 61). Цвет лиловый, строение участками агломератовое, порода крепкая, массивная. К кровле и к основанию толщи они сменяются витрокластическими туфами. Состоят из мелкоагрегатного глинисто-кремнистого вещества, развитого по стекловатой массе, участками цеолитизированной, и редких кристаллов плагиоклаза. Изредка отмечаются реликты витрокластической структуры в виде слабо уловимых очертаний рогулек, флюидальных стекол. По пепловой массе участками развиты пятна гидроокислов железа.

В заключение представляется необходимым привести краткие сведения о вулканических породах. Эффузивные породы коньяка—нижнего сантона представлены базальтовыми, андезито-базальтовыми и андезитовыми порфиритами. Преимущественное значение имеют базальтовые порфириты, широко развитые в основании вулканогенно-обломочной толщи коньяка—нижнего сантона. Образуют потоки мощностью до 3—4 *м* и, реже, более. Контакт с подстилающими вулканогенно-обломочными породами волнистый, иногда ровный, четкий, местами секущий. По-видимому, наряду с потоками имеются и жилообразные корни излияний, на что обращает внимание А. Т. Асланян (1958).

А. Х. Мнацаканян (1964) выделены их структурные разновидности. Долеритовые порфириты слагают сравнительно более мощные потоки и покровы в средних и верхних горизонтах вулканогенно-обломочной толщи; для них характерна глыбовая, иногда столбчатая отдельность. Мандельштейновые разности связаны постепенными переходами с базальтовыми, андезито-базальтовыми и андезитовыми порфиритами. Андезитовые и андезито-базальтовые порфириты слагают средние и верхние горизонты разреза в виде небольших потоков и покровов, а также дайки и субвулканические тела (сс. Котигех, Кущи-Айрум). Выделяются гиперстеновые, двупироксеновые и роговообманковые разновидности.

Таблица 49

Минералогический состав эффузивных пород вулканогенно-обломочной формации

Наименование пород	Вкрапленники	Основная масса
Базальтовый порфирит	Лабрадор-битовнит (28,4%) Оливин (3,2%) Моноклинный пироксен (1,5%)	Лабрадор, пироксен и рудный минерал (66,9% породы)
Долеритовые порфириты	Лабрадор-битовнит (31,3%) Оливин (21,2%) Моноклинный пироксен (1,4%)	Лабрадор, моноклинный пироксен, магнетит (46,1% породы)
Мандельштейновые порфириты	Плагиоклаз (9,4%) Оливин (2,1%) Моноклинный пироксен (4,2%)	Плагиоклаз, клинопироксен, стекло, рудный минерал (62,2% породы). Миндалины (22,1%) выполнены цеолитами, анальцимом
Гиперстеновые андезито-базальтовые порфириты	Андезин-лабрадор (20,9%) Гиперстен (8,3%) Моноклинный пироксен (0,5%)	Андезин, моноклинный пироксен, магнетит, стекло, хлорит (70,3% породы)

Постмагматические изменения в эффузивных породах выражены главным образом цеолитизацией, карбонатизацией, в меньшей степени хлоритизацией. Представительный минералогический состав пород (А. Х. Мнацаканян, 1964, 1968) приведен в табл. 49.

Эффузивные породы ассоциируют в разрезе с вулканическими брекчиями, тефроидами, туффитами и туфами, реже вулкано-терригенными песчаниками и органогенно-детритовыми известняками. Нахождение в вулканогенно-обломочных отложениях морской прибрежно-мелководной фауны (рудистов, кораллов и др.) указывает на преимущественно субаквальные условия излияния эффузивов.

В разрезе верхнего сантона, наряду с порфиритами базальтового и андезитового ряда, развиты кварцевые диабазы, дацитовые и липаритовые порфириты и порфиры, их туфы, продукты гидротермального и диагенетического изменения туфов и порфиритов—бентониты. Кварцевые диабазы установлены у сел. Саригюх в основании потоков андезитовых порфиритов, содержащих прослои известняков, туфопесчаников и туфов. Отдельность шаровая, иногда подушечная, порода пересечена многочисленными прожилками халцедона. Липаритовые порфиры развиты по левобережью р. Джогас и севернее сел. Кохп.

Бентонитовые глины Саригюхского месторождения

Макроскопически выделяются две разновидности бентонитовых глин: менее плотные серовато-желтые, светло-серые и более плотные зеленовато-серые, зеленые. К первой разновидности относятся бентонитовые глины верхней части разреза. Различия в плотности пород обусловлены степенью разложения исходного вулканического материала и гидратации породообразующего монтмориллонита.

В бентонитовых глинах часто отмечаются скопления гидроокислов железа и марганца, мелкие (до 1 *см*) округлые включения кремнистых образований. В верхних горизонтах бентонитовых глин имеются жеоды агата размером до 15 *см* в поперечнике.

Средний гранулометрический состав бентонитовых глин следующий: фракция <0,001 *мм* составляет 57,61%; 0,001—0,01—22,78%; 0,01—0,1—13,86%. Карбонатность в среднем составляет 3,07%.

Выделяются бентонитовые глины с реликтовой пепловой, перлитовой и порфировой структурами.

Среди бентонитовых глин с реликтовой пепловой структурой различаются разновидности: с реликтовой пористой (пемзовой), флюидальной и беспорядочной туфовой структурами. Первая разновидность состоит из перерожденного пеплового материала (около 98% стекла), сохранившего морфологические особенности витрокластической структуры. Вкрапленники (около 2%) представлены идиоморфными табличками (размером до 1,0 *мм*) плагиоклаза (зонального андезина); из темноцветных присутствуют пироксены (особенно часто встречается гиперстен), из акцессорных—апатит (мелкие удлиненные призмочки), магнетит. Кристаллическая часть породы (плагиоклазы, пироксены и акцессорные минералы) почти не изменена.

В шлифах выявляется ячеистое строение глин; размер ячеек (пор) колеблется в пределах 0,1—0,6 *мм;* они имеют округлую или округло-удлиненную формы, края ячеек обычно неровные. Ядро ячеек часто выполнено буроватым тонковолокнистым, реже пластинчатым цеолитом, обнаруживающим слабую анизотропию; иногда в ядре присутствуют также буровато-зеленый хлорит и (очень редко) кальцит. Ячейки



Рис. 87. Бентонитовая глина с реликтовой лито-витрокластической структурой.

окружены светло-зеленоватыми агрегатами монтмориллонита с поляризационной окраской I, реже II порядка.

В глинах с реликтовой флюидальной структурой соотношение стекла и кристаллической фазы такое же, как и в описанной выше разновидности (соответственно 98 и 2%). Кристаллическая часть породы также представлена плагиоклазами, пироксенами, апа-

Таблица 50

Химический состав бентонитовых глин Саригюхского месторождения

Окислы в %	Номера образцов								
	1	1с	5с	7б	10в	27с	40с	46с	47с
SiO_2	52,99	62,45	57,05	57,65	54,18	58,60	63,16	62,95	64,30
TiO_2	0,50	0,52	0,60	0,75	0,58	0,39	0,64	0,72	0,81
Al_2O_3	14,82	13,18	17,06	14,67	16,02	14,02	13,83	12,90	11,48
Fe_2O_3	5,50	5,67	5,29	5,25	4,75	4,50	3,89	5,14	7,39
FeO	0,50	0,57	0,71	0,28	0,29	0,86	1,00	0,86	—
CaO	2,17	0,98	1,68	3,59	1,62	2,11	1,54	1,61	1,41
MgO	3,84	1,88	2,48	2,71	4,12	2,43	1,19	1,24	0,49
MnO	0,11	0,01	0,01	0,09	0,13	0,03	0,03	0,22	0,04
Na_2O	1,80	1,45	1,50	2,30	2,60	2,9	1,70	1,70	1,75
K_2O	0,8	1,20	1,37	2,30	2,50	2,1	1,70	2,55	2,32
H_2O	7,43	7,72	6,60	5,42	7,45	5,10	6,72	6,64	6,14
П.п.п	12,09	5,12	5,62	9,96	13,39	11,86	5,32	4,10	4,96
SO_3	0,31	0,10	0,25	0,38	0,71	0,40	0,09	—	—

титом и магнетитом. Характерно наличие в стекловатом базисе заметного количества кристаллитов. Пепловый материал состоит преимущественно из сплющенных пористых стекол. Последние имеют полосчатое строение. Стекла с пористой структурой встречаются очень редко; они имеют причудливую форму: вогнутую, серповидную, угловатую и т. д. Стекло нацело перерождено в зеленоватое глинистое



Рис. 88. Бентонитовая глина с реликтовой флюидальной текстурой.

вещество, которое при скрещенных николях обнаруживает скрытокристаллическое строение и слабое двупреломление. При скрещенных николях фиксируется также скрытокристаллический кремень (иногда в значительных количествах).



Рис. 89. Коллодиево-угольная реплика с поверхности бентонитовой глины с реликтовой витрокластической структурой. Ув. 10×600.

Глины с реликтовой беспорядочной туфовой структурой отличаются от описанных выше несколько большим содержанием плагиоклазов, наличием многочисленных скоплений и примазок гидроокислов железа (отчего глинистая основа приобретает буроватую окраску).

Вкрапленники (около 10%) представлены зональным плагиоклазом, гиперстеном, реже апатитом и магнетитом. За исключением

гиперстена, который подвергнут ожелезнению и хлоритизации, все они свежие. Стекло нацело перерождено в монтмориллонит, местами по стеклу развивается хлорит в виде более или менее округлых и тонких чешуек светло-зеленого цвета; иногда отмечается также тонковолокнистый цеолит, обнаруживающий слабую анизотропию.

В бентонитовых глинах с реликтовой перлитовой структурой стекло составляет 97%, вкрапленники—3%, последние представлены плагиоклазом, пироксеном (ромбическим и моноклинным), реже апатитом, биотитом и магнетитом.

Перлитовые стекла пронизаны сетью микротрещин, по которым они распадаются на отдельные блоки, имеющие обычно округлую форму. Преобразование стекла первоначально происходит вдоль этих трещинок, а затем распространяется на другие участки породы. В составе стекла отмечается большое количество кристаллитов; эти зачаточные формы кристаллов (в отличие от окончательно сформированных микролитов), также как и само стекло, полностью преобразовано в глинистое вещество, что подтверждается данными рентгеноструктурного анализа породы.

В интенсивно измененных разностях по стеклу развивается преимущественно монтмориллонит; цвет серый, характеризуется скрытокристаллическим строением и слабым двупреломлением. В сравнительно слабо измененных разностях стекло отчасти замещается мелкочешуйчатым хлоритом зеленоватого цвета, аморфным алюмокремнеземистым веществом, которое, в отличие от монтмориллонита, изотропно.

В глинах с реликтовой порфировой структурой вкрапленники (50%) представлены плагиоклазом, моноклинным и ромбическим пироксенами, псевдоморфным оливином, апатитом и магнетитом. В результате гидротермальной переработки порфиритов ромбический пироксен и оливин замещаются иддингситом, хлоритом, мелкозернистым кремнистым минералом, кальцитом, гиперстеном, селадонитом, реже цеолитом. Таким образом, бентонитизация породы происходит лишь за счет стекла. Монтмориллонитизация стекла начинается с трещинок и стенок пор. На общем фоне основной массы выделяются каплевидные зеленоватые агрегаты монтмориллонита, промежутки между которыми заполнены опалом и цеолитами. Иногда они развиваются и внутри агрегатов глинистого вещества.

В заключение следует отметить, что в зависимости от степени изменения исходных пород минералы подвергаются различным преобразованиям. Лишь в наиболее интенсивно измененных породах плагиоклазы подвергаются слабой кальцитизации и хлоритизации (?), моноклинный пироксен почти всегда сохраняется свежим. Гиперстен замещается карбонатом, цеолитом, селадонитом (часто вокруг такого измененного зерна образуется хлоритовая оторочка); по оливину развиваются иддингсит, хлорит, мелкозернистый кремнистый минерал, иногда кальцит. В слабо измененных породах по вулканическому стеклу развиваются хлорит, кристобалит, очень редко—адуляр. В интенсивно измененных породах стекло нацело замещается монтмориллонитом. Поры в породах, в зависимости от степени их изменения, выполняются селадонитом, тонкочешуйчатым хлоритом, кальцитом, халцедоном, цеолитом, монтмориллонитом, кристобалитом, кварцем.

Таким образом, по степени устойчивости минералы можно расположить в следующий ряд: моноклинные пироксены, плагиоклазы, ромбические пироксены, вулканическое стекло, оливин.

Таблица 51

Среднее содержание породообразующих химических элементов в глинах и глинистой фракции (в скобках указано количество анализов)

Окислы в %	Глина (17)	Глинистая фракция (4)
SiO_2	59,76	54,64
Al_2O_3	13,87	15,42
Fe_2O_3	5,53	5,08
FeO	0,53	0,36
CaO	1,72	1,93
MgO	2,44	5,51
Na_2O	1,91	0,52
K_2O	1,65	0,50
Влага	6,89	10,06
п.п.п.	6,60	6,55

Обнаруженные в бентонитовых глинах минералы генетически подразделяются на вулканогенные и гидротермальные. К вулканогенным относятся: плагиоклазы, пироксены, оливин, апатит, магнетит, ильменит. К гидротермальным относятся: пирит, пиролюзит, низкотемпературный кварц, кристобалит, халцедон, опал, цеолиты, барит, кальцит, иддингсит, хлорит, селадонит, монтмориллонит.

Породообразующим глинистым минералом в бентонитовых глинах является диоктаэдрический Al—монтмориллонит (бейделлит). Последний устанавливается по наличию на дифрактограммах природных образцов серии базальных рефлексов с $d(001)\sim12-14$Å; $d(004)\sim3{,}17$ Å, $d(002/009)\sim$ Å и т. д.). После обработки образцов глицерином $d(001)$ возрастает до 17,7Å. На дифрактограммах образцов, прокаленных до 600°С, $d(001)$ сокращается до 9,8—10Å.

В результате электронографического исследования установлены следующие параметры элементарной ячейки породообразующего монтмориллонита:

$$a=5{,}16\kappa X,\ b=8{,}98\kappa X,\ c=10\kappa X,\ \beta=100°58.$$

Ниже приводится кристаллохимическая формула породообразующего монтмориллонита, рассчитанная на основании химического анализа глинистой фракции. Для образца 27 *с* она имеет вид:

$$Na_{0,03}K_{0,05}Ca_{0,14}(Mg_{0,58}Fe^{+2}_{0,01}Fe^{+3}_{0,26}Al_{1,22})[Al_{0,11}Si_{3,89}O_{10}](OH)_2 1{,}64H_2O.$$

Основными обменными катионами в описываемых глинах являются (в порядке их значения): Na (40—60 *мэкв*), Ca (7—23 *мэкв*), Mg (2—24 *мэкв*) и K (1—3 *мэкв*).

Таблица 52

Содержание малых элементов в бентонитовых глинах Саригюхского месторождения

Элементы	Количество анализов	Пределы колебаний в %	Среднеарифметическое в %	Модальное в %	Кларки в осадочных глинах
Cr	40	0,001 —0,003	0,0014	0,001	$1\cdot10^{-2}$
Ti	40	0,3 —1	0,73	0,71	$4{,}5\cdot10^{-1}$
Ni	40	0,0003—0,01	0,0005	0,0005	$9{,}5\cdot10^{-3}$
Mn	40	0,03 —0,3	0,027	0,025	$6{,}7\cdot10^{-2}$
Cu	40	0,001 —0,01	0,003	0,0028	$5{,}7\cdot10^{-3}$
Li	40	0,001 —0,01	0,005	0,0047	$6\cdot10^{-3}$
Sr	40	0,003 —0,1	0,029	0,023	$4{,}5\cdot10^{-2}$
Ba	40	0,003 —0,1	0,025	0,023	$8\cdot10^{-2}$
B	40	0,001 —0,03	0,007	0,0065	$1\cdot10^{-2}$

Осадочные породы

Терригенные породы. Граувакки кварц-полевошпато-во-литокластические. У с. Кохп граувакки сменяют вверх по разрезу формации мелкозернистые известняки турона. Порода серая, плотная, тонко- и средне-, реже крупнослоистая. Структура разнозернистая с преобладанием тонкозернистой. Состав: средние плагиоклазы (15—20%), обычно пелитизированные и кальцитизированные, кварц (7—10%) свежий, угловатый; обломки пород (25—30%), представленные андезитами, андезито-дацитами, их туфами, реже известняками. Цемент (30—45%) кальцитовый поровый, участками базальный, мелко-среднезернистый, с примесью обрывков водорослей, мшанок и раковин фораминифер. Отсортированность низкая, реже средняя.

Граувакки наблюдаются также в кровле формации района Иджеванского хребта. По составу они плагиоклазовые, известковистые, по структуре мелкозернистые. Вверх по разрезу их сменяют известняки. Порода зеленовато-серая, голубовато-серая, темно-серая крупнослоистая и массивная, нередко с шаровидной отдельностью. Весьма характерна высокая известковистость (35—40%). Цемент кальцитовый, обычно мелкозернистый с примесью раковин фораминифер, обрывков иноцерамов, тип цемента базальный. Обломочные минералы представлены мелкими угловатыми зернами плагиоклаза, в меньшем количестве хлоритизированными и цеолитизированными обломками вулканического стекла, реже андезитов, очень редко—кварца. Изредка отмечаются округлые зерна глауконита. Отсортированность породы средняя и высокая.

Известняки. Известняки органогенно-детритовые. Линзы известняков развиты в основании и в кровле вулканогенно-обломочной формации. Туронские известняки (район сс. Кохп, Севкар, Иджеванский хр.) обычно серые, массивные и крупнослоистые, участками среднеслоистые, нередки биоглифы на нижней поверхности слоев. Структура преимущественно органогенно-крупно-среднеполидетритовая. Состав обломков: кораллы, рудисты, водоросли, постоянно присутствуют раковины фораминифер и в отдельных слоях спикулы кремневых губок. Форма обломков полуокатанная, реже угловатая; цемент преимущественно мелко-среднезернистый, кальцитовый, участками пятнисто-крупнокристаллический. Терригенная примесь (до 30—40%) полимиктовая, алевро-псаммитовая, изредка гравийная. Среди аутигенных минералов в известняках часто встречаются барит и пирит, изредка глауконит. Известняки имеют местами полосчатую текстуру за счет неравномерного распределения гидроокислов железа.

Известняки биоморфно-детритовые и биоморфные. Распространены от верховья р. Спитак-джур до г. Иджеван и на север до с. Црвиз, слагая выделяющиеся в рельефе карнизы (верхний сантон). Это массивные, крупнослоистые, реже среднеслоистые серые, пятнисто-желто-серые породы, содержащие обильные хорошей сохранности раковины и детрит рудистов, гастропод и др. Структура биоморфно-детритовая, реже биоморфная. Состав: обрывки, либо слабоокатанные крупнопсаммитовые обломки главным образом пелеципод (рудистов) и гастропод, заключенные в крупно-среднекристаллическом кальцитовом перекристаллизованном цементе, содержание которого резко изменчиво. Терригенная примесь устойчиво низкая (2—5%) главным образом пелитовой размерности; лишь в основании пачки и в ее кровле известняки песчано-алевритистые (30—45%), органогенно-детритовые, содержащие линзочки мелкообломочных конгломератов,

Известняки микро- и мелкозернистые. В разрезах верхнего турона мелкозернистые известняки обычно ассоциируют с известняками органогенно-детритовыми, сменяя их вверх по разрезу. Состоят из мелкозернистого кальцита с примесью раковин фораминифер и их обломков, реже радиолярий и спикул кремневых губок, обрывков мшанок. Терригенная примесь значительная (до 20—30%), алевритовая, полимиктовая.

В разрезе верхнего сантона у с. Саригюх развиты микрозернистые известняки, слагающие линзы и невыдержанные по простиранию пачки (до 20 *м*) среди туфов и андезитовых порфиритов. Ассоциируют со шламовыми известняками, развитыми в их подошве и кровле. Голубовато-серые и серые, средне- и тонкослоистые. Структура микрозернистая, обычна примесь фораминифер, ядра которых выполнены гидроокислами железа. Терригенная примесь (<3%) алевритовая, вулканомиктовая. Микрозернистые известняки развиты также в разрезе верхнего сантона Иджеванского хребта, в подошве их развиты известковистые алевролиты, а согласно на сантонские известняки налегают микрозернистые известняки кампана.

Доломитистые известняки. Развиты локально в 6 *км* восточнее с. Достлу, южнее с. Али-Байрамлы. Переслаиваются с агломератовыми туфами бурого и розовато-бурого цвета. Вверх по разрезу сменяются туфами нижнего кампана. Доломитистые известняки имеют красную, кирпично-красную окраску до розовато-желтой, причем цвет меняется прихотливо, иногда вдоль слоя. Порода крепкая, трещиноватая. Структура среднекристаллическая: ромбоэдры доломита замещают кальцитовую массу, промежутки зерен выполнены оторочкой гидроокислов железа. Содержание MgO составляет 9,39%.

Органические остатки не обнаружены. Доломитизация известняков наиболее вероятно связана с выносом магния из вулканогенно-осадочных пород.

Минеральный и химический состав пород

Минеральный состав пород. Вулкано-терригенные граувакки вулканогенно-обломочной и осадочно-пирокластической формации имеют ту общую особенность минерального состава, что во всех разностях: кристаллокластических (плагиоклазовых), кристалло-литокластических, главными тяжелыми минералами являются моноклинные пироксены (преимущественно авгит) и группа рудных минералов (магнетит и ильменит). Эта устойчивая и малочисленная ассоциация обычно дополняется примесью гиперстена, обыкновенной роговой обманки, количество которых весьма изменчиво. Заметно отличаются по содержанию не только породообразующих, но и второстепенных и акцессорных минералов кварц-полевошпатово-литокластические (аркозово-грауваковые) песчаники: особенно наглядно не только малое содержание в них темноцветных минералов, сколько наличие циркона, рутила, титанита, апатита. В этих же песчаниках много эпидота и рудных минералов. Тяжелые минералы, таким образом, представлены заметно разнообразнее. Наряду с этим, песчаники имеют заметно низкий (ср. 0,8%) выход минералов тяжелой фракции (табл. 53, 59).

Примечательной особенностью минерального состава терригенной примеси известняков вулканогенно-обломочной формации (табл. 54) является сходство его с составом вулкано-обломочных пород. Известняки базальных горизонтов формации в известной мере составляют

Таблица 53

Минеральный состав тяжелой фракции вулкано-терригенных граувакк и аркозово-граувакковых песчаников вулканогенно-обломочной формации

№ обр.	Место отбора, возраст	Пироксены моноклинные	Гиперстен и энстатит	Роговая обманка обыкновенная	Эпидот и цоизит	Титанит	Анатаз	Рутил	Циркон	Гранат	Апатит	Магнетит и ильменит	Гематит	Лимонит	Пирит	Халькопирит	Выход тяжелой фракции в %
Вулкано-терригенные граувакки (лито-кристаллокластические)																	
2315	Иджеванский хр., коньяк	26,3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	35,8	0,3	37,6	—	—	1,6
2319	Иджеванский хр., коньяк	40,5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	58,0	—	1,5	—	—	0,8
15	с. В. Агдан, коньяк	18,5	0,3	25,5	0,9	—	—	—	—	0,3	—	11,8	—	40,4	—	2,3	1,0
54	с. Ачаджур, нижний коньяк	32,9	—	5,1	—	—	—	—	—	—	—	55,2	6,8	—	—	—	1,5
171	с. Севкар, нижний коньяк	3,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	85,0	—	12,0	—	—	7,0
Аркозово-граувакковые песчаники и субграувакки																	
568	с. Кохп, нижний коньяк	16,2	—	7,2	32,5	0,2	—	0,1	0,6	0,2	0,2	29,6	2,0	9,7	1,3	0,2	0,1
570	с. Кохп, нижний коньяк	—	—	—	60,6	—	—	0,2	1,3	0,8	0,2	3,7	23,8	9,2	0,2	—	0,3
2308	Иджеванский хр., верхний турон	—	—	—	—	—	—	—	0,5	—	—	74,5	15,0	10,0	+	—	0,5
2308в	Иджеванский хр., верхний турон	—	—	0,3	—	—	0,6	—	2,6	—	—	94,5	2,0	—	—	—	2,3

Минеральный состав нерастворимого остатка известняков вулканогенно-обломочной формации

Таблица 54

№№ обр.	Место отбора, возраст	Легкая фракция									Тяжелая фракция													Выход тяжелой фракции в %	Содержание $CaCO_3$ в %
		Глауконит	Опал	Халцедон	Хлорит	Полевые шпаты	Кварц	Слюды	Вулканич. стекло	Разлож. зерна	Пироксены моноклинные	Гиперстен, энстатит	Роговая обманка обыкновенная	Биотит	Эпидот и цоизит	Циркон	Гранат	Магнетит и ильменит	Гематит	Лимонит	Пирит	Доломит	Барит		
Известняки органогенно-детритовые и детритово-биоморфные																									
2309г	Иджеванский хр., турон	5,1	—	—	—	40,8	4,0	3,5	13,0	33,6	—	—	—	—	—	9,0	—	1,0	23,4	—	—	—	66,6	0,1	80,6
59	с. Ачаджур, турон	—	—	—	—	53,5	+	—	4,8	41,7	59,8	—	3,1	—	—	—	—	11,6	25,5	—	—	—	—	7,2	59,0
511	Иджеван, коньяк	—	36,0	—	—	—	—	—	5,2	58,8	52,6	—	6,5	—	—	—	—	36,4	4,0	0,5	—	—	—	34,5	52,4
513	Иджеван, сантон	—	40,0	—	—	—	—	—	10,0	50,0	19,1	—	2,3	—	—	—	—	42,3	11,6	24,7	—	—	—	3,0	61,9
514	Иджеван, сантон	—	—	—	—	45,4	+	+	—	54,6	30,7	—	7,0	—	—	—	—	7,2	5,4	49,7	+	—	—	18,9	98,3
515	Иджеван, сантон	—	65,0	—	—	—	—	+	—	35,0	29,7	—	—	—	—	+	—	30,0	30,0	10,3	—	—	—	3,7	56,1
172	с. Севкар, верхний турон	—	—	25,0	—	3,0	2,0	—	20,0	50,0	—	—	—	—	—	4,7	—	83,6	9,4	1,5	—	—	—	2,5	50,0
Известняки среднезернистые																									
173	с. Севкар, нижний коньяк	—	—	30,0	—	+	7,0	—	3,0	60,0	—	—	—	—	—	0,5	—	82,0	10,0	7,5	—	—	—	1,7	49,1
174	с. Севкар, нижний коньяк	—	—	25,0	—	3,0	1,5	—	15,5	55,0	1,5	—	—	—	—	1,3	—	2,3	—	—	94,6	—	0,3	2,5	81,3
Известняки тонко-мелкозернистые																									
175	с. Севкар, нижний коньяк	—	—	4,5	—	0,5	—	—	40,0	55,0	62,7	25,9	—	—	—	—	—	9,5	—	1,9	—	—	—	0,5	51,1
179	с. Севкар, верхний сантон	—	—	0,5	—	11,5	—	—	—	88,0	—	—	—	—	0,5	—	—	99,5	—	—	—	—	—	0,8	54,7
564	с. Кохп, верхний турон	—	—	—	1,0	22,5	2,0	—	51,5	23,0	1,8	2,2	3,6	1,8	11,4	3,6	0,3	+	12,5	17,6	9,5	—	36,0	0,2	68,2
573	с. Кохп, нижний коньяк	0,3	1,6	—	—	17,8	4,7	—	75,6	+	—	—	—	—	—	6,2	—	8,1	—	81,6	—	—	4,1	0,5	50,1
Известняки мелкозернистые, доломитистые																									
2021	с. Достлу верхний сантон	—	—	—	—	—	—	—	—	100,0	1,1	—	—	19,1	0,7	—	—	—	14,1	50,5	—	14,5	—	0,3	76,5
2022	с. Достлу, верхний сантон	—	—	—	—	—	—	—	20,0	80,0	—	—	1,4	1,5	0,6	—	—	—	54,7	21,8	+	20,0	—	0,3	72,9

исключение, поскольку содержат терригенную примесь за счет разрушения более древних (юра-неоком) вулканических (и интрузивных) пород, слагающих Алавердское поднятие. Нужно отметить, что состав терригенной примеси известняков кровли формации становится разнообразнее, поскольку в сферу размыва включались кислые эффузивные, экструзивные и пирокластические породы верхнего сантона. Помимо авгита, магнетита, появляется также примесь циркона и биотита. Из легких минералов отмечается, кроме вулканического стекла и полевых шпатов, кварц.

Трудно судить, какова доля среди обломочной примеси в известняках вулкано-терригенного и пирокластического материала. Наличие промежуточных пород—туффитов с известковым цементом, переходящих по простиранию в рудистовые известняки (отложения сантона полосы с. Црвиз — г. Иджеван), дает основание предположить наличие в обломочной примеси рудистовых известняков значительной доли тефрогенного материала.

Органогенно-детритовые известняки отличаются высоким содержанием тяжелых минералов. Выход тяжелой фракции в некоторых образцах достигает 20—35%. Гранулометрический состав терригенной примеси характеризуется преобладанием алевро-песчаной фракции над пелитовой. Средне- и тонкозернистые известняки, напротив, имеют весьма низкий выход тяжелых минералов (0,12—1%); гранулометрический состав терригенной примеси характеризуется высоким содержанием алевро-пелитовой фракции по отношению к псаммитовой.

Из перечисленных данных следует, что заведомо прибрежные и мелководные органогенно-детритовые известняки обогатились терригенной примесью и, в частности, тяжелыми минералами в результате естественного шлихования вулкано-терригенного и тефрогенного материалов в зоне активного гидродинамического режима.

Далее остановимся на минеральном составе пирокластических и осадочно-пирокластических пород. Выделяются главные (сквозные) минералы, встречающиеся в большинстве изученных образцов. К ним относятся авгит, магнетит. Второстепенными и акцессорными являются: ромбические пироксены, амфиболы, биотит, циркон, апатит, рутил, анатаз, сфен.

При сравнении туфов (а также тефроидов и туффитов) одного либо близкого петрографического состава в одном разрезе видно, что содержание тяжелых пирокластических минералов, особенно имеющих второстепенное значение, варьирует в широких пределах. Это позволяет предположить некоторую минералогическую специализированность каждого выброса в одних случаях, например, роговыми обманками, в других—ромбическими и моноклинными пироксенами и т. д.

Ожидаемая зависимость минерального и гранулометрического составов пород в целом улавливается: пирокластика с утонением гранулометрического состава обедняется тяжелыми минералами. Гораздо отчетливее прослеживается спад суммарного содержания тяжелых минералов в ряду основные—кислые породы (табл. 55, 56, 57).

В породах вулканогенно-обломочной формации выход тяжелой фракции растет от туфов к тефроидам (от 3,4 до 23,4%), что указывает на определенный перемыв и вследствие этого—обогащение тяжелыми минералами тефрогенного материала. То же можно отметить и для псаммитового цемента—наполнителя эпикластических брекчий и брекчие-конгломератов; содержание тяжелой фракции в них достигает в среднем 10,1%.

Таблица 55

Минеральный состав тяжелой фракции туфов осадочно-пирокластической формации

№ обр.	Место отбора, возраст	Пироксены моноклинные	Гиперстен	Энстатит	Роговая обманка обыкновенная	Биотит	Эпидот и цоизит	Титанит	Анатаз	Рутил	Корунд	Циркон	Апатит	Магнетит и ильменит	Гематит	Лимонит	Пирит	Халькопирит	Барит	Выход тяжелой фракции в %	Особенности состава туфов
2303а	Иджеванский хр., средний альб	—	—	—	—	0,5	—	—	+	—	+	—	+	—	62,0	37,5	—	—	—	1,6	Андезито-базальтовый, алевритовый, витрокластический
412	с. Котигех, альб	2,6	—	—	0,2	—	—	—	—	—	—	1,2	—	2,9	40,0	7,3	—	—	45,8	0,6	Андезито-базальтовый, алевритовый, витрокластический
414	с. Котигех, альб	79,2	—	—	12,6	+	—	—	—	—	—	—	—	8,2	—	—	—	—	—	0,3	Андезито-базальтовый, алевритовый, витрокластический
542	с. Кохп, нижний турон	69,5	—	2,5	1,9	—	0,2	—	—	—	—	—	—	19,0	2,2	4,3	—	—	0,4	3,0	Андезитовый, пелито-алевритовый, лито-кристаллокластический
541	с. Кохп, нижний турон	45,5	5,4	—	10,2	1,2	0,5	-	—	—	—	0,4	—	18,5	—	—	—	+	18,3	1,5	Андезитовый, мелкозернистый, кристалло-витрокластический
538	с. Кохп, нижний турон	20,3	20,8	—	1,1	—	1,8	—	—	—	—	4,3	—	48,5	—	—	—	—	3,2	0,5	Андезито-дацитовый, спекшийся
546	с. Кохп, нижний турон	13,6	—	—	1,2	—	2,7	0,6	—	—	—	—	—	68,1	—	13,8	—	—	—	0,5	Андезито-дацитовый, среднезернистый, кристалло-витрокластический
554	с. Кохп, нижний турон	1,3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	10,1	—	23,5	1,0	12,1	—	—	52,0	0,1	Андезито-дацитовый, алевро-пелитовый, витрокластический
559	с. Кохп, нижний турон	2,1	—	—	0,2	0,5	0,7	—	—	1,3	—	—	—	2,1	—	—	1,2	2,7	89,2	0,2	Андезито-дацитовый, алевритовый

Таблица 56

Минеральный состав тяжелой фракции туффитов осадочно-пирокластической формации

№ обр.	Порода, место отбора, возраст	Пироксены моноклинные	Гиперстен	Энстатит	Роговая обманка обыкновенная	Базальтическая роговая обманка	Биотит	Эпидот	Цоизит	Титанит	Анатаз	Циркон	Апатит	Корунд	Магнетит и ильменит	Гематит	Барит	Лимонит	Пирит	Халькопирит	Выход тяжелой фракции в %
2303	Иджеванский хр., туффит андезито-базальтовый, алевро-пелитовый, витрокластический. Средний альб	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	54,6	12,4	—	—	1,2	—	31,8	—	—	0,1
2305	Туффит андезито-базальтовый алевритовый, витрокластический. Средний альб	—	—	—	—	—	—	0,5	—	—	—	6,0	—	—	8,0	32,5	—	0,5	52,5	—	0,3
1535	с. Кущи-Айрум, туффит андезитовый, алевритовый. Сеноман—нижний турон	15,4	—	—	—	—	1,0	1,6	—	—	—	—	—	—	81,4	0,3	—	0,3		—	1,5
539	с. Кохп, туффит андезитовый, алевритовый, витро-кристаллокластический. Сеноман	15,0	—	12,3	2,2	1,1	1,1	10,8	8,2	—	—	2,2	—	—	47,1	—	—	+	—	—	0,2
544	Туффит андезито-дацитовый, алевро-пелитовый, витрокластический. Нижний турон	7,8	5,4	1,3	5,0	0,8	—	2,9	—	0,2	—	1,8	—	1,3	33,8	13,2	—	26,5	—	—	0,7
64	с. Ачаджур, туффит андезитовый (?), алевро-пелитовый, витрокластический. Нижний турон	77,1	—	0,6	3,9	—	+	—	—	0,3	—	—	—	—	7,8	10,3	—	—	—	—	0,6
66/51	Туффит андезито-дацитовый, кристалловитрокластический, алевро-псаммитовый. Нижний турон	32,3	—	—	10,5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	19,0	18,2	—	20,0	—	—	2,7
552	с. Кохп, туффит пелитовый, андезито-дацитовый, витрокластический. Нижний турон	1,0	—	—	—	—	—	—	—	—	1,2	18,4	—	—	3,9	—	37,7	37,8	—	—	0,2
421	с. Котигех, туфопесчаник среднезернистый. Альб	4,3	—	—	1,6	—	—	—	—	—	1,6	1,0	—	—	49,4	—	42,1	—	—	—	0,7
423	Туфопесчаник среднезернистый. Альб	0,4	—	—	—	—	+	—	—	—	—	1,5	—	—	59,6	—	25,1	12,6	0,4	0,4	1,3
427	Туфопесчаник среднезернистый. Альб	5,3	—	—	0,5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	82,9	2,0	—	9,3	—	—	3,3
438	Туффит псаммитовый. Сеноман	39,6	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	57,1	1,5	—	1,8	—	—	4,5

Таблица 57

Минеральный состав тяжелой фракции пирокластических и вулканогенно-осадочных пород вулканогенно-обломочной формации

№ обр.	Место отбора, возраст	Пироксены моноклинные	Гиперстен	Энстатит	Роговая обманка обыкновенная	Базальтическая роговая обманка	Биотит	Эпидот	Анатаз	Циркон	Апатит	Гранат	Магнетит и ильменит	Гематит	Лимонит	Выход тяжелой фракции в %
2308б	Иджеванский хр. туф андезито-базальтовый, пелито-алевритовый, кристалло-витрокластический. Коньяк	—	—	—	—	—	—	—	—	0,3	—	—	66,0	20,7	13,0	0,30
168	с. Севкар, туф андезитовый, кристалло-витрокластический, алевритовый. Нижний коньяк	2,5	0,2	—	—	—	—	31,2	—	—	—	—	64,7	—	1,4	0,26
169	Туф андезитовый, витрокластический, алевритовый. Нижний коньяк	50,6	—	—	3,0	26,5	—	—	—	0,4	—	0,2	13,5	1,5	4,3	0,75
79	с. Ачаджур, туф андезито-базальтовый, лито-витрокластический, алевритовый. Верхний коньяк	46,1	—	2,5	17,3	1,0	—	—	—	—	—	—	6,2	1,7	25,2	10,7
71	Туф андезито-базальтовый, лито-кристаллокластический, алевро-пелитовый. Верхний коньяк	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2,0	75,0	23,0	5,2
302	с. Саригюх, туф андезитовый, кристалло-витрокластический, алевритовый. Верхний сантон	83,1	—	—	6,0	—	—	—	—	—	—	—	3,3	—	7,6	3,0
502	г. Иджеван, туфоконгломерат, цемент. Коньяк	93,5	—	+	0,9	—	—	—	—	—	—	—	1,8	—	3,8	16,5
105	с. Ачаджур, туфоконгломерат, цемент. Верхний коньяк	71,8	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	10,1	18,1	—	22,5
292	с. Саригюх, конгломерат вулкано-терригенный, цемент. Верхний коньяк	36,2	—	—	23,5	—	—	—	—	—	—	—	23,7	16,6	—	4,0
2003	с. Достлу, вулканическая брекчия, цемент. Коньяк	91,8	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	8,2	—	—	0,5
94	с. Ачаджур, вулканическая брекчия, цемент. Верхний коньяк	52,1	—	0,4	1,8	—	—	—	—	—	—	—	—	3,7	42,0	8,3
300	с. Саригюх, вулканическая брекчия, цемент. Верхний коньяк-нижний сантон	61,7	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2,2	5,0	31,1	3,0
441	с. Котигех, вулканическая брекчия (эпикластическая), цемент. Коньяк	70,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	25,5	4,5	—	2,0
107	с. Ачаджур, вулканическая брекчия, цемент. Нижний сантон	76,6	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	6,6	16,8	—	12,0
582	с. Кохп, вулканическая брекчия (эпикластическая), цемент. Нижний сантон	43,6	4,6	—	—	—	0,3	—	0,3	2,3	0,5	—	42,9	2,0	3,5	0,12
1560	с. Кущи-Айрум, туфопесчаник мелкозернистый. Нижний сантон	6,6	—	0,7	8,3	—	—	—	—	—	—	—	82,6	1,8	—	0,68
1563	Туфопесчаник, разнозернистый. Нижний сантон	25,5	—	0,8	—	1,8	—	0,8	—	—	—	—	21,9	21,9	27,3	2,35
2020	с. Достлу, вулканическая брекчия, цемент. Верхний сантон	0,5	—	—	0,5	—	—	—	—	—	—	—	—	85,9	13,1	2,3

Таблица 58

Минеральный состав тяжелой фракции псаммитовых тефроидов вулканогенно-обломочной формации

№ обр.	Место отбора, возраст	Пироксены моноклинные	Гиперстен и энстатит	Роговая обманка обыкновенная	Эпидот и цоизит	Циркон	Магнетит и ильменит	Гематит	Лимонит	Выход тяжелой фракции в %
11	с. В. Агдан, коньяк	82,4	5,5	6,6	—	—	5,5	—	—	9,5
70	с. Ачаджур, верхний коньяк	32,5	0,2	40,7	—	—	25,7	—	0,9	27,3
88	с. Ачаджур, верхний коньяк	35,5	—	3,5	0,9	+	35,6	14,9	9,6	5,8
146	с. Ачаджур, верхний сантон	83,7	2,5	—	—	—	13,4	—	0,4	3,7
263	с. Саригюх, нижний коньяк	36,9	+	—	—	—	61,9	1,2	—	37,5
269	с. Саригюх, нижний коньяк	65,8	—	—	—	—	31,1	3,1	—	2,0
273	с. Саригюх, верхний коньяк	27,0	—	—	—	—	70,3	2,7	—	5,2
280	с. Саригюх, верхний коньяк	20,5	—	—	—	—	70,0	9,5	—	2,3
74	с. Ачаджур, верхний коньяк	53,1	—	3,5	—	—	3,5	3,2	36,7	15,3
85	с. Ачаджур, верхний коньяк	45,9	—	48,7	—	—	4,1	—	1,3	43,0
92	с. Ачаджур, верхний коньяк	73,5	1,2	22,8	—	—	1,9	0,6	+	33,0
109	с. Ачаджур, нижний сантон	81,6	—	6,1	—	—	2,9	—	9,4	2,3
111	с. Ачаджур, нижний сантон	73,8	—	3,9	—	—	13,4	8,9	—	23,7

Гидроокислы железа особенно широко развиты в туфах осадочно-пирокластической формации (полосчатые разности туфов), а также в кристалло-литокластических вулкано-терригенных песчаниках и в вулканических брекчиях. Их содержание резко колеблется и тем самым может заметно влиять на значение суммарного выхода тяжелых минералов. Нельзя не обратить внимания и на широкое развитие барита в туфах и туффитах андезито-дацитового и дацитового составов осадочно-пирокластической формации.

Приведенные в таблицах данные указывают на сходство минерального состава цемента вулканических брекчий и псаммитовых тефроидов. Тефроиды, вулкано-терригенные песчаники и граувакки, испытавшие значительный перемыв осадка, обогащены рудными минералами.

Следует отметить, что минеральный состав пород осадочно-пирокластической формации разнообразнее, чем пород вулканогенно-обломочной формации. Основная причина, по-видимому, заключается в том, что породы вулканогенно-обломочной формации накапливались при пароксизмальной деятельности андезито-базальтового вулканизма, продукты которого, обладая ограниченным и однообразным минеральным парагенезом, поступали в бассейн в несоизмеримо большом объеме, чем осадочное вещество с островных поднятий.

Таблица 59

Содержание тяжелой фракции в породах осадочно-пирокластической и вулканогенно-обломочной формаций

Породы	Число определений	Пределы содержаний	Среднее содержание тяжелой фракции в %
Осадочно-пирокластическая формация. Туфы базальтовые, андезито-базальтовые алевро-псаммитовые	5	0,3—3,0	1,4
Туфы андезито-дацитовые, алевро-псаммитовые	4	0,1—0,5	0,3
Туффиты андезитовые и базальтовые алевро-пелитовые и алевритовые	6	0,1—1,5	0,6
Туфопесчаники	3	0,7—3,3	1,7
Вулканогенно-обломочная формация. Туфы андезитовые и базальтовые, алевритовые	6	0,3—10,7	3,4
Цемент вулканической брекчии (пирокластической), псаммо-псефитовый	4	0,5—12,0	6,9
Цемент эпикластических брекчий и брекчие-конгломератов вулкано-терригенных	5	0,1—27,5	10,1
Туфопесчаники	2	0,7— 2,3	1,5
Тефроиды	5	2,3—43,0	23,4
Песчаники вулкано-терригенные	8	2,0—37,5	11,8
Граувакки вулкано-терригенные	5	0,8— 7,0	2,4
Песчаники аркозово-граувакковые и субграувакки	4	0,1— 2,3	0,8
Известняки органогенно-детритовые	7	0,1—34,5	9,9
Известняки среднезернистые	2	1,7— 2,5	2,1
Известняки микро-тонкозернистые	6	0,2— 0,8	0,4

В заключение остановимся на сравнении породообразующих и некоторых второстепенных минералов вулкано-обломочных и эффузивных пород.

Плагиоклазы. Наиболее часто представлены андезином и лабрадором (№ 35—54), составляющими кристаллокластическую часть пород. Более основные плагиоклазы, как менее устойчивые, преобразуются в литогенезе.

Андезин и лабрадор из нижнеконьякских отложений представлены крупными лейстами обычно с признаками деанортитизации. Зонарное строение для них не характерно. Андезин из отложений верхнего коньяка обычно имеет зонарное строение. Лабрадор интенсивнее изменен: цеолитизирован, кальцитизирован и деанортитизирован. Олигоклаз встречается в малом количестве по всему разрезу; заметно увеличивается количество его в разрезе верхнего сантона.

Плагиоклазы базальтовых порфиритов представлены: во вкрапленниках № 72—94, в основной массе—№ 58—75, в порфиритах андезитового и андезито-базальтового состава: во вкрапленниках—№ 35—63, в основной массе—№ 32—42 (Мнацаканян, 1964). Плагиоклаз базальтовых и долеритовых порфиритов, а также сильно резорбированные кристаллы плагиоклаза андезито-базальтовых порфиритов имеют в центральной части однородное строение и только в узкой краевой кайме появляется зональность. В андезитовых и андезито-базальтовых порфиритах плагиоклаз зонален. Липаритовые и липарито-дацитовые порфиры содержат во вкрапленниках плагиоклаз № 26—37, в основной массе—№ 3—10.

Пироксены моноклинные. Наибольшее распространение имеет авгит. Окраска темно-зеленая, зеленая со слабым желтоватым оттенком. Форма короткостолбчатая, угловатая, иногда слабо округленная. Обычны включения магнетита, ильменита (?), изредка бурых

мелких зерен, а также пузырьков газа или жидкости. Показатель преломления колеблется в пределах Ng=1,705—1,714. Np=1,682—1,688. C:Ng=38—48°. Обычна слабая дисперсия оптических осей.

В вулканитах основного и среднего состава авгит также имеет широкое распространение (табл. 49) и содержит в повышенном количестве кальций (Мнацаканян, 1964). Содержание авгита в тефроидах и в вулкано-терригенных песчаниках в целом высокое (30—70% тяжелой фракции), в отдельных разностях, где плагиоклаз цеолитизирован, авгит составляет в нерастворимой в HCl части породы до 15—25%.

Диопсид встречен в вулкано-обломочных породах нижнего коньяка. В эффузивных породах он обнаружен не был.

Гиперстен. Удлиненные призматические зерна зеленого или буровато-зеленого цвета. Многочисленные включения рудных минералов обычно ориентированы параллельно призме. В крупных зернах обнаруживает резкий плеохроизм, Ng—темно-зеленый, Np—желтовато-розовый. Показатель преломления Ng=1,742, Np=1,728, угасание прямое.

В вулканитах основного и среднего состава гиперстен обычен во вкрапленниках, ассоциирует с авгитом, в липаритовых порфирах—с роговой обманкой. Содержание гиперстена колеблется от 3,1 до 8,3% в андезитовых и андезито-базальтовых порфиритах и от 1,3 до 4,6% в липаритовых порфирах.

В вулкано-обломочных отложениях гиперстен определяется в количестве обычно до 5% тяжелой фракции. Его валовое содержание уступает содержанию в вулканитах основного—среднего состава.

Роговая обманка обыкновенная. Характерна для нижних горизонтов андезито-базальтовых тефрогенных отложений верхнего коньяка. Содержание роговой обманки в тяжелой фракции достигает 50%, изредка 80%. Окраска зеленая, до темно-зеленой, буровато-зеленая. Форма призматическая, удлиненная, иногда слабо округлая. Плеохроирует от зеленого по Ng до желтовато-зеленого по Np. Изредка зерна имеют хорошо развитую спайность, параллельную призме. Нередки включения пузырьков газа, жидкости, реже рудных минералов.

Для вулканических пород основного, среднего состава роговая обманка не характерна. В обогащенных роговой обманкой горизонтах псаммитовых тефроидов потоки эффузивов отсутствуют. Таким образом, выявляется, что этим минералом обогащены продукты эксплозий в ранней стадии образования вулканогенно-обломочной формации.

Магнетит. Высокие содержания магнетита (до 40—80% тяжелой фракции) отмечаются в нижнесенонских псаммитовых тефроидах и вулкано-терригенных песчаниках, граувакках. Валовое в породах содержание магнетита изредка превышает 10—15%. В вулканитах того же возраста содержание магнетита сравнительно низкое. Обогащение осадка магнетитом происходило в результате перемыва песка прибрежья. Высокое содержание магнетита наблюдается в косослоистых разностях песчаных пород.

Химический состав пород. В составе вулкано-терригенных пород вверх по разрезу формации можно наблюдать присущие вулканитам переходы от основных к средним разностям. Например, содержание кремнекислоты в вулкано-терригенных песчаниках, размещенных в основании формации среди базальтовых порфиритов, равно 42—43% (табл. 61), а в песчаниках кровли, где развиты андезитовые порфириты и липаритовые порфиры, возрастает до 57%. Содержание глинозема и

Таблица 60

Сопоставление химического состава вулканогенно-осадочных пород с одновозрастными эффузивами

№ обр.	Порода, возраст	Химический состав в ионах (расчет по Барту)	Больше, чем в вулканитах		Меньше, чем в вулканитах	
			1	2	1	2
70	Вулкано-терригенный песчаник Верхний коньяк	$K_3\ Na_{32}\ Ca_{79}\ Mg_{77}\ Fe^2_{18}\ Fe^3_{68}\ Al_{252}\ Ti_{62}\ Si_{720}\ C_{116}\ [O_{1432}\ OH_{168}]$	OH_{135}, C_{116}, Ti_{47}, $\overset{\cdots}{Fe}_{18}$, Na_{12}	C_{116}, OH_{103}, Ti_{42}, Mg_{29}, Na_9	$\overset{..}{Si}_{180}$, $\overset{..}{Fe}_{56}$, Al_{44}, Ca_{39}, Mg_{25}, K_3	$\overset{\cdots}{Si}_{240}$, $\overset{\cdots}{Fe}_{25}$, $\overset{..}{Fe}_{22}$, K_{10}, Al_8, Ca_5
282	Тефроид псаммитовый Верхний коньяк	$K_1\ Na_{39}\ Ca_{92}\ Mg_{65}\ Fe^2_{21}\ Fe^3_{76}\ Al_{252}\ Ti_7\ Si_{830}\ C_{14}\ [O_{1418}\ OH_{182}]$	OH_{149}, $\overset{\cdots}{Fe}_{26}$, Na_{19}, C_{14}	OH_{117}, Mg_{17}, Na_{16}, C_{14}, Al_{12}, Ca_8	$\overset{..}{Si}_{70}$, $\overset{..}{Fe}_{53}$, Mg_{27}, Ca_{26}, Al_{24}, Ti_8, K_5	$\overset{..}{Si}_{130}$, $\overset{..}{Fe}_{19}$, $\overset{\cdots}{Fe}_{17}$, K_{12}, Ti_8
2310	Вулкано-терригенная граувакка. Коньяк	$K_6\ Na_{32}\ Ca_{71}\ Mg_{58}\ Fe^2_{18}\ Fe^3_{46}\ Al_{198}\ Ti_6\ Si_{694}\ C_{115}\ [O_{1224}\ OH_{376}]$	OH_{343}, C_{115}, Na_{12}, K_0	OH_{311}, C_{115}, Na_9	$\overset{..}{Si}_{206}$, Al_{98}, $\overset{..}{Fe}_{56}$, Ca_{47}, Mg_{34}, $\overset{\cdots}{Fe}_{16}$, Ti_9	$\overset{\cdots}{Si}_{266}$, Al_{62}, $\overset{\cdots}{Fe}_{47}$, $\overset{..}{Fe}_{22}$, $\overset{..}{Mg}_{14}$, Ca_{13}, Ti_{10}, K_6
135	Вулкано-терригенный песчаник. Верхний сантон	$K_{11}\ Na_{22}\ Ca_{64}\ Mg_{43}\ Fe^2_{14}\ Fe^3_{41}\ Al_{207}\ Ti_8\ Si_{937}\ C_{37}\ [O_{1385}\ OH_{213}]$	C_{37}, Si_{35}, OH_{180} K_5, Na_2	OH_{148}, C_{37}	Al_{89}, $\overset{..}{Fe}_{58}$, Ca_{54}, $\overset{\cdots}{Mg}_{49}$, Fe_9 Ti_7	$\overset{\cdots}{Fe}_{84}$, Ca_{30}, Si_{25}, $\overset{..}{Fe}_{24}$, Al_{17}, Ti_9, Mg_5, K_2, Na_1

Примечание. 1. Рассчитано по сравнению с порфиритом оливиновым долеритовым.
2. Рассчитано по сравнению с порфиритом андезитовым.

Химический состав пород вулканогенно-обломочной формации

Таблица 61

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO_2	55,21	60,44	43,78	42,14	45,60	44,38	57,33	44,20	48,00	38,72	65,66	46,50	49,40	67,46
Al_2O_3	19,31	18,27	18,16	15,22	16,77	17,46	14,35	14,37	11,43	11,38	15,51	17,29	15,16	14,56
TiO_2	0,04	0,60	0,80	0,80	0,48	0,51	0,57	0,52	0,36	0,40	0,58	0,98	0,78	0,31
Fe_2O_3	5,33	4,96	7,23	10,41	7,36	7,32	4,44	6,57	3,57	4,17	4,38	4,59	8,40	3,65
FeO	0,06	1,02	4,08	1,85	2,72	2,58	2,29	2,72	1,72	2,72	1,74	9,21	4,94	0,33
MnO	н. о.	0,09	0,11	0,16	0,09	0,15	0,15	0,10	0,07	0,04	0,07	0,16	0,15	0,01
MgO	2,12	1,65	3,06	7,22	4,83	6,34	3,49	5,01	1,67	3,41	1,28	6,44	3,32	0,71
CaO	5,80	5,88	8,12	10,05	9,40	9,04	7,29	8,35	16,39	18,99	2,11	11,41	8,12	2,13
Na_2O	4,07	3,30	5,60	3,22	4,36	3,96	2,82	4,16	2,60	2,04	4,74	2,16	2,46	2,47
K_2O	1,20	0,75	0,35	0,47	0,15	0,55	1,96	1,14	0,87	1,77	2,21	0,98	2,14	6,10
P_2O_5	0,10	0,14	0,11	0,13	0,18	0,28	0,35	0,43	0,34	0,46	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.
S	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	0,18	сл.	сл.	сл.	0,23	0,24	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.
H_2O	1,30	0,62	0,86	1,40							0,38	0,50		0,34
П. п. п.	5,80	3,16	7,26	7,83	8,06	8,28	5,59	12,40	13,53	16,00	0,86	0,74	6,02	1,82
CO_2	н. о.	0,19	1,53	н. о.	н. о.	5,15	1,68	5,33	11,36	13,73	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.
Сумма	100,34	100,88	99,52	100,90	100,18	100,85	100,63	99,97	100,78	100,34	99,52	100,96	100,89	99,89

1. Тефроид лито-полевошпатовый грубозернистый, нижний коньяк, с. Цахкаван, обр. № 240.
2. Тефроид полевошпатовый средне-крупнозернистый, нижний коньяк, с. Цахкаван, обр. № 256.
3. Тефроид лито-кристаллокластический, псаммитовый, коньяк, скв. № 8, обр. № 8.
4. Тефроид кристалло-литокластический крупнозернистый со значительной примесью грубозернистого материала, верхний коньяк, с. Ачаджур, обр. № 109.
5. Тефроид лито-плагиоклазовый, крупнозернистый, с. Цахкаван, средняя проба из трех обр. (№ 282—291).
6. Вулкано-терригенный песчаник и псаммитовый тефроид, коньяк—нижний сантон, с. Ачаджур, средняя проба из десяти обр.
7. Вулкано-терригенный песчаник, верхний сантон, с. Кривой мост, средняя проба из трех обр. (№ 135—138).
8. Вулкано-терригенная плагиоклазовая мелко-среднезернистая грауваккa, коньяк, Иджеванский хребет, средняя проба из трех обр. (№ 2310—2319).
9. Песчаник кварцево-полевошпатово-литокластический, мелко-среднезернистый, нижний коньяк, с. Кохп, средняя проба из шести обр. (№ 568—570).
10. Грауваккa вулкано-терригенная плагиоклазовая алевро-мелкопесчаная, Иджеванский хр., сантон, ср., проба из двух обр. (№ 2321, 2322).
11. Туф андезито-дацитовый, нижний коньяк, с. Ачаджур (обр. № 226).
12. Порфирит оливиновый, долеритовый, верхний коньяк, с. Ачаджур (обр. № 110).
13. Порфирит андезитовый, верхний сантон, с. Саригюх (обр. № 1466).
14. Липаритовый порфир, верхний сантон, сс. Кохп, Котигех, средняя проба из трех обр. (по данным А. Х. Мнацаканян и автора).

Таблица 62

Средние содержания малых химических элементов в породах вулканогенно-обломочной формации

Порода, возраст	Число проб	Ti	V	Cr	Mn	Co	Ni	Cu	Sr	Ba	Zr
Вулкано-терригенные граувакки и песчаники, нижний турон—верхний коньяк	9	0,25	0,008	0,01	0,19	0,005	0,005	0,002	0,06	0,02	0,005
Вулкано-терригенные песчаники и псаммитовые тефроиды, верхн. коньяк—нижн. сантон	17	0,25	0,02	0,01	0,17	0,007	0,007	0,007	0,03	0,01	0,005
Вулкано-терригенные песчаники и псаммитовые тефроиды, верхн. сантон	9	0,25	0,012	0,03	0,09	0,003	0,003	0,001	0,05	0,02	0,03
Вулканические брекчии (цемент), верхний коньяк	16	0,33	0,012	0,01	0,29	0,004	0,003	0,005	0,03	0,04	0,004
Известняки органогенно-детритовые, верхн. турон	14	0,42	0,003	0,003	0,23	—	0,0008	0,0008	0,04	0,026	0,004
Известняки органогенно-детритовые, верхний сантон	5	0,38	0,014	0,008	0,39	0,002	0,001	0,003	0,05	0,026	0,003
Известняк среднезернистый доломитистый, верхний сантон	2	0,55	0,013	0,01	0,55	0,003	0,001	0,001	0,03	0,03	0,006

суммарного железа, магния в этом ряду убывает, возрастает содержание калия. Результаты химических анализов позволяют считать, что вариации состава вулкано-терригенных пород повторяют в общем виде те изменения химизма, которые характеризуют эффузивные серии ряда базальт—андезит—липарит.

Была сделана попытка показать сходство и различие химизма тефроидов и вулкано-терригенных песчаников по отношению к одновозрастным вулканитам (табл. 60). Состав пород пересчитан по методу Т. Барта и вычислена разность по отношению к одновозрастной, связанной парагенетически вулканической породе. «Потеря» вулкано-терригенными песчаниками и тефроидами кремния, алюминия, закисного железа и «приобретение» натрия, окисного железа, углерода и воды (сравнительно с вулканитами)—преобразование метастабильных компонентов, цеолитизация и т. д., обусловлены их структурно-текстурными особенностями: большей пористостью и проницаемостью. Имеет место вынос кремния и привнос натрия (натриевые цеолиты). Более высокие в песчаниках количества воды и углерода можно связывать с цеолитизацией и кальцитизацией породы, а в ряде случаев—с примешиванием осадочного (биогенного) кальцита.

Малые химические элементы. Средние содержания малых химических элементов по результатам приближенного количественного спектрального анализа (табл. 62, 65) показывают, что вулкано-терригенные отложения геохимически сходны с одновозрастными вулканитами. Характерно, что эффузивы содержат заметно больше меди, свинца и цинка. А. Х. Мнацаканян (1964) описывает и самородное минеральное проявление этих элементов в эффузивах.

Таблица 63

Содержание малых элементов в авгитах
(по данным приближенного количественного спектрального анализа)

Элементы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Mn	0,3	0,1	0,1 —0,3	0,1	0,03—0,1	0,3	0,1	0,1	0,1	0,1	0,3
Ni	0,003—0,01	0,003	0,003—0,01	0,003	0,003	0,003—0,01	0,006	0,003	0,003—0,01	0,01	0,003—0,01
Co	0,01	0,003	0,003—0,01	0,003	0,003	0,01	0,01	0,003	0,003	0,003—0,01	0,003—0,01
Ti	0,3 —1	0,3	0,3 —1	0,3	0,3	0,3 —1	0,3	0,3 —1	0,3	0,3	0,3—1
V	0,03 —0,1	0,03	0,03 —0,1	0,03	0,03	0,03 —0,1	0,03	0,03	0,01 —0,03	0,03	0,03
Cr	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03 —0,1	0,1	0,01—0,03	0,03 —0,1	0,03	0,01—0,03
Zr	0,001—0,003	0,001	0,003	0,001	0,001	—	—	0,001	0,003—0,01	0,001	0,003—0,01
Cu	0,03	0,01—0,03	0,01	0,01—0,03	0,01—0,03	0,03	0,001	0,01	0,001	0,003—0,01	0,003—0,01
Pb	0,003	—	—	0,001	0,001	0,003	—	0,001	—	—	—
Ag	0,001	0,0003	0,0003	0,0003	0,0003	0,0003	—	0,0001—0,0003	—	0,0001	0,0003
Zn	0,03 —0,1	0,01—0,03	0,01	0,01	0,01	0,01	0,003	0,01	—	0,003	0,003
Sc	0,01 —0,03	0,01—0,03	0,03	0,01—0,03	0,01—0,03	0,03	0,01	0,03	—	0,01 —0,03	0,01—0,03

1. Авгит, обр. № 57, песчаник, коньяк. 2. Авгит, обр. № 19, песчаник, коньяк. 3. Авгит, обр. № 501, туфопесчаник, коньяк. 4. Авгит, обр. № 501-а, туфопесчаник, коньяк. 5. Авгит, обр. № 502, туфопесчаник, коньяк. 6. Авгит, обр. № 284, тефроид, коньяк. 7. Авгит, обр. № 286, тефроид, коньяк. 8. Авгит, обр. № 109-а, тефроид, коньяк. 9. Авгит, обр. № 109, песчаник, коньяк. 10. Авгит, обр. № 109-а, песчаник, коньяк. 11. Авгит, обр. № 135, песчаник, верхний сантон.

В вулкано-обломочных породах эти минералы не обнаружены. Вероятно, они преобразуются при литогенезе.

Алевро-песчаные известняки вулканогенно-обломочной формации содержат (выше, чем кларк) ванадий, хром, никель, титан, марганец. Там же, где алевритовая примесь в известняках не превышает одного процента, содержание малых элементов семейства железа ниже, чем

Таблица 64

Содержание малых элементов в титаномагнетите
(по данным количественного спектрального анализа)

№ обр.	Порода, возраст	Mn	Ni	Ti	V	Cr	Cu	Zn
276	Тефроид псаммитовый, коньяк, с. Цахкаван	1,23	0,0014	6,92	0,22	0,0071	0,013	0,15

Таблица 65

Соотношение количества малых химических элементов в эффузивных и вулкано-обломочных породах

Порода	Значение коэффициента концентрации по отношению к одновозрастным эффузивам			
	2	1	1—0,5	<0,5
Вулкано-обломочные породы ряда базальт—андезит	—	V Cr Ni Mn	Ti Co Sr Ba	Cu Zn Zr
Вулкано-обломочные породы ряда андезит—липарит	Mn	Ti	V Cr Sr Zr	Cu Zn Ba Ni Co

кларковое. Таким образом, прибрежные и отложившиеся ближе к центрам вулканизма известняки оказываются наиболее зараженными этими элементами. Биогермные известняки обычно чище, чем органогенно-детритовые.

В основных—средних по составу вулкано-обломочных породах малые элементы семейства железа рассеяны в пироксенах (табл. 63), магнетите, ильмените, гематите. Самостоятельные минеральные формы выявлены лишь для титана и марганца. В кислых вулкано-обломочных породах самостоятельными минералами представлено большее число элементов: титан, марганец, медь, барий, цирконий (ильменит, титанит, пиролюзит, псиломелан, халькопирит, барит, циркон).

ИЗВЕСТНЯКОВАЯ ФОРМАЦИЯ (ВЕРХНИЙ СЕНОН)

Сложена почти повсеместно карбонатными породами. Лишь местами (сс. Кохп, Достлу, Котигех) отложения раннего кампана выражены пирокластическими образованиями (таблица 66). В карбонатной формации (кампан—маастрихт) различаются, таким образом, осадочные и пирокластические образования, а местами и продукты их перерождения.

Осадочные породы

Известняки. Известняки микрозернистые. Наиболее распространенный тип пород формации. Выделяются две главные разновидности.

Таблица 66

Характеристика разрезов известняковой формации (верхний сенон)
Сомхето-Кафанской структурно-формационной зоны Армянской ССР

Местоположение разреза	Главные (формациеобразующие) породы	Мощности в *м*	Наличие перерывов	Наличие ритмичности многослоев	Условия залегания на подстилающей толще и возраст последней
Папакарский синклинорий (с. Кохп)	Известняки микро-криптозернистые (70%), туффиты и туфы (30%).	400—600	—	Изредка интервалами чередование с известковыми глинами	Без заметного углового и азимутального несогласия на Cr_2^{st}
Юго-восточная часть Папакарского синклинория (с. Котигех)	Известняки органогенно-обломочные и биоморфные (80%), туфы (20%)	100—200	—	—	Облегание куполов липаритов Cr_2^{st}
Иджеванский синклинорий (сс. Ачаджур, Саригюх)	Известняки крипто-микрозернистые (95%), фораминиферовые (1—2%), известковые туффиты пелитовые (до 4%)	300	—	В нижней части разреза чередование с туффитами	Согласно на породах Cr_2^{st}
Иджеванский синклинорий, Иджеванский хребет	Известняки крипто-микрозернистые (90-98%). Известняковый конгломерат (2—10%)	500	+	—	Согласно на породах Cr_2^{st}

Первая разновидность показательна для нижних горизонтов формации. Она представляет собою светло-серую породу с горизонтальной, четко выдержанной, средней и крупной слоистостью.

Структура породы: микрозернистая, криптозернисто-«сферовая», реже «сферовая», микрозернисто-мелкофораминиферовая или же переходная между двумя последними. Очень редко отмечаются шламовые разности известняков. Порода состоит из крипто- или микрозернистого кальцита, мелких фораминифер (глоботрунканы, глобигерины и др.) и т. н. «сфер», природа которых не ясна. Изредка отмечаются обломки морских ежей, иноцерамов.

Глинистая примесь в известняках не превышает 10—20% и распределена неравномерно. Алевритовая примесь крайне незначительна.

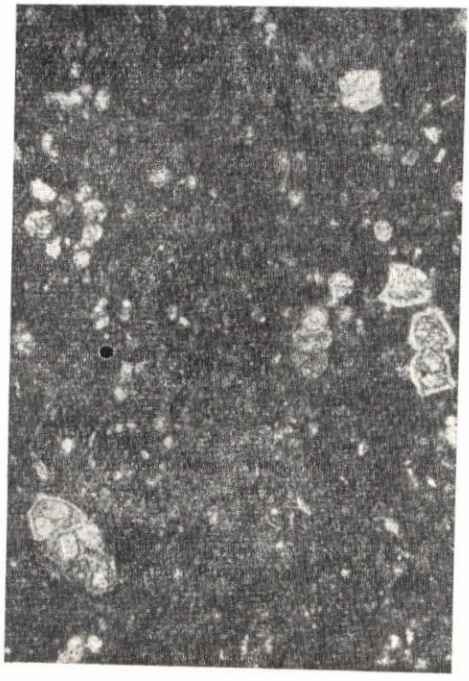


Рис. 90. Фораминиферово-микрозернистые известняки кампана, (известняковая формация). с. Севкар. Ув. 40х. Николь 1.

Такие известняки содержат пропластки (2—5 *см*) известняково-глинистого (монтмориллонитового) рухляка. Весьма характерны в породе розоватые, светло-серые и, реже, красновато-коричневые стяжения кремня. Встречаются также кремневые конкреции с сердцевиной окремнелого известняка. Конкреции имеют форму линзочек (2—15 *см*) с пережимом в средней части. Наиболее распространены линзочки кремня, приуроченные к какому-либо уровню слоя. Состав их халцедоновый, в сердцевине иногда отмечается диагенетический кварц. Такие стяжения распространены в отложениях нижнего кампана и вверх по разрезу их становится все меньше. В отложениях маастрихта стяжения кремня встречаются довольно редко. Интенсивно окремнелые из-

вестняки наблюдаются в районах сс. Достлу, Кохп. Порода пропитана опалом, отчасти халцедоном. Опалом замещены микрозернистый кальцит, кристаллический кальцит раковин фораминифер, сфер и камерное пространство. Сферические стяжения лимонита выполняют камеры раковин фораминифер, либо размещены среди микрозернистой кальцитовой массы, причем вокруг стяжений кальцит обычно перекристаллизован до мелкозернистого. Наблюдаются мелкие стяжения пирита, реже барита, выполняющего поры, изредка камеры фораминифер. Перекристаллизация слабо затрагивает микрозернистые известняки и имеет пятнистые очертания. Известняки с высоким содержанием глинистой примеси менее перекристаллизованы. Прожилки кристаллического кальцита пересекают окремнелые и перекристаллизованные участки известняков, раковины фораминифер и «сфер». Отмечается корродирование кальцитом терригенных минералов: кварца, полевых шпатов и выполнение лимонитом редких пор в породе.

Вторая разновидность известняков распространена в верхних горизонтах формации. Порода желтовато-светло-серая. Слоистость тонкая и средняя, горизонтальная, выдержанная. Участками наблюдается расщепление пласта на диагонально надвинутые или кулисообразно совмещенные фрагменты, комковатая текстура. Характерны мелкие (0,5—2 *см*) стяжения гидроокислов железа, тогда как конкреции кремня встречаются значительно реже. Наиболее распространены криптозернисто-«сферовые» разности известняков. Содержание глинистой примеси сравнительно высокое, до 15—20%. Из органических остатков преобладают фораминиферы, весьма часто встречаются иноцерамы и морские ежи.

Таблица 67

Химический состав известняков известняковой формации (верхний сенон)

Окислы	1	2	3
SiO_2	7,76	10,45	14,55
Al_2O_3	0,77	1,35	1,33
TiO_2	сл	сл	сл
Fe_2O_3	0,48	0,69	0,48
FeO	—	—	—
MnO	0,035	0,028	0,04
MgO	0,25	0,60	0,49
CaO	49,58	47,32	45,07
Na_2O	0,87	0,88	1,09
K_2O	сл	сл	сл
P_2O_5	0,099	0,096	0,11
П.п.п.	39,46	38,19	36,29
CO_2	39,11	36,55	35,09
Сумма	99,30	99,60	99,45

Известняки фораминиферово-микрозернистые и криптозернистые. 1. Средняя проба из 12 обр., Иджеванский хребет. 2. Средняя проба из 18 обр., бассейн р. Агстев, с. Ачаджур. 3. Средняя проба из 7 обр., Папакарский хр., с. Кохп.

Известняки фораминиферовые. Распространены в основании отложений кампана (с. Ачаджур, гор. Иджеван, Иджеванский хребет). Мощность колеблется от 10 до 20 *м*. Цвет породы розовый до кирпично-красного. Отмечается пятнистое сгущение окраски. Слоистость горизонтальная, выдержанная, отчетливая, средняя и крупная. Известняки содержат прослои (1—3 *см*) глинистого материала, пропитанного гидроокислами железа.

Структура детритово-биоморфная и органогенно-детритовая. Известняки детритово-биоморфной структуры состоят из раковин глобигерин, аномалин, глоботрункан (70%), отчасти их детрита и обломков иноцерам и морских ежей. Промежутки между раковинами выполнены мелкозернистым, участками микрозернистым кальцитом, пропитанным гидроокислами железа. Органогенно-детритовые известняки встречаются реже, помимо детрита раковин фораминифер, они состоят из обломков рудистов, кораллов, иноцерам. Цемент средне-микрозернистый. Известняки содержат до 20—40% терригенной примеси алевропесчаной размерности, умеренно отсортированной, в ее составе преобладает мелкопесчаная размерность. Наиболее распространенным аутигенным минералом являются гидроокислы железа, заполняющие поры в породе, выполняющие раковины фораминифер, образующие сгустки в цементирующем среднезернистом кальците. Накопление окислов железа имело, по-видимому, сингенетический характер с последующим диагенетическим перераспределением. Диагенетическими являются глауконит, барит, а также халцедон, замещающий кальцит раковин и образующий пятна—стяжения в поле мелкозернистого кальцита.

Известняки водорослевые. Распространены в 7 *км* восточнее сел. Котигех. На западном склоне г. Сурп-Саркис известняки налегают на светло-серые туфы нижнего кампана и на экструзивы натровых липаритовых порфиров верхнего сантона. Брекчиевидные комковатые, сравнительно рыхлые, пористые пятнисто-желтовато-серые они чередуются здесь с известняками крупнослоистыми, крепкими, желтовато-серыми. Последние наиболее развиты в верхних горизонтах толщи известняков. Известняки состоят из плохо сохранившихся литотамниевых водорослей, реже остракод, фораминифер, обломков мшанок и иглокожих, составляющих в целом до 70% породы. Неокатанный органогенный материал (преобладают фрагменты крупнее 1 *мм*) скреплен микрозернистым, участками средне- и крупнокристаллическим кальцитом. В результате перекристаллизации контуры остатков фауны нечеткие, «оплавленные». Структура породы детритово-биоморфная. В толще отмечаются также прослои известняков с отчетливой органогенно-детритовой структурой. Содержание кальцита в породе устойчиво высокое, от 95 до 98%. Выход тяжелой фракции—от 1,1 до 6,6%.

Пирокластические и вулканогенно-осадочные породы

Туфы и туффиты. Наибольшее распространение они имеют в районе сс. Кохп, Достлу, Котигех. Отдельные их прослои наблюдаются в основании известняковой формации у с. Верин Агдан и в районе Иджеванского хребта. Туфы и туффиты налегают без признаков несогласия на розовые известняки базального горизонта кампана. Среди них различаются кристалло-витрокластические, витрокластические разности, обычно мелкопсаммитовые и алевритовые. Сравнительно реже отмечены туфы кристаллокластические и лито-кристаллокластические. От туфов туффиты отличаются примесью осадочного кальцита и микрофауны. Состав туфов варьирует от андезито-дацитов до липаритов. Участками туфы интенсивно бентонитизированы. И. Х. Петросовым на Ноемберянском месторождении бентонитов выявлены пемзовые и витро-кристаллокластические туфы липаритового состава, литокластические туфы андезитового состава и их промежуточные разности. Примечательно обнаружение в структуре и текстуре туфов отчетливых признаков спекания. Среди туфов выявлены интенсивно цеолитизированные разности.

Бентонитовые глины Ноемберянского месторождения

Существует непрерывный ряд—от свежих туфов до типичных бентонитовых глин.

Типичные бентонитовые глины отличаются от измененных туфов лишь полнотой разложения вулканического стекла; только в редких случаях бентонитовые глины полностью утрачивают реликтовые признаки. Порода серая, желтовато-серая, зеленовато-серая, плотность их различная. Глина на ощупь жирная, при высыхании растрескивается и рассыпается на угловатые обломки, в воде распадается в порошок, а затем превращается в пастообразную массу. В них встречаются железисто-кремневые конкреции размером от 5 до 20 *см* в поперечнике, скопления гидроокислов железа, значительно реже примесь гидроокислов марганца.

Средний гранулометрический состав бентонитовых глин следующий: фракция <0,001 *мм* составляет 53,1%, 0,001—0,01—20,7%, 0,01—0,1—20,6%, <0,1—6,2%. Карбонатность в среднем составляет 6,2%. Общая емкость поглощения бентонитовых глин составляет около 78,4 *мГ. экв* на 100 *г* породы, в том числе: Ca—24,9 *мГ. экв,* Mg—9,8 *мГ. экв,* Na—39,0 *мГ. экв,* K—4,7 *мГ. экв.*

Бентонитовые глины имеют следующие основные реликтовые структуры: кристалло-витрокластическую, витро-кристаллокластическую, лито-витро-кристаллокластическую, кристаллокластическую. Основные текстуры глин: флюидальная, петельчатая, пятнистая, ячеистая.

В глинах отмечены: обломки пород (интенсивно измененные, ожелезненные порфириты и слабо измененные андезиты с гиалопилитовой структурой), плагиоклазы (слабо измененные, сохранившие двойниковое строение), кварц, биотит (чешуйки которого часто деформированы), пироксены (иногда хлоритизированные), реже—циркон, апатит, магнетит, хлорит. Кроме того, весьма характерно наличие в глинистой массе примазок, налетов и скоплений гидроокислов железа. Очень часто встречаются раковины микрофауны, известковое вещество которых замещено кремнистым минералом или гидроокислами железа (в данном случае последние представляют собой продукт окисления и гидратации пирита). Иногда отдельные участки стекла и связующей массы подвергнуты хлоритизации.

Обломочная часть породы колеблется в пределах 2—12%. Нужно отметить весьма неравномерное распределение обломков пород и фенокристаллов в разрезе, что вообще характерно для пирокластических толщ. Монтмориллонитизация породы происходит избирательно, в зависимости от интенсивности процесса монтмориллонит развивается по разнородным компонентам породы. В этом смысле можно наметить следующую последовательность стадий образования монтмориллонита, отражающих интенсивность проявления процесса бентонитизации.

1. Монтмориллонит развивается лишь по обломкам пемзы, в частности вдоль трубчатых пор.

2. Монтмориллонит развивается по трещинкам в породе, ориентированным обычно вдоль сланцеватости.

В обоих случаях монтмориллонит в виде тончайших чешуек образует каемочки вокруг пемзовых частиц и вдоль трещинок.

3. Монтмориллонитизации подвергаются, помимо того, и пепловые осколки со стекловатой массой. На некоторых участках монтмориллонитом замещается сама стекловатая масса.

4. Монтмориллонит развивается за счет стекловатого базиса, связующей массы и пемзовых обломков; представлен хорошо развитыми,

Таблица 68

Химический состав бентонитовых глин Ноемберянского месторождения

№ обр.	Наименование породы	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	CaO	MgO	MnO	Влага	П. п.п.	Na_2O	K_2O
6	Измененный туф	65,68	0,33	12,06	4,45	0,21	1,86	1,62	0,01	5,25	6,46	1,00	1,75
7	—"— —"—	64,35	0,23	12,57	3,75	0,14	1,14	2,17	—	6,35	7,76	1,12	1,27
9	—"— —"—	64,85	0,54	15,75	3,35	0,73	2,60	0,97	—	3,46	4,24	2,75	2,22
7а	Бентонитовая глина	67,86	0,26	12,05	3,17	0,43	1,39	1,71	—	3,82	6,24	1,75	1,75
17	—"— —"—	60,04	0,46	14,32	6,44	0,29	1,78	2,21	0,01	5,52	5,64	1,80	2,37
19	—"— —"—	61,90	0,46	13,23	5,31	0,14	1,78	2,55	—	8,33	5,42	0,62	0,92

Таблица 69

Среднее содержание породообразующих химических элементов в глинах и глинистой фракции

Окислы в %	Глина (15)*	Глинистая фракция (4)
SiO_2	64,6	57
Al_2O_3	12,4	17,2
Fe_2O_3	4,46	3,25
FeO	0,25	1,13
CaO	1,44	1,94
MgO	1,94	2,43
Na_2O	1,15	0,77
K_2O	1,36	1,16
Влага	5,9	9,01
П.п.п.	6,44	7,85

* В скобках указано количество анализов.

крупночешуйчатыми, волокнистыми агрегатами; имеет зеленовато-бурый цвет и сравнительно высокое двупреломление. На этой стадии отдельные участки стекла замещаются тонкочешуйчатым хлоритом; в глинистой массе наблюдаются примазки и налеты гидроокислов железа и мельчайшие агрегаты кремнистого минерала.

5. Монтмориллонитизация выражена наиболее интенсивно; нередко на этой стадии глины теряют реликтовые структурно-текстурные признаки, помимо всех прочих компонентов, монтмориллонитизации почти нацело подвергается и стекловатая связующая масса. В ассоциации с монтмориллонитом встречается главным образом кремнистый минерал.

В бентонитовых глинах установлены следующие неглинистые минералы: плагиоклазы, кварц, халцедон, опал, хлорит, биотит, вулканическое стекло, авгит, гиперстен, роговая обманка обыкновенная, актинолит, флюорит, апатит, эпидот, цоизит, рутил, гранат, циркон, барит, гематит, пирит, гидроокислы железа, магнетит, ильменит, хромит.

Опал, халцедон, хлорит, барит, пирит, гематит, гидроокислы железа являются аутигенными минералами, к ним относится и породообразующий монтмориллонит.

Остальные минералы (за исключением, по-видимому, органогенного кальцита) имеют вулканическое происхождение.

Наиболее распространены: плагиоклазы, вулканическое стекло, биотит, кварц, барит, пироксены, эпидот, апатит, циркон, магнетит, хромит, гидроокислы железа.

Таблица 70

Распределение малых химических элементов в бентонитовых глинах

Элементы	Количество анализов	Пределы колебаний в %	Среднеарифметическое в %	Модальное (Мо) в %	Кларки в осадочных глинах
Cr	30	0,0003—0,001	0,0006	0,00078	$1 \cdot 10^{-2}$
Ti	30	0,06 —0,3	0,13	0,17	$4{,}5 \cdot 10^{-1}$
Ni	30	0,0003—0,003	0,002	0,0017	$9{,}5 \cdot 10^{-3}$
Mn	30	0,003 —0,03	0,013	0,016	$6{,}7 \cdot 10^{-2}$
Cu	30	0,0001—0,001	0,0006	0,00073	$5{,}7 \cdot 10^{-3}$
Li	30	0,0003—0,003	0,002	0,0022	$6 \cdot 10^{-3}$
Sr	30	0,03 —0,1	0,04	0,061	$4{,}5 \cdot 10^{-2}$
Ba	30	0,01 —0,1	0,04	0,047	$8 \cdot 10^{-2}$

Из глинистых минералов установлены диоктаэдрический Al—монтмориллонит (бейделлит) и хлорит.

Монтмориллонит фиксируется по наличию на дифрактограммах природных образцов рефлекса с $d(001) \sim 14$Å. На дифрактограммах, обработанных глицерином образцов, межплоскостное расстояние d (001) увеличивается до ~17Å, а после прокаливания сокращается до 10 Å.

При помощи рентгеноструктурного анализа хлорит не улавливается в глинах (по-видимому, он не фиксируется во фракции <0,001 *мм*), определен хлорит и в шлифах и иммерсионных жидкостях как продукт замещения стекла и темноцветных минералов.

В результате электронографического анализа установлены следующие параметры элементарной ячейки монтмориллонита:

$$a = 5{,}16\kappa X,\ b = 8{,}98\kappa X;\ c = 10{,}1\kappa X;\ \beta = 100°57'.$$

Наличие породообразующего монтмориллонита подтверждается данными термического и других анализов.

Ниже приводится кристаллохимическая формула, рассчитанная на основании химического анализа глинистой фракции образца № 18:

$$Na_{0,09}K_{0,11}Ca_{0,14}(Mg_{0,28}Fe^{+2}_{0,04}Fe^{+3}_{0,28}Al_{1,35})[Si_{4,01}O_{10}](OH)_2 \cdot 2{,}02H_2O$$

Вторичные изменения и минеральные новообразования

Цеолитизация интенсивно проявлена в породах вулканогенно-обломочной формации (верхний турон—сантон). А. Е. Ферсман (1922) впервые описал анальцим, натролит, мезолит, гейландит из вулканитов района с. Кохп. Д. П. Григорьев определил морденит и гейландит из сантонских вулканитов с. Саригюх. М. А. Сатиан (1960) описал томсонит из вулканических брекчий коньяка у с. Ачаджур. Наиболее детальные исследования цеолитов выполнены А. Х. Мнацаканян (1964). Анальцим-натролит-томсонитовая ассоциация характерна, по А. Х. Мнацаканян, для брекчий коньяка—нижнего сантона района сс. Кохп и Калача—зоны максимальных мощностей вулканогенно-обломочной формации, томсонит-сколецитовая—для брекчий и лав зоны умеренных мощностей (район сс. Котигех, Ачаджур, Хаштарак), томсонит-шабазитовая—для вулканомиктовых песчаников и туффитов зоны сокращенных мощностей (район г. Иджеван и с. Верин Агдан). Сколецит-десмин-леонгардитовая—для брекчий и лав района сс. Паравакар и Тауш. Гейландит-морденитовая ассоциация характерна для вулканитов верхнего сантона у с. Саригюх. Цеолитизация проявлена в виде замещения стекла и частично плагиоклазов, в выполнении пор в породе, наконец, в виде прожилков и выполнения миндалин. Зональность цеолитизации,

по А. Х. Мнацаканян, обусловлена глубинностью и температурным градиентом. Анальцим-натролитовая ассоциация (нижние горизонты толщи, наиболее погруженные) является сравнительно высокотемпературной, тогда как томсонит-шабазитовая ассоциация—приповерхностной, низкотемпературной. Пространственная и вертикальная зональность цеолитизации представлена в общем виде и требует детализации.

Цеолитизация рассматривается как воздействие на вулканиты, вулкано-осадочные породы, непосредственно после их образования, кислых магматогенных растворов и газов, смешавшихся с захороненными водами морского происхождения и преобретших агрессивность. Благоприятными для цеолитизации были повышенная пористость вулканогенно-обломочных образований и тектоническая раздробленность всей толщи. С цеолитами ассоциируют кальцит, селадонит, пренит, участками апофиллит, изредка кварц. Они образуют наросты на цеолитах, выполняют стенки трещин в кристаллах, развиваются по лучистости агрегатов.

Хлоритизация. В отложениях осадочно-пирокластической формации хлоритизация проявлена слабо и сопутствует отчасти глауконитообразованию в основных и в большей мере в андезито-дацитовых пирокластах, развиваясь по стеклу. В основании вулканогенно-обломочной формации хлоритизация проявлена значительнее, участвуя в цементе песчаников, развиваясь по основной апопепловой массе, реже по плагиоклазам. Хлорит ассоциирует с кальцитом и отчасти с цеолитами (кальцитизация полевых шпатов и основной массы и цеолитизация по фрагментам стекла и выполнение пор). Слабее хлоритизация проявилась в породах верхнего каньяка—сантона, развиваясь в виде редких пятен и полос по цементу вулканогенно-обломочных пород, преимущественно андезитового состава. Большинство хлоритов имеет зеленовато-желтоватый цвет, низкое двупреломление (менее 0,006), показатель преломления не выше 1,59. В верхнемеловых вулканитах А. Х. Мнацаканян выделяет два типа хлорита: по плагиоклазам (группа пеннин-клинохлора) и по основной массе и темноцветным минералам (прохлорит). Большинство хлоритов вулканогенно-обломочных пород принадлежит второй группе.

Карбонатизация. Вулканогенно-обломочные и обломочные породы осадочно-пирокластической и основания вулканогенно-обломочной формаций затронуты карбонатизацией: частично замещены (корродированы) кальцитом обломочные и пирокластические зерна плагиоклаза, реже кварца, в породе развиты пятна и полосы эпигенетического кальцита, возникшие в связи с девитрификацией вулканического стекла.

Замещение кальцитом стекла и плагиоклазов имеет место и в смешанных пирокласто-известковых типах пород (туфоизвестняках), где плагиоклаз особенно интенсивно кальцитизирован, тогда как основная масса породы девитрифицирована с образованием кварц-каолинового агрегата и пятен мелкозернистого кальцита в ней.

Эпигенетический кальцит выполняет трещины и поры в породах осадочно-пирокластической и известняковой формаций.

Доломитизация. Проявлена весьма слабо. Доломитизированы известняки верхнего сантона, переслаивающиеся с вулканическими брекчиями основного—среднего состава. Они развиты южнее с. Али-Байрамлы. Содержание MgO в породе достигает 9,39%. Доломитизация эпигенетическая, обусловлена выносом магния из вулкано-обломочных пород при оглинении и цеолитизации. Единичные новообразованные

зерна доломита отмечались в пепловых туффитах основного состава среднего альба. Образование доломита обусловлено выносом магния при девитрификации стекла и преобразовании его в каолинитовый агрегат с примесью кварца. Единичные ромбоэдры доломита изредка отмечались в фораминиферово-микрозернистых известняках верхнего сенона в ядрах фораминифер.

Окремнение. Агатово-кварцевая минерализация (с. Саригюх) локализована в миндалекаменных порфиритах; по А. Х. Мнацаканян (1964), вынос кремнезема обусловлен гидротермальной бентонитизацией порфиритов и туфов. По нашим наблюдениям, с бентонитизацией нижнекампанских пирокластов связано окремнение их (г. Кнклик) в виде стяжений кремня. Окремнение наблюдается и в пелитоморфных известняках, слагающих линзы среди туфов. Опалом замещена микрозернистая основная масса, выполнены полости раковин фораминифер, наблюдаются также прожилки халцедона в породе.

По-видимому, замещение основной карбонатной массы и раковин наступает уже при диагенезе осадков как туфов, так и вышезалегающих известняков и продолжается до стадии эпигенеза (прожилки халцедона). Окремнение развивается также по андезито-дацитовым и дацитовым туфам и туффитам (нижний турон, сс. Кохп, Ачаджур). В результате девитрификации стекла формируется существенно кварцевый агрегат с примесью каолинита, хлорита и отчасти кальцита. Окремнение наиболее интенсивно проявляется в тонкопепловых, существенно витрокластических разностях.

Иной тип окремнения наблюдается в нижней части разреза известняковой формации кампана-маастрихта. Это диагенетические конкреции кремня серого, розового, реже красного цвета. Наиболее распространены эллипсоидальные конкреции, расположенные в середине слоя прерывисто-параллельно напластованию. Встречаются также смешанные кремнисто-карбонатные и карбонатно-кремнистые конкреции. Отмечаются случаи выполнения кремнием органических остатков. В строении кремня наблюдается переход от опала по периферии к халцедону, изредка к кварцу в центральной части. Значительно реже в строении кремня участвуют радиолярии. Изредка наблюдалась глобулярная структура возможно эксгаляционного кремня.

Сульфатизация. Огипсование отмечается в осадочно-пирокластических отложениях сеномана (с. Кохп) и нижнего кампана (с. Али-Байрамлы), представлено редкими примазками, гнездами, линзочками волокнистого гипса в туфах и туффитах андезито-дацитового состава. Обычны конкреции, сложенные лимонитом с оторочкой гипса. Огипсование эпигенетическое, связано с циркуляцией сульфатных водных растворов. Изредка гипсу сопутствует примесь ангидрита. Эпигенетическим баритом выполнены мелкие пустоты, поры, изредка трещины в туфах, туффитах, туфоизвестняках и известняках сеномана-турона районов сс. Кохп, Кущи-Айрум и Иджеванского хребта.

Каолинизация. Каолинизация затрагивает туфы и туффиты среднего альба (районы Иджеванского хребта и с. Котигех). С девитрификацией основного стекла пепловых витрокластических туффитов развивается каолинитовое мелкоагрегатное вещество с примесью кварца. Каолинит определен рентгеноструктурным и термическим анализами. В туфах и туффитах кристалло-витрокластических алевро-псаммитовой размерности каолинит частично замещает плагиоклазы, обломки пород, что указывает на более общий эпигенетический характер каолинизации, сходный с регрессивным эпигенезом осадочных толщ (Копелиович, 1965).

Под микроскопом отчетливо различаются реликты витрокластической структуры каолинизированных пеплов. Поры пород и каемки витрокластов выполнены кальцитом, гидроокислами железа, реже доломитом, образовавшимися при выносе из базальтового и андезито-базальтового стекла кальция, магния и железа. В иммерсии агрегаты, состоящие преимущественно из каолинита, имеют показатель преломления (базисный) 1,559—1,561. Каолинизация частично проявляется и среди глауконитовых песчаников и алевролитов, выражена замещением некоторых зерен глауконита каолинитом. В меньших масштабах каолинизированы туфы и туффиты андезитового и андезито-дацитового состава нижнего турона у г. Ноемберян и южнее у с. Ачаджур. Диагностика проведена рентгеноструктурным и термическим анализами. Каолинизация связана только с витрокластической составной породы и не затрагивает кристаллокласты и обломки пород. Девитрифицированное стекло представляет кварц-каолинитовый мелкий агрегат, где содержание кварца намного больше, чем в каолинизированных основных пеплах. Новообразованные минералы: кальцит, гидроокислы железа рассредоточены в порах породы, в контакте обрывков стекла. При иммерсионных исследованиях в этих разностях, в отличие от каолинизированных основных туфов, доломит не отмечается. Характерно, что при электронно-микроскопическом анализе тонкопелитовой фракции диагносцируется лишь гидрослюда, тогда как изучение тонкоалеврито-грубопелитовой фракции (термическим и рентгеноструктурным анализами) подтверждает наличие каолинита. Помимо гидрослюды, по данным петрографического и рентгеноструктурного анализов, каолинит ассоциирует с хлоритом, магнезиальным (?) карбонатом, гидроокислами железа.

Можно заключить, что каолинизации способствует девитрификация, на которую накладывается регрессивно-эпигенетическая каолинизация прочих компонентов породы, выраженная весьма слабо. Каолинизация витрокластических разностей осадочно-пирокластических пород протекает наряду с эпигенетической кальцитизацией, ожелезнением и слабым магнезиальным метасоматозом.

Изменение вулканического стекла (Slaughter, Erley, 1965) протекает в последовательности: экстракция катионов, частичное растворение алюмосиликатного каркаса, перестройка остаточного материала к монтмориллониту и в ряде случаев к каолиниту, осаждение цеолитов или каолинита из растворов, а в некоторых случаях образование небольшого количества монтмориллонита, наконец, вынос и осаждение кремнезема. Вулканическое стекло рассматривается как алюмосиликатный каркас со слабыми связями одновалентных и более сильными—двувалентных катионов. Как показал М. А. Ратеев (1968), преобразование стекловатых пирокластов морских водоемов гумидных поясов протекает преимущественно в стадию диагенеза.

Предпосылкой развития эпигенетической каолинизации, которая, судя по площадной зараженности ею пород, имеет региональное значение, является вывод содержащих сульфиды железа осадочно-пирокластических толщ на поверхность (при регрессии моря на границе альба и сеномана, нижнего и верхнего турона). Региональная каолинизация проявляется наиболее интенсивно в витрокластических накоплениях основного состава и ослабевает в более кислых разностях.

Монтмориллонитизация затрагивает пирокластические и осадочно-пирокластические породы. Цеолитизация пирокластов проявилась регионально, тогда как монтмориллонитизация имеет подчиненное значение и развивается в породе лишь участками по вулканическо-

му стеклу, сравнительно более широко она развита в пирокластах верхнего сантона—нижнего кампана. На фоне регионального метаморфизма имеются участки интенсивной монтмориллонитизации витрокластических пород (места циркуляции и разгрузки термальных вод).

Детальная характеристика этого процесса дана при описании бентонитов Саригюхского и Ноемберянского месторождений.

Глауконитообразование. Породообразующий глауконит встречен лишь в среднеальбских алевролитах, песчаниках Иджеванского хребта. Глауконитообразование было сосредоточено в южных, удаленных от активного вулканизма зонах седиментации и протекало за сравнительно узкий стратиграфический интервал (средний альб). Нужно подчеркнуть преимущественное тяготение повышенных содержаний глауконита к алевролитам, где он имеет округлую и бугорчато-округлую форму. В туфах глауконит отсутствует, либо отмечается в единичных зернах.

Встречаются, наряду с этим, песчаники с пирокластической примесью, в которых глауконит более угловатый, по форме сходный с девитрифицированными стеклами. Однако частично замещенные глауконитом стекла, либо плагиоклазы представляют единичные находки—доказательство резко ограниченного масштаба глауконитообразования при позднем диагенезе и эпигенезе. В этих зернах глауконит (?) ассоциирует с хлоритом.

Округлые и бугорчато-округлые зерна глауконита часто содержат оторочки железистого карбоната (сидерита?) и гидроокислов железа, по трещинам развит кальцит и сидерит. Часть зерен глауконитовых песчаников, хотя по форме схожа с глауконитом, но почти бесцветна и замещена мелкоагрегатной массой, близкой по оптическим свойствам к каолиниту, что подтверждается установлением каолинита в тонкоалевро-пелитовой фракции пород рентгеном. Для глауконита показательны повышенная калийность, низкая железистость и несколько высокая глиноземистость.

Таблица 71

Химический состав глауконита

Окислы	1	2
SiO_2	49,95	47,91
SiO_2 своб.	н.о.	0,45
TiO_2	0,22	н.о.
Al_2O_3	12,82	13,50
Fe_2O_3	14,29	13,18
FeO	2,53	3,23
MnO	сл.	н.о.
CaO	1,24	3,61
MgO	3,86	0,54
Na_2O	—	0,036
K_2O	7,50	7,50
H_2O	2,16	2,1
п. п. п.	5,34	6,5
CO_2	н.о.	6,18
P_2O_5	н.о.	1,65
Сумма	99,91	100,21

1. Глауконит, обр. № 2303, песчаник, средний альб.
2. Глауконит, обр. № 9, песчаник, средний альб.

Касаясь условий формирования глауконита, можно полагать, что вначале происходило выпадение в осадок гелей алюмосиликатов с последующим поглощением из иловых вод калия. Привнос калия происходил, видимо, при раннем диагенезе подводных пеплов. В дальнейшем сложился парагенез: глауконит—сидерит (изредка пирит)—гидроокислы железа, видимо в результате спада, а затем нарастания окислительно-восстановительного потенциала на фоне общего прерывисто-регрессивного режима породообразования.

Факты опосредствованной связи глауконитообразования и вулканизма не единичны для геосинклинальных осадков (Бродская, Захарова, 1960; Сатиан, 1960; Дзоценидзе, 1965, 1969), однако процесс мобилизации вещества и его минерального превращения изучен еще недостаточно полно, так же как неясно взаимодействие вулканического и палеогеографического факторов (климат, рельеф водосборов), определяющих глауконитообразование.

В заключение попытаемся в схематическом виде представить эволюцию диагенетических и эпигенетических процессов за альб-верхнемеловой этап. Началу стадии накопления базальной осадочно-пирокластической формации (средний альб) показательно глауконитообразование (ранний диагенез) и каолинизация (поздний диагенез—эпигенез). Глауконитообразование имеет наибольшее развитие в осадочных породах, каолинизация—в витрокластических тонкопепловых породах андезито-базальтового состава.

Новообразования гидрослюдистых минералов и в подчиненном значении каолинита развиты по стеклу туфов и туффитов верхнего альба. В песчаных породах сеномана широко проявлена кальцитизация.

Окремнение, кальцитизация, частично сульфатизация (гипс, барит) и в меньшей мере каолинизация (поздний диагенез—эпигенез) наблюдаются в туфах и туффитах андезито-дацитового состава кровли формации (нижний турон).

Базальные слои вулканогенно-обломочной формации (песчаники, известняки) характеризуются кальцитизацией и частично сульфатизацией (барит). Цеолитизации, в меньшей степени монтмориллонитизации отчасти хлоритизации и альбитизации подвергнуты вулкано-обломочные породы. В кровле формации локально проявлена интенсивная монтмориллонитизация, связанная с зонами циркуляции палеотермальных вод с выносом и переотложением железа, марганца и кремния в породы кровли.

Для пород известняковой формации показательны монтмориллонитизация, окремнение, отчасти сульфатизация (диагенез—ранний эпигенез), тяготеющие к участкам развития пирокластических и осадочно-пирокластических витрокластических пород нижнего кампана. Известняки, переслаивающиеся с туфами, обычно окремнены. Сульфатизация наблюдается только в туфах и обусловлена была, по-видимому, циркуляцией в них сульфатных вод. Участками туфы цеолитизированы.

Окремнение и кальцитизация (диагенез—ранний эпигенез) развиты в известняках верхнего кампана—маастрихта.

ПОДЗОНА ГОРИССКОГО СИНКЛИНОРИЯ

Разрез мела сложен карбонатной формацией верхнего валанжина—верхнего баррема, вулканогенно-осадочной формацией апта и вулканогенно-обломочной формацией верхнего турона—сантона.

ВУЛКАНОГЕННО-ОБЛОМОЧНАЯ ФОРМАЦИЯ (ВЕРХНИЙ ТУРОН—САНТОН)

Формация имеет трехчленное строение; она состоит из трех свит: татевской (верхний турон—нижний коньяк)—вулканогенно-обломочной с известняками, сваранцской (верхний коньяк)—терригенной и сраберд-такцарской (сантон)—вулканогенно-обломочной.

Пирокластические и вулканогенно-осадочные породы

Пирокластические и вулканогенно-осадочные (обломочные) образования слагают от 14,7 до 92,2% общей мощности формации, представлены они вулканическими брекчиями, туфами, туффитами и вулкано-терригенными породами.

Вулканические брекчии и туфы. Вулканические брекчии—наиболее распространенный тип пород сраберд-такцарской свиты. Меньше развиты они среди отложений татевской свиты. Вулканические брекчии грубые, несортированные, массивные породы, состоящие из смеси мелких и крупных (от 3—7 *см* до 0,5 *м*) обломков различных по структуре и составу эффузивных пород. Чаще всего это андезиты, андезито-базальты; реже базальты и диабазы и еще реже андезито-дациты. Много в вулканических брекчиях фрагментов шлака, которые выражены желтовато-бурым, неравномерно окрашенным хлоритом пузыристой структуры. В таких обломках присутствуют очень тонкие лейсты плагиоклаза и пироксена.

В подчиненном количестве в вулканических брекчиях имеется и другой материал: обломки жильных пород, туффиты, известняки. Первые, очевидно, представляют собой резургентный материал, т. е. выброшенные во время взрыва куски разрушенной вулканической постройки. Что касается происхождения обломков известняков и туффитов, то, учитывая наблюдения над современными извержениями (например, Везувия, где из фундамента выбрасывались глыбы известняков триаса), можно считать, что они являются продуктами вулканических выбросов. Но поскольку мы не располагаем данными относительно возраста этих обломков, то не исключаем возможность, что это примесь терригенного материала.

Обломки пород как свежие, так и измененные. Характер изменения литокластов в большинстве случаев одинаковый. Форма обломков пород неправильно-угловатая, но обтекаемая, хотя встречаются и остроугольные фрагменты.

Цементирующей массы в вулканических брекчиях очень мало и состоит она из материала того же состава, что и крупные обломки. Иногда в цементе можно различить хлоритизированное вулканическое стекло. Изредка отмечаются новообразованные чешуйки гидрослюды, тонкокристаллический агрегат кварца, карбонат, рудная пыль.

Туфы развиты в разрезах сраберд-такцарской свиты. Прослои туфов присутствуют также в сваранцской свите. Это плотные темно-серые, серовато-зеленые, зеленовато-серые породы. Относятся они к группе андезитов, меньше андезито-базальтов и андезито-дацитов. В составе туфов в большинстве случаев основную роль играет литокластический компонент.

Туфы кристалло-витро-литокластические по гранулометрической характеристике относятся к псаммитовым и алевритовым. Сложены они обломками пород с примесью осколков кристаллов и стекла.

Литокласты по составу однообразны, представлены они обломка-

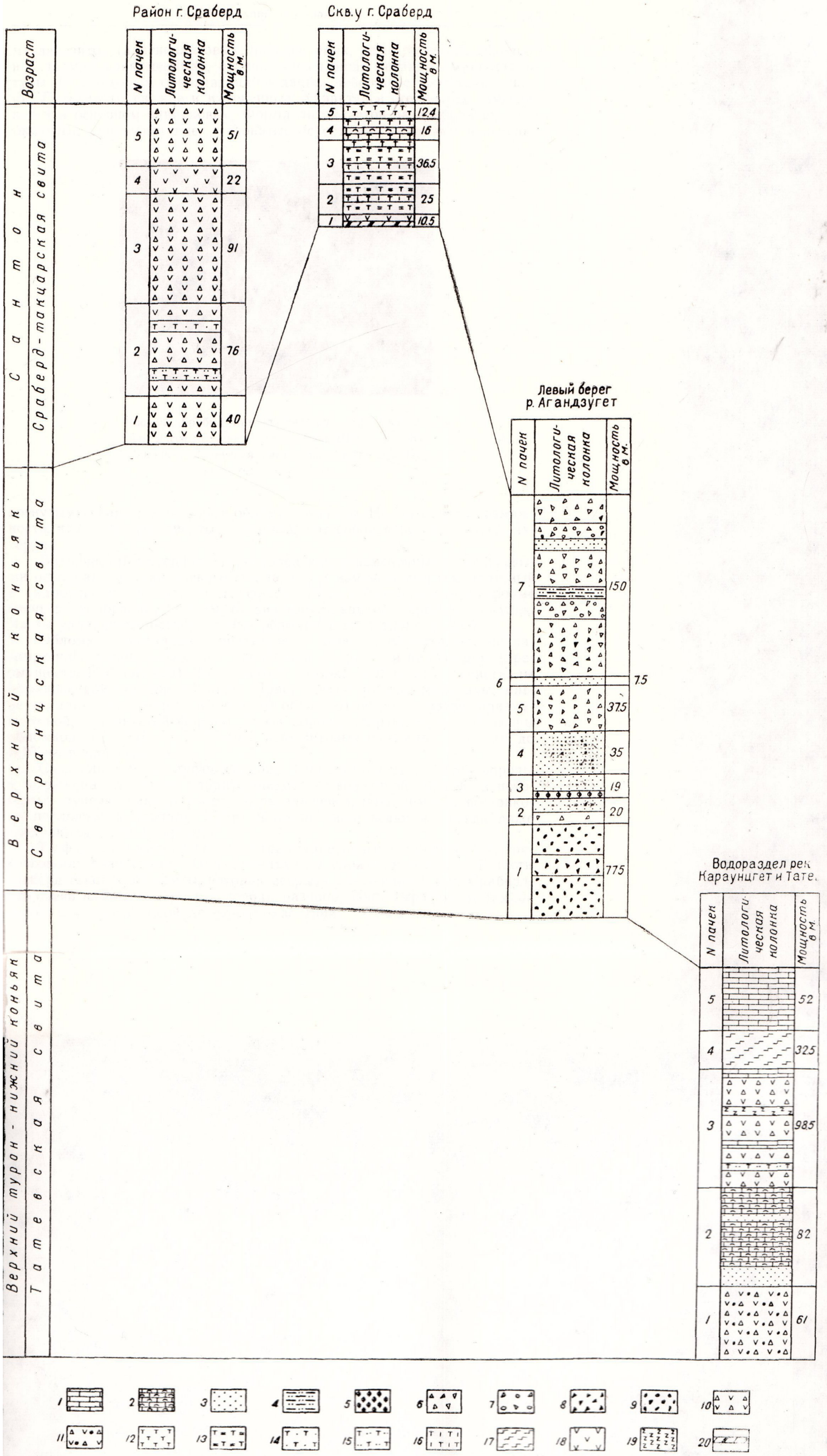


Рис. 91. Опорные разрезы вулканогенно-обломочной формации (верхний турон—сантон).

1. Известняки микрозернистые. 2. Известняки органогенно-детритовые. 3. Песчаники. 4. Алевролиты плагиоклазовые. 5. Конгломераты полимиктовые. 6. Брекчии. 7. Конгломерато-брекчии. 8. Вулкано-терригенные брекчии. 9. Вулкано-терригенные конгломераты. 10. Вулканические брекчии. 11. Вулканические конгломерато-брекчии. 12. Туфы алевритовые среднего состава. 13. Туфы пелитовые среднего состава. 14. Туффиты псаммитовые. 15. Туффиты алевритовые. 16. Туффиты известковые. 17. Базальты. 18. Андезито-базальты и андезиты. 19. Диабазы. 20. Марганцевая руда.

ми андезитов (плагиоклазовых, пироксеновых, реже роговообманковых, иногда миндалекаменных), отличающихся лишь деталями микроструктуры. В некоторых образцах наблюдается небольшое количество шлака. Литокласты свежие и измененные. Характер и степень их измененности в основном одинаковые. Форма литокластов разнообразная. Они округлые или вытянутые, угловатые—с острыми гранями и нередко

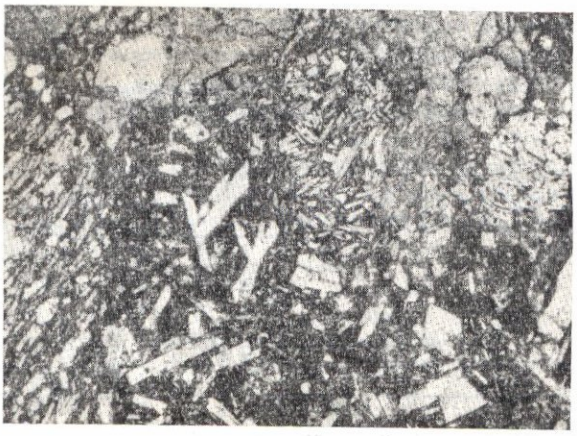


Рис. 92. Грубый литокластический туф. Связующая масса вулканической брекчии. Шлиф. Ув 25х. Николь 1. Татевская свита, водораздел рек Караунцгет и Агандзугет.

вогнутыми краями. Некоторые обломки окатаны. Не исключена возможность, что такие фрагменты представляют собой переотложенный материал.

Витрический материал представлен как неизмененными бесцветными осколками вулканического стекла, так и измененными в хлоритовый и гидрослюдистый агрегаты фрагментами. Витрокласты по форме очень разнообразны. Они имеют вид треугольников, черенков, рогулек. Часты удлиненные остроугольные обломки с вогнутыми краями.

Обломки кристаллов представлены главным образом плагиоклазом, альбитизированным по трещинкам и краям, и пироксеном (преимущественно авгитом). Встречаются также единичные кристаллы обыкновенной роговой обманки. Присутствуют рудные минералы: магнетит, ильменит и пирит. Кристаллы обладают остроугловатой, призматической, оскольчатой формой. Туфы хорошо сортированы. Размеры обломков от 0,10 до 1—2 *мм* в псаммитовых разностях и от 0,01 до 0,10 *мм* в алевритовых.

Связующая масса туфов скудная. Она составляет 12—15% породы и выражена хлоритом, хлорито-эпидотово-цеолитовой массой, в некоторых случаях глинистой массой, развившейся, по-видимому, по тонкому пепловому материалу. Часто обломки соприкасаются, иногда даже внедряются друг в друга.

Туфы аповитрические гранулометрически представлены пелитовыми разностями. Они участвуют в сложении только той части сраберд-такцарской свиты, которая вскрыта скважиной у гор. Сраберд. Это очень плотные и крепкие породы разнообразной окраски: от темно-серой, зеленовато-серой до серовато-зеленой,

Таблица 72

Минеральный состав туфов в %

Номера образцов	Породы	Легкая фракция					Тяжелая фракция						Обломочные										Выход тяжелой фракции в %
		Аутигенные	Обломочные				Аутигенные																
		Халцедон	Плагиоклазы	Вулканическ. стекло	Обломки пород	Разложенные зерна	Пирит	Гематит	Лимонит	Хлорит	Эпидот	Цоизит	Магнетит	Ильменит	Авгит	Титан-авгит	Диопсид	Гиперстен	Энстатит	Роговая обманка обыкновенная	Базальтическая роговая обманка	Циркон	
4	Туфы витро-лито-кристаллокластические, алевритовые	—	8,0	—	17,0	75,0	—	7,7	2,6	—	3,9	—	29,0	—	45,1	—	1,3	2,5	—	3,2	2,0	—	0,5
6		—	2,0	—	5,0	93,0	—	6,4	5,7	—	3,6	—	25,0	0,7	40,0	—	5,0	5,2	—	8,6	—	0,7	0,1
58		5,6	13,7	2,5	53,2	25,0	—	12,5	5,6	—	—	—	31,9	2,5	35,6	—	—	4,3	—	6,3	1,8	1,3	0,5
3	Туфы лито-кристаллокластические, псаммитовые и алевритовые	—	23,4	—	11,2	65,4	—	2,9	1,6	—	11,0	2,9	32,6	2,5	30,6	2,0	2,0	3,2	1,2	2,5	—	5,0	1,5
39		—	25,0	—	15,0	60,0	2,2	48,6	5,1	—	—	—	32,8	2,8	3,6	—	—	—	—	—	—	4,3	0,5
87	Туфы кристалло-витро-литокластические, псаммитовые и алевритовые	—	10,0	—	70,0	20,0	3,0	5,8	3,6	4,4	1,5	—	43,8	36,5	0,7	—	—	—	—	—	—	0,7	0,9
92		—	10,0	+	50,0	30,0	4,1	31,0	10,0	—	—	—	36,1	—	7,2	—	—	—	—	2,1	—	7,2	0,2

Примечание. Все образцы отобраны из скважины у гор. Сраберд.

Пелитовые туфы представляют собою породу микро- и криптокристаллической структуры. Реликтовая пепловая структура распознается лишь в некоторых образцах при большом увеличении. По всей вероятности, первоначально эти породы состояли в основном из тонкого пепла. При постседиментационном изменении произошло минеральное преобразование пород. Несколько отличный первичный состав тефры при прочих одинаковых условиях (глубина захоронения, фациальные условия) обусловил различный характер изменения. В зависимости от развития тех или иных новообразованных минералов среди этих туфов выделяются следующие разновидности: полевошпатово-пренитово-хлоритово-эпидотовая, кварцево-хлоритово-полевошпатовая и глинизированная.

Туфы первой разновидности состоят из сгустков эпидота и пренита, которые тесно срослись с хлоритом. Здесь же рассеяны осколки полевого шпата (битовнит, анортит). Химический состав этих пород приведен в табл. 73.

Таблица 73

Химический состав туфов

№ п/п	Компоненты в %															Сумма
	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	CaO	MgO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	S	П.п.п.	H_2O		
1	55,58	1,08	16,62	5,09	4,08	0,06	3,50	3,32	3,80	1,80	0,16	0,16	3,45	0,65		99,35
2	60,61	0,69	16,69	2,36	3,94	0,15	3,91	2,48	2,70	2,80	0,13	0,10	3,48	0,30		100,34

1. Туф аповитрический пелитовый, первая разновидность. Обр. № 2/3. Скважина у гор. Сраберд.

2. Туф аповитрический пелитовый, вторая разновидность. Обр. 42/3. Скважина у гор. Сраберд.

Породы второй разновидности слагаются криптокристаллической кварцево-полевошпатовой массой с примесью хлорита. В небольших количествах присутствуют обломки кварца и полевых шпатов. Размер этих обломков в основном 0,05—0,1 *мм*, изредка 0,1—0,25 *мм*. Для этой разновидности туфов очень характерны рассеянные, а иногда и обильные агрегаты кальцита. Нередки выделения бурых окислов железа.

Глинизированные туфы (туфогенные аргиллиты) состоят из раскристаллизованного микро- и мелкозернистого витрического материала с реликтовой пепловой структурой. Стекло замещено тонкочешуйчатыми глинистыми минералами, по-видимому, монтмориллонитового состава, меньше—мелкозернистыми агрегатами хлорита или альбита и хлорита. В шлифах отмечается неравномерное «пламевидное» погасание отдельных участков. Иногда в глинистом базисе встречаются сгустки кальцита. Непостоянно и в небольших количествах присутствуют рассеянные гипидиоморфные кристаллы средних плагиоклазов.

Во всех разновидностях пелитовых туфов имеется, очевидно, и некоторое количество осадочной примеси, которая не отличается от основной массы. Несомненной осадочной составляющей являются редкие остатки фораминифер плохой сохранности.

Туффиты. Туффиты характерны для отложений сраберд-такцарской свиты. Наиболее насыщен этими породами разрез скважины у горы Сра-

берд. Относятся они к категории ортотуффитов (содержание пирокластического материала более, а осадочного—менее 50%).

Туффиты темно-серые, серые, зеленовато-серые, крепкие, с шершавым изломом. По размеру обломочного материала выделены псаммитовые, алевритовые и пелитовые туффиты.

В псаммитовых и алевритовых туффитах пирокластический материал имеет андезитовый состав и слагается литокластами с подчиненным количеством фрагментов стекла и кристаллов. Литокласты представлены обломками пород андезитового, андезито-базальтового состава, но иногда встречаются обломки андезито-дацитов. Структура их андезитовая, пилотакситовая апогиалопилитовая. Форма обломков неправильная, сглаженно-угловатая. Отмечаются признаки окатанности. Фрагменты стекла обладают характерной причудливой формой. Вместе с обломками пород они составляют 50—70%. Кристаллы плагиоклазов, составляющие 5—15%, имеют форму призм или неправильных осколков. Иногда в туффитах встречаются листочки мусковита и хлорита, представляющие собой, по всей вероятности, терригенную примесь. Собственно осадочным материалом является цемент. Обломки цементируются хлоритово-глинистым веществом, а иногда кальцитом.

На некоторых участках, где обломки соприкасаются, развиты структуры конформного типа.

Пелитовые туффиты представлены известковой разновидностью. Главным породообразующим компонентом известковых туффитов является тонкий пепел, замещенный тончайшим полиминеральным агрегатом, в котором много глинистого вещества (монтмориллонит—гидрослюда), а также вероятна примесь кремнезема. Размеры пепловых частиц колеблются от 0,008 до 0,003 *мм*. Форма их вследствие малых размеров и сильной измененности не распознается. Однако в некоторых образцах при больших увеличениях в основной массе различаются отдельные пепловые частицы с характерной для них клиновидной, рогульчатой, треугольной формой.

Осадочный материал представлен неравномерно распределенным микрозернистым кальцитом. Иногда существенную часть его составляет органогенный детрит. Многочисленны следы растворения и переотложения, что сопровождается появлением кальцитовых сгустков, гнезд и псевдоморфоз по остаткам радиолярий.

В основной массе породы в переменном количестве присутствуют кристаллы плагиоклазов. Плагиоклазы часто замещаются кальцитом, а иногда хлоритом, серицитом.

Минеральный состав известковых туффитов, изученный иммерсионным анализом, приведен в табл. 74.

Вулкано-терригенные породы. В данную группу объединены образования, возникшие в результате эрозии вулканических построек, возвышавшихся над уровнем моря. Этот материал в поверхностных условиях подвергся переработке. В небольшом количестве к нему примешан собственно осадочный материал.

Вулкано-терригенные породы представлены брекчиями и конгломератами; они развиты только среди отложений сваранцской свиты и имеют своеобразный облик несортированных разнообломочных пород, окрашенных в различные оттенки серого цвета.

Вулкано-терригенные брекчии сложены угловатыми обломками главным образом эффузивных пород андезитового, андезито-базальтового, иногда андезито-дацитового состава. Подчиненную роль играют фрагменты туфов и известняков. Размер обломков от

Таблица 74

Минеральный состав известковых туффитов в %

Номера образцов	Легкая фракция					Тяжелая фракция														Выход тяжелой фракции в %
	Аутигенные	Обломочные				Аутигенные						Обломочные								
	Хлорит	Плагиоклазы	Вулканич. стекло	Обломки пород	Разложенные зерна	Гематит	Лимонит	Хлорит	Барит + целестин	Эпидот	Цоизит	Магнетит	Ильменит	Авгит	Титан-авгит	Диопсид	Гиперстен	Роговая обманка обыкновенная	Циркон	
14	—	0,5	—	1,0	98,5	12,1	7,2	—	—	6,0	—	4,8	8,5	41,0	3,6	6,0	4,8	2,4	3,6	0,03
17	—	1,0	—	0,5	98,5	7,9	7,0	—	—	7,0	2,6	8,3	15,4	38,6	—	—	3,5	7,9	1,8	0,05
30	0,5	0,5	1,0	0,5	97,5	16,1	13,0	3,2	—	4,8	—	8,1	27,4	21,0	—	3,2	—	—	3,2	0,01
50	—	0,5	—	6,5	93,0	45,7	30,0	—	5,4	—	—	8,1	8,1	—	—	—	—	—	—	0,02
113	—	—	—	1,0	99,0	4,5	2,0	—	1,0	—	—	20,0	65,0	7,0	—	—	—	—	7,0	0,20
115	—	0,5	—	—	99,5	44,6	16,0	—	21,4	—	—	5,4	9,0	—	—	—	—	—	—	0,05
120	—	0,5	—	0,5	99,0	13,6	9,1	2,3	51,1	—	—	4,5	11,4	5,7	—	—	—	—	5,7	0,05
142	59,0	—	0,5	0,5	40,0	40,0	54,3	—	—	—	—	5,5	—	—	—	—	—	0,2	—	0,20

Примечание. Все образцы отобраны из скважины у гор. Сраберд.

8—10 до 35—45 *см*. Изредка наблюдаются фрагменты величиной до 0,7—0,8 *м*.

Связующая масса составляет 25—30% породы и представлена кальцитом или известковистым песчаником.

Вулкано-терригенные конгломераты по сравнению с брекчиями более полимиктовы. Они состоят из округлых и плохо окатанных обломков андезитов, андезито-базальтов, иногда андезито-дацитов и их туфов. В них встречаются также обломки туффитов, известняков и в небольшом количестве органогенный детрит. Размер обломков от 2—3 до 15—20 *см*. Цемент обильный, образован глинистым веществом, либо кальцитом.

Вулкано-терригенные породы состоят из обломков, похожих по составу слагающих пород на вулканические образования района и отличаются от терригенных пород. Для последних характерен весьма разнородный состав фрагментов. Но по сравнению с вулканическими брекчиями вулкано-терригенные породы отличаются более разнородным составом обломков, сильной разрушенностью в них вулканического стекла, значительно большим количеством обломков туфов и собственно осадочного материала. Разнятся они и по форме обломков. В вулкано-терригенных породах обломки либо плоские, либо сферические.

Осадочные породы

Собственно осадочные отложения вулканогенно-обломочной формации представлены терригенными и карбонатными породами.

Терригенные породы. Терригенные породы характерны для сваранцской свиты и имеют небольшое развитие среди отложений татевской свиты.

Брекчии и конгломераты желтовато-серые, плохо сортированные породы с преобладающим размером обломков в 3—10 *см*, вместе с которыми присутствуют мелкие гальки и небольшие валуны. Состав обломков различный, но особенно много среди них обломков андезитов, туфов, туффитов, известняков, песчаников и гидротермально измененных пород.

Гальки по форме разнообразные, в основном неправильные, угловатые: в брекчиях—не окатанные и слабо- и среднеокатанные в конгломератах. Цемент базальный, песчаный и кальцитовый, иногда глинистый.

Песчаники желтовато-зеленые, зеленые, чаще некрепкие, в зависимости от преобладания той или иной фракции крупно-, средне- или мелкозернистые, плохо отсортированные. Слагаются они плагиоклазами и обломками пород с примесью кварца, биотита и вулканического стекла. Одной из специфических черт песчаников является отсутствие в них пироксенов и амфиболов. Форма зерен обычно неправильная, но чаще они окатаны. Размер обломочного материала в наиболее распространенных песчаниках колеблется в интервале 0,2—0,4 *мм*. Размеры литокластов, как правило, превышают средние размеры зерен и доходят до 0,8—1 *мм*. Цемент (10—25%) контактово-поровый, глинистый, глинисто-железистый, иногда кальцитовый. Химический состав песчаников приведен в табл. 76.

Алевролиты желтовато-зеленые, внешне похожие на песчаники породы, состоящие из зерен размером 0,05—0,1 *мм*, хотя встречаются разности, образованные мелким алевритом (0,01—0,05 *мм*). Отсортиро-

ваны они плохо: содержат весьма значительную примесь глинистого материала и небольшую—песчаного.

Состав обломочного материала, как и в песчаниках, разнообразный, но обломков пород здесь много меньше, а плагиоклазы преобладают. Кроме того, в некоторых образцах отмечается много кальцитовых зерен. Форма обломков угловато-окатанная. Цемент гидрослюдисто-хлоритовый. Иногда в нем рассеяно большое количество мелких зерен кальцита. Количество кальцита в одних образцах очень высокое, а в других его содержание незначительное. Изредка в породе наблюдается раковинный шлам и мелкие раковины фораминифер.

Таблица 76

Химический состав песчаников сваранцской свиты

№ п/п	Компоненты в %														Сумма
	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	CaO	MgO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	S	П.п.п.	H_2O	
1	47,91	0,69	13,10	1,91	1,60	0,10	14,95	2,13	3,40	1,00	0,09	—	12,96	0,70	100,54
2	48,04	0,69	13,33	2,56	1,02	0,06	15,38	1,98	2,00	1,00	0,09	—	13,40	1,00	100,55
3	35,07	0,43	8,14	3,48	0,58	0,10	25,63	1,39	0,55	1,20	сл.	—	23,16	0,26	99,99

1. Обр. № 205/9, левый берег р. Агандзугет. 2. Обр. № 200/9, водораздел рек Агандзугет и Караунцгет. 3. Обр. № 202/4, водораздел рек Караунцгет и Татев.

Карбонатные породы. Карбонатные породы сосредоточены главным образом в татевской свите, среди отложений сраберд-такцарской свиты они образуют лишь единичные прослои. Представлены микрозернистыми, шламово-микрозернистыми и органогенно-детритовыми известняками.

Таблица 77

Химический состав известняков татевской свиты

№ п/п	Компоненты в %														Сумма
	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	CaO	MgO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	S	П.п.п.	H_2O	
1	0,85	—	0,23	0,17	—	0,01	53,61	0,06	0,18	0,33	—	—	43,78	—	99,22
2	16,05	сл.	2,82	0,98	0,87	0,06	44,58	1,24	0,42	0,42	0,13	0,21	31,72	—	99,50
3	2,44	0,33	9,47	2,29	1,45	0,02	59,50	2,08	1,20	1,10	0,06	0,81	18,12	0,46	99,33

1. Известняк органогенно-детритовый, обр. № 200/7, водораздел рек Агандзугет и Караунцгет. 2. Известняк шламово-микрозернистый, обр. № 202/11, водораздел рек Караунцгет и Татев. 3. Известняк микрозернистый, обр. № 205/11, водораздел рек Караунцгет и Татев.

Известняки микрозернистые крепкие, плитчатые, с раковистым изломом, серые и желтовато-серые. Основная масса породы слагается микрозернистым кальцитом (0,005—0,01 *мм*), среди которого встречаются более крупные кристаллики. Примечательной особенностью этих пород является устойчиво высокое содержание карбоната кальция. В некоторых образцах присутствует перерожденный стекловатый пепел. Органические остатки обычно отсутствуют или представлены незначительным количеством тонкоперетертого раковинного шлама. Иногда встречаются остатки радиолярий и спикул губок, а также раковинки мелких фораминифер.

Известняки шламово-микрозернистые серые, темно-серые, с шероховатым изломом. Состоят они из микрозернистого (0,005—0,01 *мм*) кальцита с небольшим количеством глины и алеврита. Органический детрит представлен неопределимым шламом, лишь иногда различаются раковинки фораминифер.

Известняки органогенно-детритовые светло- или темно-серые, крепкие, более, чем на 50% состоят из раковинного детрита. В зависимости от размеров обломков выделяются крупнодетритовые (0,5—2,5 *мм*) и мелкодетритовые (0,1—0,5 *мм*) известняки. Сортировка материала слабая. Нередко наряду с крупными фрагментами встречаются мелкие. Состав органических остатков разнообразный и в этом отношении известняки являются полидетритовыми. Представлен детрит раковинами различных фораминифер, иглокожих и кораллов. Нередко встречаются водоросли, в некоторых образцах—крупные фрагменты мшанок. Следует отметить, что с уменьшением размеров обломков состав их становится однообразнее. В таких породах органические остатки представлены преимущественно мелкими фораминиферами и неопределимым детритом. Иногда в органогенно-детритовых известняках наблюдается интенсивная перекристаллизация с превращением органогенных остатков в крупнокристаллический кальцит. Главная масса обломков окатана. Цемент поровый, иногда базальный, но скудный, в крупнодетритовых представлен среднезернистым, а в мелкодетритовых—микрозернистым кальцитом. О химическом составе известняков дает представление табл. 77.

Вторичные изменения пород

Девитрификация. Процессы, связанные с девитрификацией, наиболее интенсивно проявлены в туфах и слабее во всех других породах, содержащих вулканическое стекло в качестве примеси.

Девитрификация включает в себя различные процессы, а именно: альбитизацию, хлоритизацию, окремнение, глинизацию.

Альбитизация выражается в проявлении повышенного количества аутигенного альбита, представленного псевдоморфозами по вулканическому стеклу, микрокристаллическими агрегатами с примесью кварца, хлорита, полевых шпатов и иногда поровым цементом в вулканотерригенных породах.

Хлоритизация вулканического стекла развивается преимущественно вместе с альбитизацией. Она приводит к появлению мелкочешуйчатых и микрозернистых масс хлорита. Нередко хлорит выполняет поровые промежутки или образует тонкие оболочки, облекающие обломочные зерна. В ряде случаев хлоритизация бывает столь интенсивной, что захватывает одновременно и плагиоклазы.

Окремнение обычно сопровождает хлоритизацию и альбитизацию. Этот процесс характеризуется появлением агрегатов микрозернистого кварца (или халцедона), рассеянного среди хлорит-альбитовой массы.

Глинизация выражается в появлении тонкочешуйчатой и микрозернистой глинистой массы монтмориллонитового (?) состава. Поскольку глинизацией охвачены преимущественно тонкие разности пород, то есть основания считать, что в формировании глинистых минералов исключительно важную роль играет тонкая стекловатая пирокластика, сорбировавшая на поверхности частиц катионы разных элементов из газовой эруптивной тучи, как это предполагает для молодых вулканических толщ Северной Камчатки И. И. Гущенко (1963).

В некоторых случаях глинистые минералы развиваются в интерстициях между фрагментами крупнообломочных туфов и вулканотерригенных пород.

Первопричиной процессов девитрификации является неустойчивость ювенильного материала в поверхностных условиях и стремление его к физико-химической равновесности.

Альбитизация. Наряду с вышеприведенной альбитизацией вулканического стекла некоторое распространение имеет и альбитизация (деанортитизация) плагиоклазов. В отдельных случаях отмечается полная альбитизация зерен плагиоклазов. Но чаще альбит замещает не все зерно, а развивается только по краям и трещинам.

По мнению А. В. Копелиовича (1965), ведущим фактором альбитизации этого типа является давление, активизирующее обменные реакции в кристаллических решетках минералов.

Кальцитизация. Почти во всех типах вулканогенно-осадочных (обломочных) пород кальцит заполняет секущие трещины, которые представляют собой пути циркуляции гидрокарбонатных растворов. Другой формой кальцитизации является выполнение пор и пустот, а также замещение минералов, причем можно наблюдать все переходы от начальной стадии до полного замещения, когда от первоначального зерна остаются лишь причудливые реликты.

Своеобразно протекает кальцитизация в пелитовых туффитах. Наложенные эпигенетические изменения в них почти полностью затушевали диагенетические процессы, к числу которых относятся пятнистые выделения кальцита. Вполне вероятно, что в подобных случаях происходит диагенетическое перераспределение седиментационного карбоната кальция.

Разнообразие форм проявления кальцитизации свидетельствует о двояком источнике карбоната кальция в породах: во-первых, он привносился растворами, во-вторых, формировался за счет перекристаллизации седиментационного известкового материала.

Структурные преобразования пород. Структурные изменения в стадию эпигенеза затронули главным образом туфы и туффиты пелитовых размерностей и вулкано-терригенные породы. Эти преобразования заключаются в развитии структур криптокристаллических, микрозернистых, а также структур с максимально сближенным расположением зерен. По мнению А. В. Копелиовича (1958, 1960, 1965), подобные преобразования обусловлены давлением, вызванным нагрузкой вышележащих толщ.

ЦЕНТРАЛЬНАЯ СКЛАДЧАТАЯ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННАЯ ЗОНА

ПОДЗОНА ВЕДИ-АРГИЧИНСКОГО И УРЦСКО-АЙОЦДЗОРСКОГО АНТИКЛИНОРИЕВ

ИЗВЕСТНЯКОВО-ТЕРРИГЕННАЯ ФОРМАЦИЯ (СЕНОМАН—ТУРОН)

В западном секторе зоны (междуречье Ахурян и Касах) породы формации на поверхности не выступают, а скважинами они не вскрыты.

Таблица 78

Характеристика разрезов известняково-терригенной формации (сеноман—турон) южной части Центральной складчатой структурно-формационной зоны Армянской ССР (Веди-Аргичинский и Урцско-Айоцдзорский антиклинории)

Местоположение разреза	Главные (формациеобразующие) породы	Мощности	Наличие перерывов	Признаки ритмичности многослоев	Обстановка формирования отложений
Ераносская антиклиналь	Конгломерато-брекчии (30%), песчаники и алевролиты (20%), известняки органогенно-детритовые песчанистые (25%) и мелкозернистые (25%).	45—100	+	—	Прибрежье у внутреннего островного поднятия
Шуганбская антиклиналь	Известняки средне-крупнообломочные, глыбовые (82%) и органогенно-детритовые (8%). Конгломераты среднегалечные (10%).	125	+	—	Прибрежье у внутреннего островного поднятия
Ахсуинская и Барцракарская антиклинали	Известняки органогенно-детритовые (85—90%), известняки биоморфные (0—5%), конгломераты (5%), песчаники (0—5%).	350	—	—	Прибрежное мелководье у южного борта прогиба
Кешишдагская (Барцракарская) антиклиналь, бассейн р. Веди	Известняки органогенно-детритовые (77%) и мелкозернистые (20%), алевролиты (1%) и известняковая брекчия (2%).	310	+	—	Мелководье южной части прогиба
Аргичинская антиклиналь	Песчаники (74%), конгломераты (8%), известняки органогенно-детритовые (10%) и мергели (8%).	123	+	—	Прибрежье у северного борта прогиба
Айоцдзорский антиклинорий, у с. Хачик	Известняки микрозернистые и фораминиферовые (55%), алевролиты (27%), глины (17%).	60	+	—	Прибрежное мелководье у южного борта прогиба
Айоцдзорский антиклинорий, сс. Хндзорут, Гюлистан	Песчаники (32%), алевролиты (26%), конгломераты (10%), известняки органогенно-детритовые (21%) и микрозернистые (3%), мергели (5%), глины (3%).	490	—	—	Мелководье центральной части прогиба

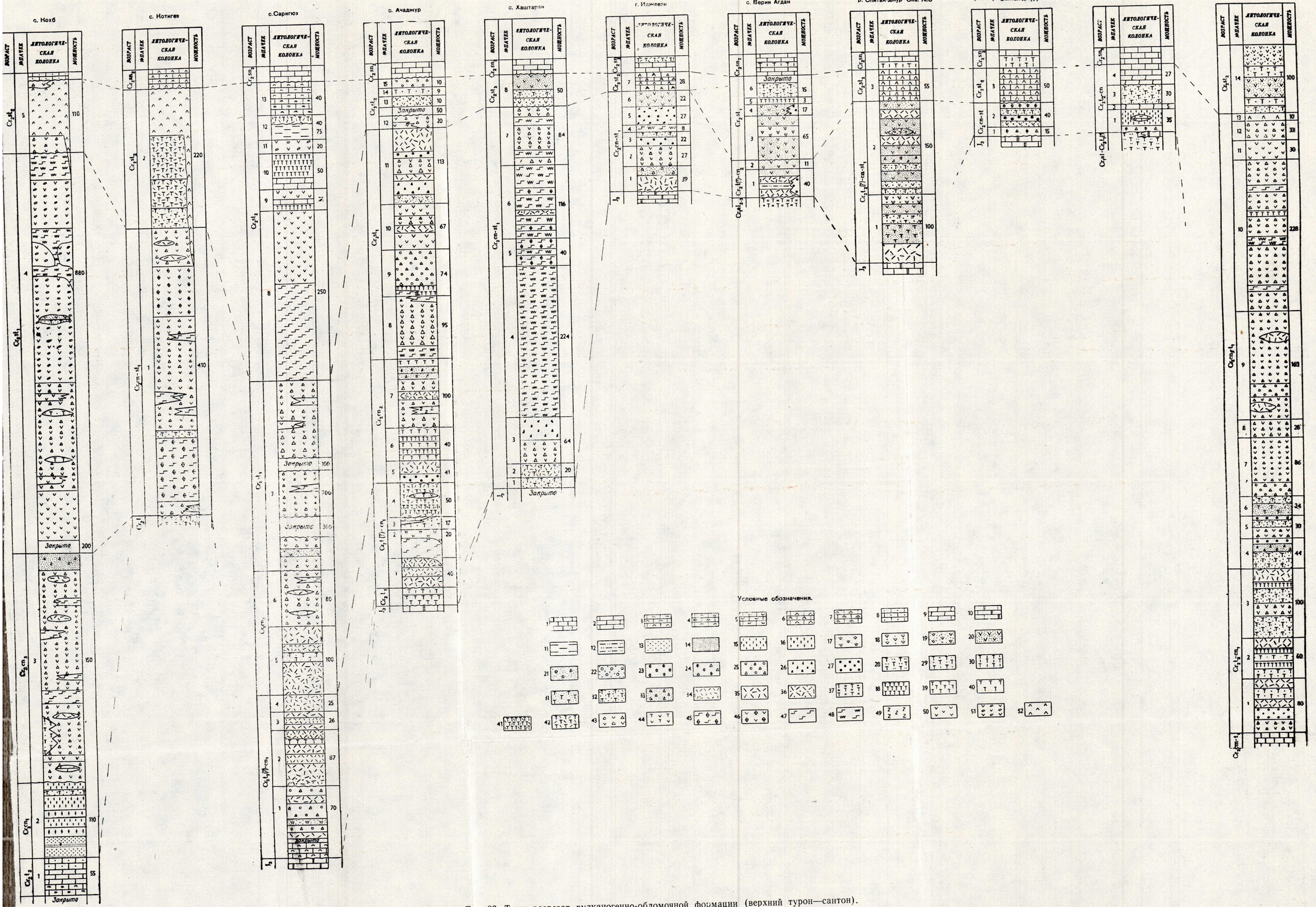


Рис. 82. Типы разрезов вулканогенно-обломочной формации (верхний турон—сантон).

1. Известняки. 2. Известняки микрозернистые. 3. Известняки органогенно-детритовые. 4. Известняки органогенно-детритовые песчанистые. 5. Известняки биоморфные. 6. Известняки биогермные. 7. Известняки биогермные песчанистые. 8. Известняки песчано-алевритистые. 9. Известняки кристаллические (перекристаллизованные). 10. Известняки доломитистые и доломиты известковистые. 11. Глины монтмориллонитовые. 12. Алевролиты. 13. Песчаники грубо-крупнозернистые кварцево-полевошпатовые. 14. Песчаники средне- мелкозернистые кварцево-полевошпатовые. 15. Граувакки средне-мелкозернистые. 16. Граувакки грубо-крупнозернистые. 17. Песчаники вулкано-терригенные грубо-крупнозернистые с примесью гравийного материала. 18. Песчаники вулкано-терригенные разнозернистые, преимущественно крупнозернистые. 19. Песчаники вулкано-терригенные мелко-среднезернистые. 20. Песчаники вулкано-терригенные мелкозернистые с алевритовой примесью. 21. Песчано-гравийные неотсортированные вулкано-терригенные отложения. 22. Гравийные вулкано-терригенные отложения. 23. Конгломераты полимиктовые. 24. Валунные и конгломерато-брекчиевые полимиктовые накопления. 25. Конгломерато-брекчии вулкано-терригенные. 26. Вулканические брекчии (преимущественно эпикластические). 27. Конгломераты вулканотерригенные. 28. Туффиты алевролитовые. 29. Туффиты псаммитовые. 30. Туффиты известковые. 31. Туфоалевролиты. 32. Туфопесчаники. 33. Туфобрекчии и туфоконгломериты. 34. Тефроиды алевритовые. 35. Тефроиды псаммитовые. 36. Тефроиды гравийно-псаммитовые. Туфы базальтового и андезито-базальтового состава (37—40). 37. Туфы пелитовые. 38. Туфы алевролитовые. 39. Туфы псаммитовые. 40. Туфы гравийно-псаммитовые. . Туфы андезито-дацитового, дацитового и липаритового состава (41, 42). 41. Туфы алевритовые. 42. Туфы псаммитовые. 43. Грубообломочные вулканические брекчии. 44. Спекшиеся туфы. 45. Лавобрекчии базальтов и андезито-базальтов. 46. Лавобрекчии андезитов. 47. Базальтовые порфириты. 48. Долериты. 49. Диабазы. 50. Андезито-базальты, андезиты. 51. Миндалекаменные порфириты. 52. Липариты.

В центральном секторе зоны (бассейн р. Веди) породы формации имеют преимущественно известняковый состав (известняковая субформация), мощностью до 300 *м* (табл. 78, рис. 93). Наибольшую мощность (до 500 *м*) породы формации имеют в восточном секторе (бассейн р. Арпа).

Терригенные породы

Песчаники. Кварцевые граувакки. Развиты в нижней и средней частях разреза сеномана—турона бассейна р. Джагрычай (Айоцдзор), где переслаиваются с конгломератами и содержат прослои алевритистых глин. Окраска бурая, кирпично-красная, реже буровато-серая, крепость средняя. Слоистость нечеткая, горизонтальная и нередко косая, типа пляжевой и прибрежной (рис. 94, 95). Порода состоит из кварца (50—70%). Различаются свежие, полуокруглые и угловатые зерна с редкими включениями апатита и полупрозрачного вещества и зерна менее свежие, часто аномально двуосные с волнистым погасанием, нередко в сростках, с сутурными линиями по контакту, а также с реликтами каемок обрастания. Показательны многочисленные мельчайшие полупрозрачные включения, расположенные параллельно бласто-

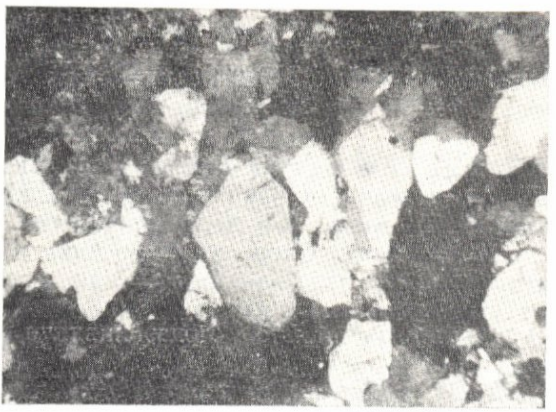


Рис. 94. Кварцевая грауваккa крупнозернистая. Цемент кальцитовый поровый средне-крупнокристаллический с пятнами гидроокислов железа. Нижний турон (известняково-терригенная формация), с. Хндзорут. Ув. 50х. Николи +.

вой структуре. Характерна также трещиноватость зерен с расползанием фрагментов в карбонатном пятнисто-контактовом цементе. В виде «примесей» отмечается средний плагиоклаз со следами альбитизации. Обычны полуокатанные и окатанные обломки пород: андезито-дацитовых туфов, кварцитов, кристаллических известняков, реже андезитов, значительно реже встречены обломки гранитоидов. Характерными минералами тяжелой фракции являются ильменит, магнетит, циркон, турмалин, реже встречаются гранат, рутил.

Цемент (10—20%) кальцитовый и глинисто-кальцитовый, нередко с примесью гидроокислов железа, перекристаллизованный, мелко- и среднезернистый, с реликтами микрофауны. Глинистая примесь—каоли-

нит-монтмориллонит-гидрослюдистая. Отсортированность песчаников низкая и реже средняя, структура—от мелкозернистой до грубозернистой.

Кварцевые граувакки образуют непрерывный ряд с кремнекластово-кварцевыми песчаниками, пропластки которых они содержат. Последние отличаются большим содержанием в породе обломков кварца.

Таблица 79

Минеральный состав тяжелой фракции кварцевых и кварцево-плагиоклазовых граувакк

№ обр.	Карбонатность породы в %	Выход тяжелой фракции в %	Гематит и лимонит	Магнетит	Ильменит	Лейкоксен	Хромит	Пикотит	Бистит	Роговая обманка обыкновенная	Пироксены мн.	Эпидот	Рутил	Анатаз	Сфен	Турмалин	Циркон	Гранат	Барит и целестин
605/10	1,92	2,7	46,0	12,0	37,5	—	—	—	—	—	—	—	0,3	—	—	0,9	3,0	0,3	—
605/11а	15,68	2,00	29,4	7,0	49,8	7,2	—	—	—	—	—	—	+	—	—	3,6	2,4	0,6	—
605/13	18,24	2,6	25,8	3,0	48,1	8,4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,6	10,5	3,0	0,6
605/14в	16,96	6,8	95,0	5,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	+	—	—
605/37а	30,72	0,1	38,1	1,2	17,1	16,0	0,6	0,3	+	0,3	2,4	2,1	0,3	—	+	—	21,0	0,6	+
605/40а	25,50	0,4	14,0	13,0	28,0	15,0	—	—	—	—	—	—	0,5	1,0	1,0	—	23,0	4,0	0,5

Примечание. Обр. № 605/10—605/14 в—кварцевые граувакки; обр. № 605/37 а—605/40 а—кварцево-плагиоклазовые граувакки.

Кварцево-полевошпатовые граувакки. Развиты в верхней части разреза сеномана—турона бассейна р. Джагрычай (Айоцдзор). Переслаиваются с микро- и мелкозернистыми известняками. Цвет серый, зеленовато-серый. Слоистость средняя и крупная, реже тонкая и плитчатая. Нередки в песчаниках обрывки углефицированной древесины. Структура песчаников преимущественно среднезернистая. Состав: средний плагиоклаз (30—70%), кварц (10—25%), обломки эффузивных пород, туфов, вулканических стекол, реже известняков.

Плагиоклаз обычно представлен полисинтетическими двойниками андезина, деанортитизированного и серицитизированного. Изредка отмечается прорастание плагиоклаза калиевым полевым шпатом. Форма зерен неокатанная, угловатая. Обломки эффузивных пород представлены андезитами, андезито-дацитами и их туфами. Форма преимущественно полуокруглая. Цемент (10—15%) кальцитовый мелкозернистый, реже глинисто-хлоритовый, поровый и контактовый. Отсортированность граувакк средняя. Из минералов тяжелой фракции распространен циркон (умеренно удлиненный, бесцветный и светло-желтый), встречаются также ильменит, магнетит, реже турмалин, гранат (табл. 79).

В основании разреза верхнего турона встречены плагиоклазовые граувакки. В этих породах плагиоклаз зонарного строения, свежий, угловатый, изредка кальцитизированный, ассоциирует с хлоритизированным вулканическим стеклом. Цемент кальцитовый (30—40%), базального типа.

Конгломераты. Развиты в нижней и средней частях разреза нижнего турона Айоцдзора и слагают маломощные линзы по контакту нижнего и верхнего турона в бассейне р. Веди.

В Айоцдзоре конгломераты развиты в бассейне р. Джагрычай, а также западнее, в окрестностях сс. Авуш, Хачик. Здесь они обычно

чередуются с песчаниками, содержат линзы глин и изредка известняков. Суммарная мощность конгломерато-песчаной толщи колеблется от первых десятков метров до 100 *м* и участками (южнее с. Гюлистан) до 200 *м*. Цвет конгломератов бурый, красновато-бурый. Обломки представлены преимущественно известняками, реже кварцитами, сходными со средне-верхнепалеозойскими, реже отмечаются обломки андезито-дацитов и их туфов, сходные с альбскими, и песчаники. Размер обломков колеблется от гравийного до валунов (20—50 *см*) при преобладании гальки диаметром 5—10 *см*. Форма их полуокатанная, реже угловатая и окатанная; отсортированность низкая. Цемент (25—35%) глинисто-песчаный, обычно пропитанный гидроокислами железа, участками с примесью карбонатного материала. Цементация средней крепости, реже крепкая. Слоистость в конгломератах нечеткая, в бассейне р. Джагрычай наблюдается также косая слоистость (рис. 95).

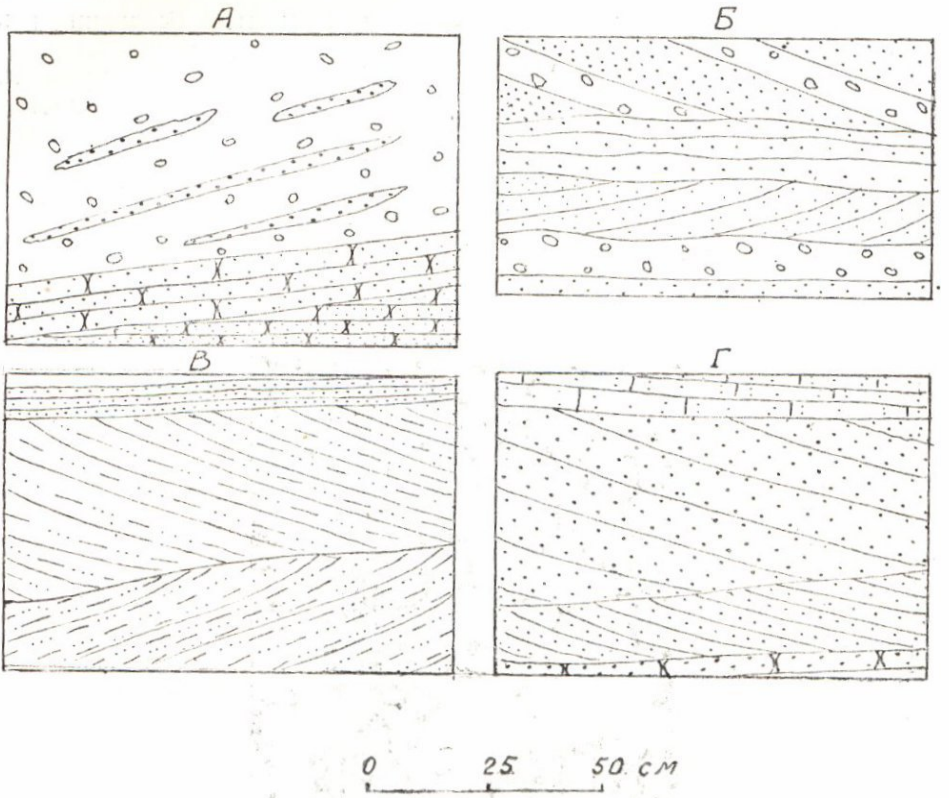


Рис. 95. Тип косой слоистости.

А и Б—конгломерато-песчаные отложения нижнего турона (известняково-терригенная формация), с. Хндзорут. А—граница серий прямая, углы наклона сходящиеся, прямолинейные, мощностью 3—5 *см*. Б—волнистая граница среднеслоистых серий со слабовогнутыми слойками, разнонаправленными, чередующимися с горизонтальными слоями. Углы наклона слабые, до 20°. В и Г—алевро-песчаные известковистые отложения верхнего турона у с. Хндзорут. В—слоистость серий крупная (30—60 *см*), границы серий слабоволнистые, близпараллельные. Слойки разнонаправлены в смежных сериях, слабо вогнутые, мощностью 3—8 *см*, падение 20—28°. Г—границы серий параллельны. Слоистость серий крупная (50—70 *см*). Косые слойки (3—15 *см*) однонаправлены, угол падения 30°.

Глины. Слагают линзы и прослои в конгломерато-песчаной толще сеномана—турона. Цвет от кирпично-бурого до темно-серого. Темно-серые глины чередуются с микрозернистыми известняками, содержат остатки обуглившейся древесины.

Структура микроагрегатная и беспорядочно ориентированная, реже микрослоистая. По данным рентгеноструктурного, электронографического анализов и результатам термографии, состав глин гидрослюдистый с примесью монтмориллонита, содержание последнего растет к кровле толщи. Во всех образцах определяется примесь хлорита. Отмечается наличие гидрогетита. Показательна постоянно высокая примесь алевритового материала, в основном кварцевого состава.

Известняки

Микрозернистые известняки. Развиты в основании и в кровле толщи разреза сеномана—турона бассейна р. Джагрычай. Чередуются с алевролитами и глинами. Цвет темно-серый, крепость средняя, порода иногда комковатая. Основная масса микрозернистая с заметной примесью алевро-пелитового материала (до 30%). В микрозернистом кальците рассеяны раковины фораминифер и обломки раковин моллюсков. Микрозернистые известняки преобладают в разрезе сеномана (?)—турона в 2,5 *км* южнее с. Хачик.

Водорослево-фораминиферовые известняки. Распространены в разрезе сеномана—турона южнее с. Хачик в 2,5 *км*. Слагают прослои среди серых содержащих глауконит алевролитов.



Рис. 96. Известняк биоморфный (фораминиферы—калькарины, нодозарии и др., мшанки, водоросли, лилии), цемент микрозернисто-шламовый, поровый. Известняково-терригенная формация (сеноман—турон), в 2,5 *км* южнее с. Хачик.

Известняки серые, тонкослоистые, комковатые, содержат стяжения пирита. Помимо крупных фораминифер (калькаринниды, подозарии) и водорослей, определяется примесь обрывков мшанок, обломков гастропод и пелеципод. Цементирующая масса кальцитовая, микрозернисто-шламовая, порового типа (15%). Терригенная примесь составляет не более 5%.

Гастроподово-пелеципподовые известняки. Развиты по левобережью р. Джагрычай, у с. Гюлистан. Массивные, образуют карнизы. Они серые, пятнисто-розоватые трещиноватые, пересечены прожилками кальцита. Структура аподетритово-биоморфная. Перекристаллизованная цементирующая масса средне- и мелкозернистая, вмещает угловатые обрывки раковин рудистов, гастропод. Терригенная примесь не превышает 1%. Органогенно-детритовые разности гастроподово-рудистовых известняков слагают толщу (до 300 *м*) турона бассейна р. Веди.

КРЕМНИСТО-ВУЛКАНОГЕННАЯ ФОРМАЦИЯ (ВЕРХНИЙ ТУРОН(?)—НИЖНИЙ КОНЬЯК)

На территории республики кремнисто-вулканогенная формация прослеживается по обнажениям и по данным бурения от бассейна р. Ахурян на восток до бассейна р. Джагры. Наиболее детально изучена она в пределах Веди-Аргичинского и восточной части Урцско-Айоцдзорского антиклинориев. Петрографический состав толщи и особенно ее строение весьма сложны. Участками интенсивная ее дислоцированность и кажущееся отсутствие каких-либо маркирующих горизонтов были поводом для отнесения ее к так называемому меланжу (Пейве, 1969, Ломизе, 1970). Можно, однако, утверждать, что в строении кремнисто-вулканогенной формации реально существуют элементы стратификации и в ее разрезе удается выделить до четырех свит:

1) глинисто-алевролитовую (с обильной ископаемой коралловой фауной—наиболее полный ее разрез мощностью до 50 *м* обнажается в 1,5 *км* западнее устья р. Кюсуз); 2) пирокласто-осадочную (чередование известняков, нередко с кремнистыми стяжениями, витрокластических туфов, участками радиоляритов, слагающих в разрезе осевой части палеотрога, по левобережью среднего течения р. Кюсуз, 16-метровый горизонт; в этой же свите обычно неравномерно размещены лакколиты и силлы габбро и значительно реже—тешенитов; участками в зоне нарушений содержатся редкие глыбы эпидот-хлоритовых сланцев); 3) горизонт разнообломочных витрокластических туфов андезито-базальтового состава и, по-видимому, одновозрастные жерловые образования, отчетливо прорывающие нижележащие породы свит 1 и 2. В плане жерла представляют овал диаметром от нескольких десятков до сотен метров. Впервые они были закартированы К. А. Мкртчяном (1970) и выделены под названием «хосровитовых трубок». Экзоконтактовые изменения выражены неравномерной цеолитизацией, карбонатизацией и хлоритизацией. Участками свита 3 выклинивается и свита 4 залегает на свите 2; 4) диабазы, спилиты, в кровле порфириты; реже встречаются туфы, грубообломочные туффиты с карбонатным цементом, линзы окремнелых известняков, реже маломощные (1—2 *м*) пачки радиоляритов. Свита 4 участками залегает на свитах 2 и 3 с отчетливо выраженным угловым и азимугальным несогласиями. Выше залегают вулкано-терригенные бурые конгломераты и брекчии с линзами песчаников.

Нужно подчеркнуть затушеванность признаков стратифицированности пород в строении отдельных свит и особенно в свитах 2 и 4 на участках интенсивных дислокаций: маркирующие горизонты яшм, известняков здесь смещены на разные уровни, перемяты и нередко развальцованы, тогда как каждая из выделенных свит в целом реально прослеживается в разрезе и по простиранию и может быть закартирована.

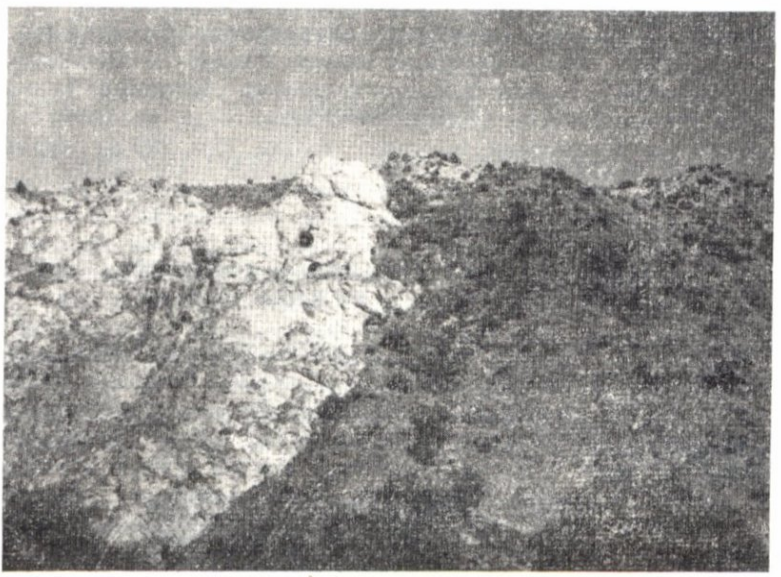


Рис. 97. Жерловые стекловатые породы (базальтоиды) и их контакт с вмещающей радиоляритово-спилитовой толщей. Кремнисто-вулканогенная формация, бассейн р. Кюсуз.

В Урцско-Айоцдзорском антиклинории кремнисто-вулканогенная формация вскрыта одной скважиной. Ее состав преимущественно пирокластический, мощность до 800 *м*.

Вариации мощностей каждой из свит и ассоциации пород позволяют выделить следующие типы разрезов.

Первый тип разреза (бассейн р. Хосров) характеризует зоны сокращенных мощностей формации (до 200 *м*). Свита 1 в разрезе обычно отсутствует. Свита 2 (пирокласто-осадочная) имеет в целом сокращенные и резко колеблющиеся мощности (от нескольких метров до 100 *м*), слагается песчанистыми перемятыми известняками, реже алевролитами и очень редко пирокластами; яшмы в разрезе не наблюдаются. Свита 3 из разреза выпадает, и свиту 2 вверх по разрезу сменяет свита 4, представленная в основании известковыми грубообломочными туффитами, за которым следуют диабазы, спилиты, порфириты, реже их туфы с редкими прослоями (1—3 *м*) окремнелых известняков и еще реже радиоляритов.

Во втором типе разреза (бассейн р. Кюсуз) представлены наиболее полно свиты 1—4, хотя в приподнятых блоках породы верхних двух свит участками эпигенетически размыты. Характерна интенсивная перемятость слоистых пород свиты 2, наличие в ней слоев пирокласти-

Минеральный состав туфов в %

Таблица 80

№ п/п	Номера образцов	Породы	Легкая фракция: Аутигенные: Кварц	Халцедон	Опал	Цеолиты	Хлорит	Глауконит	Обломочные: Плагиоклазы	Вулканич. стекло	Обломки пород	Разложенные зерна	Тяжелая фракция: Аутигенные: Пирит	Гематит	Лимонит	Хлорит	Барит + целестин	Эпидот	Цоизит	Обломочные: Магнетит	Ильменит	Пикотит	Хромит	Авгит	Титан-авгит	Диопсид	Гиперстен	Энстатит	Роговая обманка обыкнов.	Базальтич. роговая обманка	Актинолит	Тремолит	Биотит	Мусковит	Гранат	Циркон	Турмалин	Рутил	Сфен	Выход тяжелой фракции в %	Примечание
1	1029	Шлаковые туфы	3,4	2,0	—	—	40,2	—	3,0	—	5,8	45,6	6,0	7,4	0,9	71,0	0,3	10,8	2,4	—	—	0,6	—	—	—	—	—	—	0,3	—	—	—	0,3	—	—	—	—	—	2,60	Туфы базальтового состава
2	1059[а]		—	0,7	—	—	15,1	—	1,4	—	25,2	57,6	—	97,2	—	—	2,8	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2,50	
3	1116		—	—	—	—	49,6	—	0,4	—	5,9	44,1	—	72,0	—	1,6	14,8	0,5	—	9,0	—	1,1	—	0,5	—	—	—	—	—	—	—	0,5	—	—	—	—	—	—	3,60	
4	1010	Туфы лито-кристалло-витрокластические псаммитовые	—	—	1,5	19,0	0,6	+	19,0	24,5	0,3	35,1	6,8	0,5	0,5	0,2	—	0,7	0,2	15,9	—	0,5	5,5	64,8	1,2	—	0,7	0,5	0,9	0,2	0,7	—	—	—	—	0,2	—	—	—	0,80	Туфы андезито-базальтового и андезитового состава
5	1132		—	—	0,5	25,0	1,2	0,3	26,7	2,2	0,5	43,6	2,4	1,4	1,0	—	—	4,1	0,3	4,4	0,3	1,0	3,1	74,6	2,0	0,3	0,7	0,3	0,7	0,3	0,7	—	—	—	1,0	0,7	0,7	—	—	4,00	
6	1177		—	—	1,2	19,7	0,9	0,3	17,8	2,2	2,8	55,1	0,7	2,0	0,7	—	—	5,0	0,3	2,6	0,3	0,3	1,0	56,3	2,3	—	0,7	0,7	0,7	1,0	0,7	0,3	0,3	—	0,3	0,3	0,3	—	—	0,70	
7	1203		—	—	0,8	25,8	0,8	+	29,3	1,1	0,6	41,6	0,5	2,6	1,0	0,3	—	3,4	1,3	14,8	0,3	0,8	1,3	66,1	1,8	—	0,5	—	1,3	1,0	1,0	—	0,6	0,3	0,5	0,3	0,3	—	—	0,13	
8	1302		—	—	0,3	6,1	1,8	—	15,4	2,4	—	74,0	3,4	7,0	1,5	0,2	—	0,5	—	6,7	0,2	1,7	3,6	68,8	1,2	—	1,2	0,2	1,0	—	0,2	—	—	—	1,2	1,0	—	0,2	0,2	0,50	
9	1359		—	—	2,6	14,6	0,5	+	13,1	9,2	—	60,0	3,4	0,7	2,1	—	—	1,7	—	9,0	0,3	0,7	5,2	64,4	3,4	0,7	1,7	1,0	2,1	0,3	0,7	0,3	0,3	—	1,0	0,7	—	0,3	—	1,15	
10	1392		—	—	1,1	1,4	0,3	—	15,7	5,1	0,3	76,1	3,4	2,0	0,5	—	—	0,7	—	22,3	1,2	0,7	3,0	59,0	2,6	0,5	1,5	0,7	0,5	—	0,2	—	—	—	0,2	1,0	—	—	—	0,80	
11	1394		—	—	1,0	14,8	0,4	—	16,4	2,7	—	64,7	1,1	2,4	1,1	0,5	—	0,8	—	6,7	0,8	0,8	3,2	69,3	3,8	1,6	2,2	0,5	1,6	0,3	0,3	—	—	0,3	1,1	1,6	—	—	—	0,30	
12	1055	Туфы кристалло-витрокластические псаммитовые	—	—	—	—	0,6	—	39,4	1,3	0,6	58,1	10,6	1,0	0,7	0,2	—	25,3	1,3	37,5	—	0,8	4,2	15,0	—	0,7	0,7	0,2	0,5	0,2	0,7	—	—	—	—	0,5	—	—	—	0,10	— „ —
13	1056		0,7	—	0,7	7,6	1,4	0,3	13,2	5,8	0,3	70,0	6,8	0,6	0,3	0,3	—	0,9	—	16,0	0,6	1,8	12,0	53,5	—	1,3	2,2	0,6	1,3	0,3	0,3	—	—	—	0,6	0,6	—	—	—	0,25	
14	1356		—	—	1,7	6,7	0,5	—	21,2	5,0	0,3	64,6	2,6	0,6	0,4	0,4	0,2	0,4	—	22,3	0,4	0,4	0,9	67,1	0,9	—	1,1	0,2	0,9	0,2	0,4	—	—	—	0,4	0,2	—	—	—	2,40	
15	1424	Туфы лито-витрокластические псаммитовые	—	—	1,8	3,6	2,3	+	34,5	1,5	—	56,3	2,2	0,3	0,3	—	—	1,8	0,3	12,3	0,3	0,6	5,4	59,0	2,2	5,7	1,3	1,6	2,5	0,3	1,6	—	—	—	1,0	1,0	0,3	—	—	1,10	
16	1425		—	—	2,4	1,4	1,4	—	19,1	1,0	—	74,7	21,0	4,3	4,7	0,4	0,4	1,1	—	6,8	0,7	0,4	13,6	33,2	3,6	5,7	0,4	0,4	0,7	—	0,4	—	—	—	1,1	0,7	—	0,4	—	0,08	— „ —
17	1427		—	—	1,8	5,1	2,3	—	27,3	—	—	63,5	3,2	1,5	0,5	0,3	—	1,7	—	9,6	0,3	0,5	2,5	69,7	1,7	0,5	0,3	0,5	2,0	—	1,5	0,3	0,6	—	0,8	2,0	—	—	—	2,10	
18	1564[а]		0,8	—	0,2	13,5	1,3	0,2	26,7	1,3	—	56,0	0,6	15,7	0,4	—	—	1,0	—	8,0	0,2	0,4	2,8	64,3	3,6	—	0,6	—	1,0	—	0,2	—	0,2	—	0,2	0,6	0,2	—	—	1,30	
19	1304[а]	Туфы лито-кристаллокластические крупно-алевритовые	—	—	0,8	0,3	0,3	—	21,2	5,7	0,7	71,0	4,0	5,7	1,2	0,5	—	0,5	—	16,1	0,5	1,4	1,4	63,1	1,2	—	2,4	—	0,5	0,2	0,2	—	—	—	0,5	0,2	0,2	0,2	—	0,70	
20	1699[а]		0,4	—	1,1	1,1	1,5	—	29,2	1,3	—	65,4	5,5	5,0	0,9	0,2	—	1,3	—	3,5	—	0,9	1,3	75,6	1,3	—	0,4	—	1,3	0,2	0,2	—	—	—	0,7	1,5	0,2	—	—	1,80	— „ —
21	2191		0,7	0,3	0,7	—	1,0	—	26,2	—	0,5	70,6	43,6	4,8	0,9	1,7	10,0	4,8	2,2	19,4	—	1,3	3,1	3,5	—	—	—	—	0,4	—	—	0,8	—	0,4	1,7	0,4	—	—	0,10	
22	1360		0,6	1,5	0,6	—	0,6	0,3	28,4	—	8,0	60,0	72,7	1,7	5,7	1,1	0,6	0,6	—	1,7	—	4,0	—	0,6	—	—	1,1	—	0,6	—	—	1,1	—	—	1,1	5,7	1,7	—	—	0,02	
23	308/7	Туфы аповитрические пелитовые	—	—	—	—	—	—	3,0	35,3	—	61,7	—	33,3	41,7	—	—	—	—	—	—	—	—	16,7	—	—	—	—	8,3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,02	
24	305/16		—	1,3	—	—	—	—	2,0	20,0	—	76,7	—	3,5	4,8	—	—	3,5	1,4	6,9	—	3,5	2,7	66,2	—	—	1,4	—	2,7	—	—	—	—	—	—	0,7	—	—	—	0,02	
25	307/1		—	1,0	—	—	—	—	2,5	20,3	—	76,2	—	13,4	75,0	—	—	3,3	1,7	3,3	—	—	—	3,3	—	—	—	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,02	
26	309/1		—	0,7	—	—	—	—	2,1	33,8	—	63,4	—	5,0	60,6	3,3	—	9,8	1,6	8,2	3,3	—	—	11,5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,02	— „ —
27	305/18		—	2,1	—	—	—	—	3,4	40,5	—	54,0	—	7,1	31,0	—	—	5,3	3,5	4,4	—	—	—	37,2	0,9	3,5	—	—	2,7	—	0,8	—	0,9	—	—	—	—	—	—	0,02	
28	305/22[а]		+	2,8	—	—	—	—	3,7	18,7	—	74,8	—	6,3	29,1	—	—	4,2	1,7	5,4	—	—	1,7	45,8	—	—	—	0,4	3,3	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,10	

Примечание: Здесь и во всех последующих аналогичных таблицах — означает, что минерал не обнаружен, а + обнаружен в единичных зернах, в подсчет не включен.

Место отбора образцов: 1, 2, 3, 22—скважина у г. Веди; 4—21—скважина у с. Двин; 23—28—район развалин с. Азизкенд.

ческих отложений и радиоляритов. Суммарная мощность вулканогенно-осадочной толщи превышает 500 *м*.

К разрезу третьего типа принадлежат отложения формации, вскрытые скважинами, которые пробурены в бассейне р. Веди и в междуречье Азат и Веди. Этот тип разреза характеризуется пестротой состава и значительными мощностями. Здесь доминируют пирокластические, вулканогенно-осадочные (обломочные) породы андезито-базальтового состава, при значительном развитии базальтов, диабазов и спилитов. Мощность толщи в скважине вблизи г. Веди равна 600 *м*, а неполная мощность в скважине у с. Двин (забой не вышел из вулканогенно-осадочных отложений)—1340 *м*.

Разрез, вскрытый скважиной в бассейне р. Арпа у с. Заритап, может быть выделен как самостоятельный, четвертый тип, который характеризуется резким преобладанием пирокластических продуктов базальтового состава. Мощность около 800 *м*.

Пирокластические и вулканогенно-осадочные породы

Туфы андезито-базальтового состава характерны для разреза кремнисто-вулканогенной формации Урцско-Айоцдзорского антиклинория. Однако наибольшие мощности туфов отмечаются в разрезах скважин у г. Веди и сел. Двин (Веди-Аргичинский антиклинорий).

Внешне туфы андезито-базальтового состава представляют собой крепкую, часто зернистую породу серой, темно-серой и зеленовато-серой окраски. Состоят они из смеси литокластов, кристаллов и витрического материала в различных соотношениях. Почти всегда, однако, доминируют витрокласты и лишь изредка—кристаллы.

Туфы лито-кристалло-витрокластические в зависимости от размера обломков делятся на псаммитовые, крупноалевритовые, мелкоалевритовые и пелитовые.

Туфы псаммитовые и крупноалевритовые образованы витрокластами с примесью кристаллов и литокластов. Витрокласты представлены в разной степени девитрифицированными (цеолитизированными и хлоритизированными) вулканическими стеклами. Местами хорошо выражена перлитовая структура вулканических стекол с характерными округлыми трещинами. Витрокласты имеют неправильную, причудливую форму. Для них характерны выпукло-вогнутые грани со сглаженными или острыми контурами.

Кристаллы обычно свежие, представлены плагиоклазом, пироксеном, эпидотом. Изредка отмечаются единичные зерна бесцветных гранатов, апатита, сфена. Плагиоклазы имеют форму либо призм, либо неправильных осколков. Пироксены и эпидот неправильно-оскольчатые, сглаженно-угловатые. Литокласты представлены собственно пирокластическими и в незначительном количестве резургентными образованиями. К пирокластическим относятся обломки диабазов, спилитов, вариолитов. Резургентный материал, в котором допустима примесь аксидентальных фрагментов, представлен обломками дробленых жильных пород, пелитовых туфов, окварцованных пород и яшм. В подавляющем большинстве литокласты свежие. Обломки пород изометричны и имеют обтекаемую форму.

Описываемые туфы хорошо сортированы. Для их гранулометрии характерно следующее: кристаллы и витрокласты имеют близкие

размеры и всегда мельче 1 *мм*, наиболее грубой частью являются литокласты, величина которых от 0,5 до 2 *мм*.

Связующего материала очень мало, фрагменты часто соприкасаются, порой внедряясь друг в друга. Между обломками развиваются хлорит, цеолиты, возникающие, по-видимому, при изменении тонкого витрокластического материала. Очень часто новообразованный хлорит тонкими каемками обволакивает обломки вулканических стекол.



Рис. 98. Крупноалевритовый лито-кристалло-витрокластический туф. Шлиф, ув. 90х. Николь 1. Кремнисто-вулканогенная формация.

Мелкоалевритовые туфы составом очень похожи на псаммитовые и крупноалевритовые, но отличаются большим содержанием связующей массы (до 30% породы), переслаиванием с пелитовыми туфами. В цементирующем аповитрокластическом материале реликты пепловой структуры сохраняются редко. Стекло раскристаллизовано в хлоритовый, пренито-эпидото-хлоритовый агрегаты. Встречаются также новообразования глинистых минералов и кальцита.

Туфы пелитовые—продукты постседиментационного преобразования тонкого, в основном, витрического материала. Микроскопическое изучение показало, что они часто имеют брекчиевидный облик из-за густой сети трещинок. Иногда трещинки настолько разрастаются, что создается впечатление, будто порода состоит из отдельных крупных обломков. Трещинки выполнены кальцитом, анальцимом, иногда одновременно и кальцитом и анальцимом, в подчиненном количестве отмечается хлорит. Но наряду с брекчиевидными встречаются и монолитные, почти не трещиноватые туфы.

Пелитовые туфы состоят из микро- и тонкозернистого агрегата (размер частиц 0,003—0,005, изредка 0,008—0,01 *мм*)—цеолитизированного или хлоритизированного, неравномерно пропитанного гематитом вулканического стекла, контуры которого улавливаются лишь в отдельных шлифах при большом увеличении. Часто эти туфы «загрязнены» глинистыми частицами, развивающимися, по-видимому, по тонкому пеплу. В небольшом количестве и непостоянно присутствуют кристаллокласты, представленные алевритовыми угловатыми и остроугольными плагиоклазами. Обломки пород, в этих туфах, как правило, отсутствуют. Попадаются единичные обломки раковинок.

Минеральный состав туфов приведен в табл. 80. Химический состав отражает табл. 81*.

Таблица 81

Химический состав андезито-базальтовых и андезитовых туфов

№ п/п	Компоненты в %													Сумма
	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	CaO	MgO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	П.п.п.	H_2O	
1	57,11	0,72	15,11	3,25	2,41	0,05	4,00	4,48	3,20	1,50	—	6,10	3,04	100,97
2	57,61	0,69	13,70	5,35	3,00	0,10	5,60	4,00	3,40	1,30	—	4,00	1,82	100,57
3	56,18	0,69	15,09	3,28	3,44	0,10	7,00	3,77	3,40	1,20	—	5,41	1,42	100,98
4	55,57	0,69	15,02	4,19	1,89	0,09	7,11	3,81	2,20	1,90	0,09	6,52	1,02	100,10
5	57,44	0,69	17,17	0,78	2,85	0,08	4,93	3,19	3,40	1,50	—	5,78	2,87	100,68
6	60,91	0,95	14,85	1,85	4,45	0,07	1,54	3,93	3,92	1,70	0,19	5,44		99,80
7	56,74	0,62	13,34	5,60	1,75	0,19	5,88	2,10	2,00	0,62	—	10,23	1,88	100,95
8	54,82	0,62	13,76	5,60	1,75	0,15	6,72	2,06	1,75	2,00	0,08	8,07	1,82	99,20

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

	a	c	b	s	a′	f′	m′	c′	n	φ	t	Q	a/c
1	15,8	2,4	15,6	66,4	—	33,8	49,8	16,4	86,0	18,6	9,7	1,4	6,8
2	15,9	0,4	19,7	64,0	—	37,7	33,4	28,9	46,2	23,0	0,9	4,2	39,7
3	9,8	5,8	15,9	68,5	—	41,1	38,4	20,5	81,0	19,2	0,9	11,6	1,7
4	8,2	6,9	15,4	69,5	—	38,0	45,2	16,8	63,7	18,6	9,6	15,7	1,2
5	10,6	6,6	12,0	70,8	13,7	37,6	48,7	—	77,5	6,2	0,9	13,8	1,6
6	10,8	2,2	18,0	69,0	27,8	36,0	36,2	—	77,8	8,6	12,6	14,2	4,9
7	5,9	7,2	12,6	74,2	—	60,3	32,0	7,7	84,2	43,1	0,8	29,5	0,8
8	7,6	6,6	14,3	71,4	—	53,4	27,8	18,8	57,1	38,1	0,8	21,1	1,1

1. Туф лито-кристалло-витрокластический крупноалевритовый. Обр. 1010. Скважина у с. Двин.

2. Туф лито-кристалло-витрокластический, псаммитовый. Обр. 1203. Скважина у с. Двин.

3. Туф лито-кристалло-витрокластический крупноалевритовый. Обр. 1394. Скважина у с. Двин.

4. Туф лито-кристалло-витрокластический, мелкоалевритовый. Обр. 2191. Скважина у с. Двин.

5. Туф кристалло-лито-витрокластический, псаммитовый. Обр. 1056. Скважина у с. Двин.

6. Туф лито-кристаллокластический крупноалевролитовый. Обр. 1360. Скважина у г. Веди.

7. Туф аповитрический пелитовый. Обр. 305/19. Район развалин с. Азизкенд.

8. Туф аповитрический пелитовый. Обр. 308/7. Район развалин с. Азизкенд.

Туфы базальтового состава имеют широкое распространение в разрезе кремнисто-вулканогенной формации, вскрытой скважиной у сел. Заритап на восточном крыле Урцско-Айоцдзорского антиклинория. Сравнительно меньше они развиты в пределах Веди-Аргичинского антиклинория (разрез скважины у г. Веди). Примечательной особенностью туфов базальтового состава является явно высокое содержание в некоторых из них калия и суммы щелочей, сближающее в этом смысле

* Весьма редко среди туфов андезито-базальтов встречаются разности андезитового состава.

рассматриваемые образования с обнаруженными в составе формации габбро—эссекситами и тешенитами.

Туфы базальтового состава зеленовато-серые, темно-серые, зеленовато-буроватые. Породы различной крепости. Выделяются шлаковые туфы и туфы, состоящие из смеси литокластов, кристаллов и витрического материала.

Шлаковые туфы состоят из пористых аповитрических обломков. Обломки выражены желтовато-зеленым или желтовато-бурым неравномерно пигментированным хлоритизированным вулканическим стеклом, в котором нередко различаются микролиты плагиоклаза.

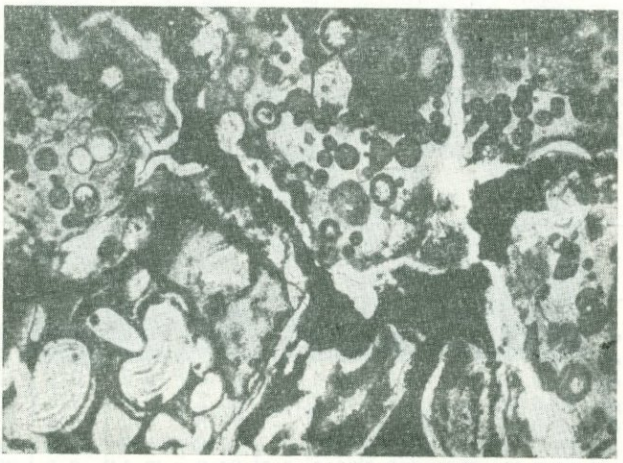


Рис. 99. Шлаковый туф. Шлиф, ув. 90х. Николь 1.
Кремнисто-вулканогенная формация.

Иногда среди обломков встречается непрозрачное бурое ожелезненное базальтовое стекло. Форма фрагментов неправильная, обтекаемая с вогнутыми или выпуклыми гранями. Размеры их от 0,2 *мм* до 1—1,5 *см*. Кластический материал скрепляется карбонатом, реже хлоритом. Часто связующая масса сильно окрашена гематитом. Участками фрагменты плотно примыкают друг к другу. От всех других туфов рассматриваемые туфы отличаются некоторыми особенностями минерального (табл. 80) и химического (табл. 82) составов.

Туфы, состоящие из смеси литокластов, кристаллов и витрического материала в зависимости от преобладания того или иного компонента относятся к кристалло-литокластическим и кристалло-лито-витрокластическим.

Туфы кристалло-литокластические по размеру обломков псефо-псаммитовые. Образованы они обломками пород с примесью кристаллов. Состав литокластов, как правило, не очень разнообразный: преобладают базальты, отличающиеся лишь по структуре основной массы, довольно много обломков бурых оруденелых эффузивных пород, в небольшом количестве присутствуют диабазы, шлаки, спорадически отмечаются пелитовые туфы. Среди литокластов почти всегда встречаются миндалекаменные фрагменты. Форма обломков пород различная—иногда причудливая, иногда угловато-округлая, нередко округлая.

Кристаллокласты представлены полисинтетическими двойниками

Таблица 82

Химический состав базальтовых туфов

№ п/п	Компоненты в %															Сумма
	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	CaO	MgO	SO_3	P_2O_5	Na_2O	K_2O	H_2O	П.п.п.	CO_2	
1	35,97	2,64	11,12	9,36	2,36	0,15	11,43	8,91	—	—	0,75	3,00	1,62	13,50	—	100,81
2	42,62	2,50	15,35	8,69	1,43	0,11	6,30	8,04	—	0,40	1,20		12,91		—	99,55
3	48,45	0,90	17,29	3,84	4,65	0,12	9,27	6,76	0,52	0,13	3,45	0,60	0,45	1,30	2,87	100,60
4	49,02	0,91	17,62	4,47	4,24	0,12	8,64	7,41	—	0,12	3,20	0,70	1,13	—	2,61	100,19
5	47,83	1,20	16,30	5,85	4,49	0,18	8,08	8,06	—	0,07	3,10	0,70	0,61	0,68	3,50	100,65
6	45,77	1,26	18,38	7,48	3,04	0,10	10,34	4,25	сл.	0,18	3,00	0,80	0,20	2,46	3,50	100,76
7	47,48	1,22	19,96	5,98	2,31	0,25	8,98	5,33	—	0,23	4,20	0,80	0,44	0,27	3,27	100,72
8	44,35	1,28	16,40	8,75	2,31	0,14	5,41	7,41	—	0,23	3,00	2,20	2,05	2,93	4,27	100,73

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

	a	c	b	s	a′	f′	m′	c′	n	φ	t	Q	a/c
1	6,8	5,1	39,5	48,7	—	29,8	43,0	27,2	27,2	22,8	5,2	—21,4	1,3
2	2,4	9,0	29,8	58,8	12,5	34,4	53,1	—	40,0	29,7	4,2	3,8	0,3
3	8,8	7,8	24,3	58,9	—	33,7	49,6	16,7	90,2	14,2	1,3	— 7,4	1,1
4	8,4	8,1	24,2	59,1	—	34,2	54,0	11,8	88,1	16,5	1,3	— 6,5	1,03
5	8,1	7,3	26,3	57,6	—	36,6	52,6	10,8	87,7	19,2	1,8	— 7,6	1,1
6	8,6	9,3	22,8	59,1	—	44,6	35,2	20,2	84,2	31,2	2,1	— 8,1	0,9
7	11,3	8,7	21,0	59,0	—	38,9	46,3	14,8	88,3	26,4	1,8	—13,3	1,3
8	10,8	6,8	25,2	57,2	—	43,1	55,1	1,8	67,6	32,8	2,1	—14,0	1,6

1. Шлаковый туф псефо-псаммитовый. Обр. 1116. Скважина у г. Веди.

2. Шлаковый туф псефо-псаммитовый. Обр. 1059-а. Скважина у г. Веди.

3. Туф кристалло-литокластический псефо-псаммитовый. Обр. 1044. Скважина у с. Заритап.

4. Туф кристалло-литокластический псефо-псаммитовый. Обр. 1044-а. Скважина у с. Заритап.

5. Туф кристалло-литокластический псефо-псаммитовый. Обр. 1166. Скважина у с. Заритап.

6. Туф кристалло-литокластический псефо-псаммитовый. Обр. 1264. Скважина у с. Заритап.

7. Туф кристалло-лито-витрокластический псаммо-алевритовый. Обр. 1300. Скважина у с. Заритап.

8. Туф кристалло-лито-витрокластический псаммо-алевритовый. Обр. 1303. Скважина у с. Заритап.

основного плагиоклаза, пироксеном (преимущественно авгитом), реже обыкновенной роговой обманкой. В некоторых образцах содержание кристаллов настолько повышается, что они приближаются к туфам лито-кристаллокластическим. Зерна плагиоклаза обычно замещаются хлоритом и альбитом. Нередко плагиоклазы имеют внешнюю кайму, состоящую из анортоклаза. Плагиоклазы имеют идиоморфные очертания, часто обломаны и иногда оплавлены. Некоторые кристаллы сильно вытянуты. Пироксен и обыкновенная роговая обманка образуют то ясно очерченные кристаллы, то неправильные зерна. В небольшом количестве присутствуют призматически-лучистые агрегаты аутигенного пренита, а также мелкие зерна эпидота.

Помимо того, в тяжелой фракции иммерсионным методом определены магнетит, гематит, баркевикит, сравнительно редко энстатит. Из моноклинных пироксенов, кроме авгита, изредка наблюдается диопсид.

Выход тяжелой фракции колеблется в широких пределах: от 2,4 до 40,3%. Сортировка материала в туфах низкая. Они слагаются обломками размером от 0,2 до 2 *мм* и более, но преобладают обломки величиной 0,75—2 *мм*.

Цементирующая масса состоит из обломочного материала мелкоалевритовой и пелитовой размерностей и имеет тот же состав, что и крупные обломки. На некоторых участках цементирующая масса очень скудная, образована она хлоритом, обволакивающим в виде тонких каемок литокласты. Там же, где цемент практически отсутствует, ясно вырисовывается конформное соотношение обломков. Кроме того, местами в порах между литокластами отмечаются выделения кальцита.

Туфы кристалло-лито-витрокластические по гранулометрической характеристике псаммо-алевритовые. Состоят они из осколков вулканического стекла с примесью обломков кристаллов и эффузивных пород.

Витрический материал представлен фрагментами вулканического стекла, раскристаллизованного в хлоритовый и гидрослюдистый агрегаты. Иногда хлорит образует выделения внутри витрокластов. Вулканическое стекло имеет характерные для витрокластов причудливые контуры. Кристаллокласты представлены обломками магнетита, основного плагиоклаза, нередко полисинтетически сдвойникованного. Зерна плагиоклаза почти всегда регенерированы альбитом и хлоритом. Форма их угловатая, призматическая. Обломки пород в подавляющем большинстве представлены фрагментами оруденелых эффузивных пород, отмечаются также базальты. Форма обломков пород неправильная, угловатая или обтекаемая. В незначительном количестве имеется осадочная примесь, к которой относятся редкие фораминиферы плохой сохранности.

Тяжелая фракция составляет до 5—9% нерастворимого остатка породы, в ее составе преобладают мелкие зерна магнетита и гематитизированные обломки, содержание темноцветных (главным образом это авгит) резко падает по сравнению с туфами кристалло-литокластическими и шлаковыми.

Туфы умеренно отсортированы: в них преобладает фракция 0,05—0,1 *мм;* присутствуют также фракции 0,1 и 0,05 *мм*. Иногда встречаются разности с высокой степенью сортировки материала.

Цемент очень скудный, хлорит—гидрослюдистый. Контуры обломочного материала подчеркнуты тонкими пленками хлорита и гидрослюды. Это указывает, по всей вероятности, на вынос железа и магния в пространство между фрагментами при девитрификации стекла. Местами цементирующая масса состоит из карбонатного материала, часть которого возникла, по-видимому, за счет растворения карбонатных раковин, а другая—связана с эпигенетическими процессами.

Туффиты. К этой группе относятся породы смешанного состава и происхождения. Состоят они из пирокластического и осадочного материала, причем содержание первого превышает 50% (ортотуффиты).

Порода крепкая с раковистым изломом. Окраска изменчива: от серой, темно-серой до почти черной, зеленовато-черной. По гранулометрии выделяются туффиты грубообломочные, псаммитовые, алевритовые и пелитовые.

Туффиты псаммитовые и алевритовые сложены литокластами, витрическим материалом и кристаллокластами. Пирокластикой в этих породах, безусловно, являются витрокласты, кристаллы и часть литокластов. Витрический материал представлен обломками бурого и бесцветного, нередко цеолитизированного, вулканического

стекла. Фрагменты стекла имеют причудливую форму с характерными выпуклыми или вогнутыми гранями.

Кристаллы представлены плагиоклазами, в меньшем количестве моноклинными пироксенами. Плагиоклазы неправильно-оскольчатые, иногда призматические. Пироксены сглаженно-угловатые. Морфология кристаллов, а также их сходство с таковыми в туфах свидетельствуют о пирокластической природе плагиоклазов и пироксенов.

Литокласты по составу и структуре разнообразные. Представлены они обломками эффузивных пород андезито-базальтового, базальтового и меньше андезитового состава с различными структурными модификациями. Форма литокластов изометричная и преимущественно обтекаемая, иногда комковатая. Характер изменения их очень разный. Это позволяет считать, что часть литокластов, подобно наблюдаемым в туфах, пирокластического происхождения, а другая часть является продуктом эрозии вулканических построек (вулкано-терригенный ком-

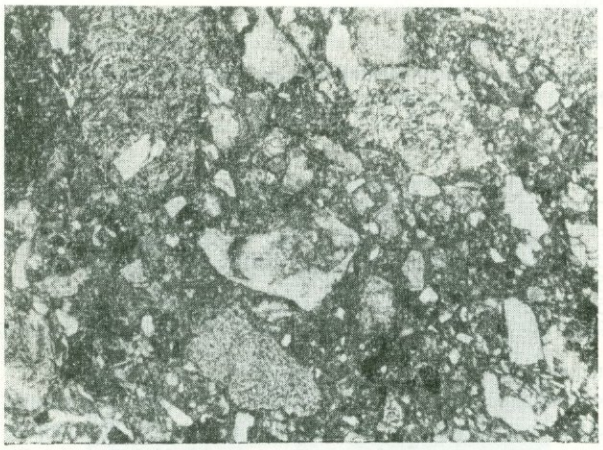


Рис. 100. Туффит псаммитовый. Шлиф, ув. 25х. Николь 1.
Кремнисто-вулканогенная формация.

понент). Вполне возможно также, что среди литокластов имеется и резургентный материал, т. е. продукты дробления при вулканическом взрыве пород предыдущих извержений. Однако, он не отличим под микроскопом от вулкано-терригенного материала.

Несомненно осадочным компонентом являются остатки диатомовых и встречающиеся иногда раковинки радиолярий. Некоторые образцы отличаются повышенной карбонатностью. В них наблюдаются стяжения микрозернистого кальцита (очевидно, седиментационного).

Отсортированность туффитов низкая. Отметим, что в них, как и в туфах, обломки пород по сравнению с остальными фрагментами имеют наибольшие размеры, достигая 1,5—2 *мм*. Связующей массы мало, обломки примыкают друг к другу. В некоторых образцах, однако, количество связующей массы достигает 20—30%. Представлена она глинистым веществом и новообразованиями хлорита. Участками развит кальцитовый цемент.

Туффиты пелитовые по составу кремнистые. Эти породы красно-бурого, зеленовато-бурого цвета, крепкие, с раковистым изломом. Состоят они из тонкообломочного (<0,01 *мм*), преимущественно витрического, материала и тонкокристаллического кварца. Одна часть

Минеральный состав туффитов в %

Номера образцов	Породы	Легкая фракция									Тяжелая						
		Аутигенные					Обломочные				Аутигенные						
		Кварц	Опал	Цеолиты	Хлорит	Глауконит	Плагиоклазы	Вулканическое стекло	Обломки пород	Разложенные зерна	Пирит	Гематит	Лимонит	Хлорит	Глауконит	Эпидот	Цоизит
903	Туффиты	—	0,8	1,5	1,0	0,5	11,1	6,3	0,5	78,3	4,0	3,3	1,0	0,8	0,3	4,1	0,5
962	псаммитовые	—	2,2	1,8	—	—	1,3	—	1,3	93,4	3,8	9,7	5,7	0,4	0,4	6,1	1,1
1616	и алевритовые	0,5	0,9	0,9	0,7	+	32,0	1,6	0,7	62,7	0,3	24,3	1,0	0,2	—	0,5	—
1653		0,6	0,6	1,0	0,4	+	43,3	1,6	0,8	51,7	1,2	10,6	2,1	0,2	—	0,8	—
1309		2,6	—	—	1,5	0,7	46,5	—	26,7	22,0	57,1	10,7	—	—	—	1,7	—

Примечание. Место отбора образцов: 903—1653—скважина у с. Двин; 1309—скважина у г. Веди.

Таблица 84

Химический состав туффитов

№ п/п	Компоненты в %													Сумма
	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	CaO	MgO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	П.п.п.	H_2O	
1	55,31	0,75	17,35	3,85	3,29	0,12	8,00	3,61	2,90	1,20	—	3,03	1,41	100,82
2	45,09	1,70	11,44	3,12	4,02	0,29	9,88	5,87	2,10	1,12	0,50	14,24		99,37
3	57,70	0,85	15,18	0,71	3,87	0,07	3,99	3,08	4,64	1,93	0,23	7,96		100,21
4	42,79	1,65	10,31	3,84	3,87	0,29	11,91	5,99	1,71	1,17	0,53	15,65		99,71
5	59,23	0,79	13,69	3,27	2,62	0,09	7,35	3,56	3,75	0,62	0,08	3,74	0,48	99,27

1. Туффит псаммитовый, обр. № 1616, с. Двин, скважина.
2. Туффит крупноалевритовый, обр. № 1470-а, с. Двин, скважина.
3. Туффит крупноалевритовый, обр. № 1309, гор. Веди, скважина.
4. Туффит кремнисто-железистый пелитовый, обр. № 1470, гор. Веди, скважина.
5. Туффит кремнисто-пелитовый обр. № 1566-б, с. Двин, скважина.

кварца, по-видимому, представляет собой продукт раскристаллизации пепла, а другая часть имеет седиментационное происхождение, так как отмечаются постепенные переходы между кремнистыми туффитами и собственно кремнистыми породами (яшмами). В туффитах обычно присутствуют выделения гематита, придающие породам буроватые тона окраски. Иногда по базису неравномерно рассеян сохранившийся пирокластический материал, представленный обломками кристаллов плагиоклазов и зернами рудных минералов. Собственно осадочный материал—это остатки радиолярий и диатомовых (?).

Минеральный состав туффитов показан в табл. 83. Химический состав приведен в табл. 84.

Туффиты грубообломочные развиты в основании свиты 4, наиболее полно представлены в обнажениях по правобережью рр. Хосров и Кюсуз на крыльях Ахсуинской антиклинали. Сложены обломками (10—30 *см,* реже более) афанитовых базальтов, реже шлаками и единичными вулканическими бомбами. Форма обломков от угловатой до полуокруглой (рис. 101). Цемент кальцитовый, микрозернистый, с плохо сохранившимися раковинами однокамерных фораминифер, участками слабоокремнелый. Наблюдаются участки вдавливания обломков в известковый цемент (известковый ил). Содержание цемента варьиру-

Таблица 83

фракция																			Выход тяжелой фракции в %
Обломочные																			
Магнетит	Ильменит	Пикотит	Хромит	Авгит	Титан-авгит	Гиперстен	Энстатит	Роговая обманка обыкновен.	Базальтич. роговая обманка	Актинолит	Тремолит	Биотит	Апатит	Гранат	Циркон	Рутил	Турмалин		
26,7	0,3	1,5	8,6	33,7	0,3	1,3	5,8	1,3	0,3	0,8	0,5	1,0	0,5	1,5	1,3	0,3	0,3		4,50
8,8	0,4	2,5	10,7	2,1	—	0,4	10,0	1,4	—	0,7	0,1	0,7	0,4	19,3	11,8	0,4	2,8		0,83
6,5	0,2	0,5	2,2	58,8	3,0	1,0	—	0,5	0,2	0,2	—	—	—	0,3	0,3	—	—		1,50
7,0	—	0,8	1,6	68,5	1,2	0,6	0,2	1,6	0,2	0,2	—	0,6	0,2	0,8	1,2	—	0,4		0,10
2,5	—	6,6	—	—	—	—	—	5,0	—	3,3	—	2,5	—	2,5	4,0	—	4,1		0,02

ет от 5—10 до 20%. По контакту обломков лав и кальцитового осадочного цемента развиваются прожилки более позднего мелкозернистого кальцита. Вверх по разрезу содержание кальцитового осадочного цемента заметно падает и туффиты сменяются вулканическими брекчиями.



Рис. 101. Туффит грубообломочный, состоит из лавовой брекчии и осадочного карбонатного цемента (светлое). Кремнисто-вулканогенная формация, бассейн р. Кюсуз.

Вулкано-терригенные породы. В результате разрушения и переотложения вулканических образований, синхронных (в геологическом смысле) седиментации, возникают вулкано-терригенные породы. Они представлены вулкано-терригенными песчаниками.

Таблица 85

Минеральный состав вулкано-терригенных песчаников в %

Номера образцов	Легкая фракция								Тяжелая фракция																										Выход тяжелой фракции в %
	Аутигенные				Обломочные				Аутигенные							Обломочные																				
	Опал	Цеолиты	Хлорит	Глауконит	Плагиоклазы	Вулканическое стекло	Обломки пород	Разложенные зерна	Пирит	Гематит	Лимонит	Хлорит	Глауконит	Эпидот	Цоизит	Магнетит	Ильменит	Пикотит	Хромит	Авгит	Титан-авгит	Диопсид	Гиперстен	Энстатит	Роговая обманка обыкновен.	Базальтич. роговая обманка	Актинолит	Тремолит	Биотит	Гранат	Циркон	Турмалин				
962А	1,0	7,1	0,5	+	23,3	2,3	0,5	65,3	0,9	1,2	0,6	0,3	—	0,3	—	5,6	0,3	0,6	1,5	86,3	0,3	—	0,6	0,3	0,6	0,3	0,3	—	—	—	—	—				2,00
963	0,7	2,8	1,8	0,3	22,1	2,1	—	70,2	36,0	1,1	0,6	0,6	0,6	7,5	1,4	26,5	0,3	0,8	19,0	1,1	—	—	—	—	1,4	0,3	0,8	0,3	—	0,3	1,1	0,3				0,10
1058	1,1	2,8	0,9	+	13,0	5,4	0,3	76,5	43,0	0,4	0,2	0,4	—	0,7	—	7,2	0,2	1,3	10,4	28,0	0,4	0,9	0,4	2,2	0,7	0,2	0,4	—	0,2	1,3	0,9	0,4				0,01
1086	—	13,0	1,3	—	25,6	4,0	1,7	54,4	5,0	0,6	0,4	0,7	—	0,2	—	24,0	0,2	0,9	3,5	58,0	2,6	—	1,8	—	0,9	—	0,4	—	0,2	0,2	0,4	—				0,70
1225	1,3	7,3	1,1	0,3	29,3	0,8	1,9	58,0	0,3	2,2	1,6	0,3	—	7,2	1,2	10,0	0,3	1,2	1,2	66,0	2,5	—	0,3	0,3	0,9	0,9	0,9	0,3	1,2	0,9	0,3	—				0,25
1258	2,3	13,7	0,7	0,2	24,1	0,5	1,4	57,1	3,8	1,3	1,0	0,3	—	5,8	0,7	8,8	0,3	0,7	1,4	68,3	2,7	—	—	0,7	2,1	—	1,4	—	—	—	0,7	—				0,15
1259	0,2	8,8	1,0	—	32,4	0,6	—	57,0	5,1	2,5	1,3	—	—	2,2	0,6	12,3	0,3	0,6	1,0	68,4	2,5	—	0,3	0,3	1,0	—	1,0	—	—	—	0,3	0,3				0,60
1260	0,4	9,3	0,8	+	26,0	0,4	—	63,1	7,6	1,4	1,1	0,7	—	0,4	0,4	10,1	—	0,7	2,2	65,7	4,0	—	1,4	1,8	0,7	—	0,7	—	—	—	1,1	—				0,50
1458	3,3	9,3	2,0	0,3	15,4	2,0	—	67,7	7,0	0,5	1,0	0,3	—	0,7	—	14,7	0,5	0,5	3,3	61,7	1,0	0,5	—	1,3	2,8	0,3	1,0	0,3	0,6	0,7	0,7	0,3				1,30
1460	2,3	10,1	2,3	0,2	24,5	0,5	—	60,1	2,2	0,3	0,6	0,3	—	1,6	0,6	16,4	—	0,6	4,1	59,2	2,5	0,6	0,3	1,6	2,5	1,1	1,6	0,3	—	2,2	1,1	0,3				2,80
1499	3,0	10,5	2,4	+	33,8	1,2	0,4	48,7	2,8	18,3	0,4	0,2	—	2,4	—	11,5	0,2	0,4	4,0	53,0	3,0	—	0,4	0,4	0,8	0,2	0,4	—	0,2	0,6	0,8	—				0,90
1532	2,3	11,2	0,6	—	12,1	2,3	—	71,5	10,3	6,2	0,2	0,2	0,2	0,8	—	5,6	0,2	1,2	6,4	63,5	2,0	—	1,2	0,2	0,4	—	0,2	—	—	0,8	0,4	—				0,40
1533	1,6	1,3	1,3	0,3	16,2	3,1	—	76,2	0,7	39,4	0,3	—	0,3	0,7	—	5,0	—	0,3	0,7	48,4	1,8	0,5	0,3	—	0,5	—	0,3	—	—	0,3	0,5	—				0,40

Примечание. Все образцы отобраны из скважины у с. Двин.

Вулкано-терригенные песчаники широко распространены в разрезе скважины у с. Двин. Это довольно крепкие породы темно-серого и черного цветов. Они состоят из обломков эффузивных пород основного и среднего составов, зерен бурого непрозрачного, а иногда цеолитизированного вулканического стекла, туфов, реже—яшм и известняков.

Породы хорошо сортированы. Размер обломков 0,5—2 *мм*. Форма их неправильная, в основном со сглаженными контурами, иногда встречаются угловатые обломки. Связующая масса либо отсутствует, (тогда обломки плотно примыкают, образуя структуры типа конформных), либо очень скудная и представлена вторичным хлоритовым агрегатом.

Обломочный материал вулкано-терригенных песчаников, являясь типично автохтонным, сформировался за счет размыва местных пород кремнисто-вулканогенной формации. Этим песчаники отличаются от полимиктовых терригенных отложений, развитых на исследуемой территории. Вместе с тем они отличаются и от туфов. Их специфическими признаками являются окатанность обломков, относительно большее количество и большое разнообразие литокластов, наличие среди последних фрагментов туфов и осадочных пород кремнисто-вулканогенной формации.

Косвенным диагностическим признаком, отличающим вулкано-терригенные песчаники от терригенных, является широкое распространение минеральных новообразований (цеолиты, хлорит), развивающихся, как известно, наиболее интенсивно в породах, богатых вулканическим материалом. В то же время вулкано-терригенные песчаники характеризуются весьма бедной ассоциацией акцессорных минералов (цоизит, диопсид, тремолит, циркон, турмалин).

Осадочные породы

Кремнистые породы. Породы этой группы, хотя и имеют подчиненное распространение среди вулканических пород, тем не менее их значение для выяснения генезиса вулканогенно-осадочной толщи в целом и стратиграфического ее расчленения весьма значительно.

Именно кремнистые породы, яшмы (радиоляриты) в парагенезе со спилитами, диабазами и гипербазитами служат наиболее примечательной особенностью строения офиолитовых поясов Средиземноморья.

Выделяются следующие разновидности: 1. Яшмы (радиоляриты); 2. Глинисто-кремнистые породы (глинистые яшмы); 3. Карбонатно-кремнистые породы (известковистые яшмы).

Яшмы (радиоляриты) слагают линзы среди осадочно-пирокластических и вулканических пород формации (свиты 2, 4). Характерна тонкая слоистость (3—8 *см*) пород, подчеркнутая пропластками (1—5 *см*) тонкоплитчатых глин. Слои яшм обладают отчетливо видной на выветрелой поверхности микрослоистостью (1—2 *мм*). Обычно слоистость выдерживается по простиранию, хотя нередки случаи кулисовидной слоистости, выклинивания отдельных слойков, так же как и объединение их в более мощные пакеты. Интервалами можно наблюдать ритмичное строение пакета из яшм в основании ритма и глины—в кровле. Мощность яшмовых слоев уменьшается вверх по разрезу от 8—10 до 2—3 *см*. Нужно отметить наличие в разрезе мощной (до 16 *м*) пачки яшм, которая прослеживается по левобережью р. Кюсуз в среднем ее течении примерно на 200—400 *м* (поперечными нарушениями этот маркирующий горизонт сброшен на разные уровни с ам-



Рис. 102. Пачки радиоляритов среди эффузивных и пирокластических пород. Кремнисто-вулканогенная формация, правобережье р. Веди у с. Азизкенд.

плитудой сброса до 100—150 *м*). Показателен парагенез радиоляритов с микрозернистыми тонкослоистыми известняками, которые развиты в основании и кровле радиоляритов.

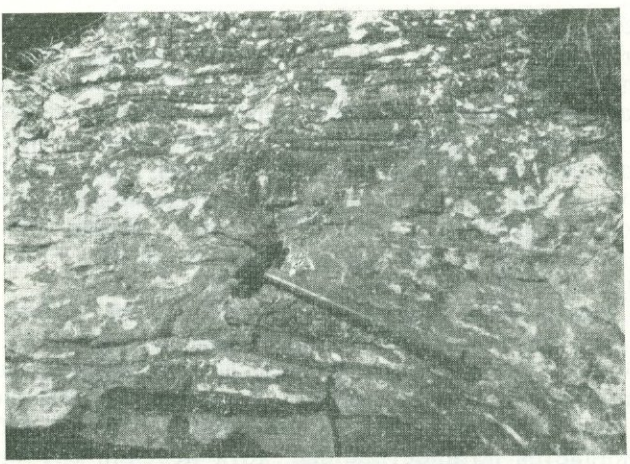


Рис. 103. Линзы известковистых радиоляритов, разнослоистых, со следами конседиментационного оползания. Кремнисто-вулканогенная формация, бассейн р. Кюсуз.

Яшмы—это высококремнистые породы (SiO_2 85—90%) с незначительной алюмосиликатной примесью (0,16—3,79%). Состоят они из микро- и криптокристаллического кварца и тонкораспыленного гемати-

Таблица 86

Химический состав кремнистых пород

№ п/п	Компоненты в %													Сумма
	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	CaO	MgO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	П.п.п.	H_2O	
1	85,76	0,49	0,16	1,30	—	0,01	6,02	1,37	0,17	0,25	—	5,23	0,08	100,84
2	90,52	0,13	3,79	1,15	0,14	0,01	0,92	0,42	0,57	0,62	—	1,73	0,14	100,14
3	79,47	0,45	7,86	3,32	0,43	0,12	6,51	1,51	1,20	1,45	0,17	7,48		99,97
4	69,74	0,66	11,47	4,80	0,65	0,10	2,00	1,82	1,10	2,20	—	4,14	1,86	100,54
5	42,20	0,13	5,57	2,50	—	0,09	26,53	0,50	1,75	0,15	—	21,16	0,04	100,12

1. Яшма, обр. № 301—1-а, басс. р. Кюсуз.
2. Яшма, обр. № 304—12-а, басс. р. Кюсуз.
3. Глинистая яшма, обр. № 941, г. Веди, скважина.
4. Глинистая яшма, обр. № 1727, с. Двин, скважина.
5. Известковая яшма, обр. № 300—42, басс. р. Хосров.

та (в бурых разностях). Иногда присутствуют зерна алевритовой размерности, представленные кварцем, либо плагиоклазом. Форма их остроугольная, расплывчатая, как бы смешивающаяся с основной кремнистой массой, хотя встречаются и окатанные обломки с отчетливыми контурами. Цвет яшм преимущественно красновато-бурый.

Яшмы, как светлые, так и бурые, богаты остатками радиолярий. Структура раковин сохраняется редко, хотя иногда попадаются раковины с хорошо сохранившимися иглами. Образованы они либо радиально-лучистым халцедоном, либо тонкозернистым кварцем. Иногда органогенные остатки выполнены карбонатом или хлоритом. Кроме радиолярий, в некоторых образцах встречаются спикулы кремневых губок.

О химическом составе яшм дает представление табл. 86.

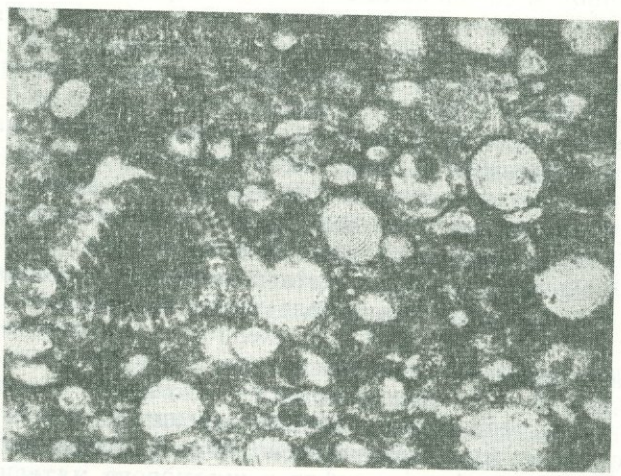


Рис. 104. Радиолярит. Шлиф, ув. 90х. Николь 1. Кремнисто-вулканогенная формация, бассейн р. Хосров.

Глинистые яшмы сложены глинисто-кремнистой тонкодисперсной массой, в которой различаются более крупные чешуйчатые агрега-

ты. Глинистый материал пронизывает породу неравномерно, концентрируясь отдельными участками. В небольшом количестве, но почти всегда, присутствуют новообразования кварца, кальцита и альбита. Рентгенографическое изучение фракции <0,001 *мм*, выделенной из глинистых яшм, а также электронномикроскопические исследования и кривые нагревания показывают, что основным компонентом этой фракции является гидрослюда диоктаэдрической и триоктаэдрической фаз. В одном образце методом электронографического анализа удалось установить, что гидрослюда относится к полиморфной модификации 1M. Глинистые яшмы также содержат остатки радиолярий, но по сравнению с чистыми яшмами их здесь меньше. Для глинистых яшм типично высокое содержание глинозема (до 11,47%).

Известковистые яшмы ассоциируют в разрезе с собственно яшмами (радиоляритами) и, по-видимому, представляют переходные разности к известнякам. Последние участками слагают единичные прослои в линзах радиоляритов. Цвет породы розоватый, розовато-серый. Сложена известково-кремнистой (микро-мелкозернистой) основной массой с примесью гидроокислов железа, в поле которой разбросаны скелеты радиолярий (15—30%) и реже фораминифер. Изредка отмечается микрослоистая текстура основной массы. Известковистые яшмы содержат прожилки кальцита.

Глины. Слагают маломощные (1—2, реже 5 *см*) прослои среди пачек радиоляритов. Местами глины завершают ритмично построенные пачки радиоляритов, слои которых к кровле все более утоняются и порода обогащается глинистым компонентом. Цвет глин кирпично-красный, бурый. Крепкие, хрупкие микрослоистые (слойки мощностью 1—2 *мм* и менее).

Под микроскопом структура микроагрегатная, пятнистая за счет неравномерного распределения гидроокислов железа. По данным рентгена, электронографии и термического анализа* породообразующим глинистым минералом является гидрослюда (триоктаэдрическая гидрослюда политипной модификации 2M с параметрами элементарной ячейки: $a = 5{,}20$Å, $b = 9{,}00$Å, $c = 19{,}87$Å, $\beta = 95°21'$. В одном из образцов встречена гидрослюда модификации 1M с несколькими диффузными рефлексами и с параметрами элементарной ячейки: $a = 5{,}18$Å, $b = 9{,}00$ Å, $c = 10{,}08$Å и $\beta = 101°30'$.

Характерна примесь хлорита с параметром $b = 9{,}18$—$9{,}20$ Å. На электронномикроскопических снимках замечаются редкие шестиугольные пластины, морфологически сходные с каолинитом (?). В некоторых разностях отмечаются примесь микрозернистого кальцита, редкие раковины радиолярий плохой сохранности.

Карбонатные породы. Карбонатные породы в кремнисто-вулканогенной формации встречаются в виде слоев мощностью от 2 до 4 *м* и линз мощностью до 2—3 *м* при протяженности до 8—10 *м*. Среди карбонатных образований можно выделить несколько типов.

Известняки микрозернистые серые, серовато-розовые, розовые, буровато-коричневые, крепкие, трещиноватые, с раковистым изломом. Состоят из микрозернистого (0,005—0,01 *мм*) кальцита с примесью раковин мелких фораминифер и шламового материала.

Кремнистые известняки представляют собой измененные микрозернистые, иногда сферово-микрозернистые известняки. Кремнезем

* Изучение минерального состава глин выполнено Р. О. Бабаян и Р. Г. Мхитаряном (лаборатория НГН Арм. ССР).

присутствует в них в виде скрыто- или микрокристаллической разности, причем распределен он неравномерно, то образуя скопления, то рассеиваясь в общей массе породы. Местами порода бывает настолько изменена, что о ее первичном составе можно судить только по присутствию менее измененных участков. Наличие в некоторых образцах редких реликтов раскристаллизованного пепла позволяет предположить, что наряду с замещением микрозернистого кальцита кремнеземом, последний развивается и по пирокластическому материалу. Органические остатки представлены главным образом фораминиферами, реже радиоляриями.

Химический состав карбонатных пород приведен в табл. 87.

Таблица 87

Химический состав карбонатных пород

№ п/п	Компоненты в %												Сумма
	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	CaO	MgO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	П.п.п.	H_2O	
1	12,06	0,22	1,79	1,07	0,30	сл.	45,53	2,05	сл.		0,17	34,46		99,65
2	32,67	0,55	3,80	2,22	0,43	0,15	31,12	2,00	0,98		0,21	26,04		100,17

1. Известняк микрозернистый. Обр. 1640-а. Скважина у гор. Веди.
2. Известняк кремнистый. Обр. 1085-а. Скважина у гор. Веди.

Вторичные изменения пород

Девитрификация. Преобразования, связанные с процессами девитрификации, проявляются в туфах, туффитах и в породах, содержащих вулканическое стекло в качестве примеси.

Девитрификация выражается в цеолитизации, анальцимизации, хлоритизации, альбитизации и окремнении.

Цеолиты и анальцим обычно развиваются по фрагментам вулканического стекла. В начальную стадию замещения происходит сегрегирование железа, в результате чего образуются темные пятнистые участки и осветляется остальная часть обломка. Нередко цеолитизация «приспосабливается» к форме обломка. По данным оптического и рентгеноструктурного анализов, цеолиты представлены морденитом. Кроме того, морденит и анальцим отмечаются в цементирующей массе. Они возникают по тонкой стекловатой пирокластике, выполняющей поровые промежутки между обломочными зернами. Нередко морденит и анальцим (иногда вместе с кальцитом) формируются в прожилках. Часто изменение витрокластики сопровождается образованием одновременно морденита и хлорита.

Хлоритизация протекает в разных формах. Преимущественно хлорит развивается по обломкам вулканического стекла в виде мелкочешуйчатых агрегатов. Реже формируются крустификационные структуры. Хлорит выполняет также интерстиции между обломками. В кремнистых туффитах он образует очень мелкие выделения округлой формы, иногда иголочки, возникающие при окремнении стекловатого базиса породы. Хлорит бледно-зеленый, желтовато-зеленоватый, реже темно-зеленый с едва заметным плеохроизмом. Оптические константы изменчивы: Nm колеблется от 1,575 до 1,615, интерференционная окраска низкая.

Альбитизация вулканического стекла проявляется в образовании

микрокристаллических агрегатов альбита с подчиненной примесью других минералов (хлорит, кварц).

Окремнение выражается в появлении массы криптокристаллического кварца (или халцедона), рассредоточенного среди альбита. Процесс этот характерен главным образом для туффитов.

Вышеописанные процессы, связанные с девитрификацией, обусловлены неустойчивостью ювенильного материала в качественно новых термодинамических условиях. В поверхностных условиях вулканическое стекло разлагается, при этом некоторые компоненты переходят в раствор, обогащая поровые воды K, Na, Ca, SiO_2, Fe, Al. В результате создаются условия для эпигенетического (катагенетического) минерального синтеза и возникают новообразованные цеолиты, анальцим, альбит, хлорит, кварц, эпидот и др. Они рассеяны в породе, а также образуют жилки альпийского типа. Часть новообразованных минералов может, по-видимому, возникать за счет материала, привносимого из смежных пластов (межпластовое перераспределение веществ).

Альбитизация. В пирокластических и вулканогенно-осадочных (обломочных) породах установлены следующие две формы проявления этого процесса: 1) альбитизация, связанная с девитрификацией пеплов и 2) деанортитизация плагиоклазов.

Первая форма альбитизации рассмотрена выше.

Многие плагиоклазы в верхнемеловых отложениях представлены альбитом, образованным за счет деанортитизации более основных разностей. Наряду с целиком альбитизированными плагиоклазами встречаются кристаллы, в которых альбитизирована только их периферическая часть, но граница между измененной и неизмененной частями выражена нерезко.

Альбитизация плагиоклазов нередко сопровождается анальцимизацией и хлоритизацией.

По А. В. Копелиовичу (1965), альбитизация происходит в условиях сжатия путем замещения в кристаллической решетке плагиоклаза ионов Ca^{2+} и Al^{3+} ионами Na^{+} и Si^{4+}, в результате чего анортитовый компонент замещается альбитом. Освободившиеся при этом Ca, Al и другие элементы-примеси идут на образование эпигенетических (катагенетических) новообразований. Определенную роль при альбитизации играли, по-видимому, и интерстиционные воды, обогащенные Na и SiO_2.

Хлоритизация. К проявлениям этого процесса относится хлоритизация кристаллов пироксенов и плагиоклазов. Замещение обычно происходит по краям и трещинам. Некоторые зерна плагиоклазов до того «разъедаются» хлоритом, что распадаются на разобщенные фрагменты причудливой формы. В результате такого распада зачастую трудно бывает установить принадлежность их к одному зерну. Преобразование пироксенов в хлорит иногда, по-видимому, сопровождается частичным выносом из них кальция и формированием зерен аутигенного эпидота. В ряде случаев хлорит представлен двумя генерациями: буровато- или желтовато-зеленой (более железистой) и светло-зеленой.

Образование рассматриваемого хлорита, несмотря на отсутствие видимой связи с хлоритизацией, развивающейся при девитрификации вулканического стекла, причинно обусловлено процессами девитрификации. Кроме того, изменению плагиоклазов и пироксенов в хлорит частично способствуют интерстиционные воды, обогащенные Al, Mg, Fe.

Кальцитизация. С данным процессом связано возникновение прожилков кальцитового и, редко, анальцим-кальцитового состава.

Характер взаимоотношения кальцита и анальцима указывает на одновременность их образования. Формирование кальцита в большинстве случаев происходит за счет карбоната кальция, привнесенного в породу циркулирующими растворами. О перемещении растворов, отлагавших кальцит, свидетельствует система секущих, разветвленных трещинок. Осаждению кальцита способствовало понижение давления.

Важной составной частью эпигенетической кальцитизации является замещение минералов кальцитом. Степень замещения различна: отмечаются всевозможные переходы от начальной стадии «разъедания» зерна до образования псевдоморфоз.

Как показали исследования А. В. Копелиовича (1965) по древним песчаным толщам осадочного чехла Русской платформы, кальцитизация пород связана с изменением состава циркулирующих вод.

Структурные преобразования пород. Структурные изменения устанавливаются главным образом в обломочных породах псаммитовой и крупноалевритовой размерностей (туфы, вулкано-терригенные песчаники), бедных связующей массой. Эти изменения выражаются в сопряжении обломков с образованием структур типа конформных и инкорпорационных.

Причины структурных преобразований пород хорошо объясняются А. В. Копелиовичем (1958, 1960, 1965) на материале древних толщ Русской платформы. По А. В. Копелиовичу, эти изменения являются результатом не механического сближения и уплотнения зерен, а связаны с растворением под давлением, вызванным нагрузкой вышележащих толщ.

ГРАУВАККОВАЯ ФОРМАЦИЯ (КОНЬЯК)

Между центральным вулканическим трогом и бортами интрагеосинклинальной зоны происходило накопление существенно терригенных отложений: граувакк, конгломератов и т. д. Породы кремнисто-вулканогенной формации в направлении, поперечном прогибу, сменяются, таким образом, граувакковой формацией. Однако и после завершения вулканизма терригенное породообразование продолжается непрерывно до начала сантонского века. Питающими провинциями служат, кроме поднятий байкальского фундамента (с палеозойским чехлом), также новообразованные вулканические поднятия (горсты) офиолитового пояса, испытавшего блоковое дробление. Таким образом, граувакковая формация участками (в зоне опущенных блоков) перекрыла породы кремнисто-вулканогенной формации. Соотношение пород в разрезах формации и их мощности показаны в табл. 88 и на рис. 105.

Терригенные породы

Граувакки. Эффузивно-обломочные* граувакки. Наибольшее распространение имеют в верхней части разреза формации в бассейне р. Джагрычай. Переслаиваются с конгломератами и содержат редкие линзы органогенно-обломочных известняков. Порода зеленовато-серая, буро-серая. В некоторых частях разреза формации

* М. А. Сатиан (1970) рассматривает их как офиолитокластическую разность граувакк, исходя из состава и обстановки накопления, обусловленной формированием офиолитового пояса (зоны глубинного разлома).

Таблица 88

Характеристика разрезов граувакковой формации (коньяк) южной части Центральной складчатой структурно-формационной зоны территории Армянской ССР (Еревано-Ордубадский синклинорий)

Местоположение разреза	Главные (формациеобразующие) породы	Мощности	Наличие перерывов	Признаки ритмичности многослоев	Условия залегания на подстилающей толще	Обстановка формирования отложений
Ераносская антиклиналь	Песчаники (29—35%), алевролиты (18—25%), глины (15%), конгломераты (8—14%), известняки мелкозернистые (6—11%), лавы и вулканические брекчии (9—24%).	165	+	Изредка интервалами песчаный флиш	Со скрытым несогласием на Cr_2^{cm-t}	Прибрежная зона островного поднятия (внутреннего)
Аргичинская антиклиналь	Песчаники (40%), алевролиты (21%), конгломераты (35%), известняки органогенно-детритовые, реже мелкозернистые (4%).	132	+	Изредка интервалами грубый и песчаный флиш	Несогласно на $P_{z\ 2-3}$	Прибрежье у главных поднятий северного борта прогиба
Бассейн р. Хосров, Кешишдагская антиклиналь	Красные конгломераты и валуны с железисто-кремнистым цементом, реже вулкано-терригенные песчаники, линзы рудистовых известняков	20—25	++	—	Согласно на Cr_2^t	Периферия вулканического трога на стыке с островным внутренним поднятием
В 2,5 *км* южнее с. Хачик, Урцско-Айоцдзорский антиклинорий	Брекчии известняковые, редкие прослои микрозернистого известняка	21	++	—	Со скрытым несогласием на Cr_2^{cm-t}	Прибрежье у главных поднятий южного борта прогиба
сс. Хндзорут, Гюлистан, Урцско-Айоцдзорский антиклинорий.	Песчаники (36%), алевролиты (33%), конгломераты (22%), известняки (6%), глины (3%).	796	+	Изредка интервалами песчаный флиш	Со слабым несогласием на Cr_2^t	Промежуточная к вулканическому трогу зона грабена

граувакки, алевролиты, глины и конгломераты образуют пачки ритмичного строения. В отдельных частях разреза (рис. 105) конгломераты отсутствуют и граувакки (30—40 *см*) чередуются с алевролитами (10—20 *см*), иногда кровля ритмопачки слагается алевритистыми глинами (5—25 *см*).



Рис. 106. Эффузивно-обломочная (офиолитокластическая) грубозернистая грауваккa с редкими обломками серпентинитов (Сп). Отложения верхнего коньяка, с. Хндзорут. Ув. 32х. Николь 1.

Второй тип последовательности наслоения имеет регрессивное строение: основание ритмопачки слагается алевролитами (30—40 *см*), выше следуют граувакки (70—80 *см*) и далее средне-мелкогалечные конгломераты (1—1,5 *м*). Причем вверх по разрезу мощность слоя конгломератов возрастает. Этот тип наслоения показателен для верхней части разреза формации района сс. Хндзорут и Гюлистан (рис. 105, пачка 7).

Нередки случаи местных несогласий, косой мегаслоистости прибрежья. В граувакках наблюдаются пиритовые (и апопиритовые) и, реже, карбонатные конкреции. Преобладают крупно- и среднезернистые разности граувакк. При весьма низкой отсортированности, крупные (гравийные) обломки-включения нередко обнаруживают высокую окатанность. Состав граувакк преимущественно литокластический и кристалло-литокластический (табл. 89). Преобладают обломки спилитов, вариолитов, альбитизированных андезитовых порфиритов, в меньшем количестве отмечаются обломки туфов и вулканического хлоритизированного стекла, второстепенное значение имеют обломки диабазов, габбро, известняков, метаморфических пород, весьма редки обломки серпентинитов. Минералогический состав тяжелой фракции приведен в табл. 90. Цемент (5—20%) кальцитовый, мелкозернистый, от контактового до порового. Этот тип цемента широко развит в песчаниках Веди-Аргичинского антиклинория. В Урцско-Айоцдзорском антиклинории встречены граувакки, где цементом (15—20%) служит глинисто-хлоритовое вещество. Цемент контактового и порового типа. Глинистый материал гидрослюдисто-монтмориллонитового состава. В порах изредка развиваются цеолиты изотропные, бесцветные. Смешанный тип цемента встречается крайне редко.

Таблица 89

Состав офиолитокластических граувакк

Наименование	1	2	3
Обломки пород			
Спилиты и порфириты	6,9	35,3	35,1
Туфы и вулк. стекла	38,0	21,5	27,1
Кератофиры	—	—	0,0п
Диабазы	1,0	3,5	0,0п
Известняки и алевролиты	4,8	5,6	10,1
Гипербазиты	—	+	0,5
Габбро	—	6,5	7,6
Гранитоиды	1,5	+	+
Метаморф. породы	—	3,0	—
Радиоляриты	—	1,8	0,1
Сумма	52,2	77,2	80,6
Кристаллы			
Плагиоклаз	14,3	3,5	0,5
Кварц	2,5	—	0,0п
Темноцветные	0,5	0,5	0,0п
Рудные	1,5	0,0п	0,0п
Сумма	18,8	4,0	0,6
Цемент			
Хлорит+глина	8,0	1,4	13,7
Кальцит	21,0	17,4	5,1
Сумма	29,0	18,8	18,8
Всего	100,0	100,0	100,0

1. Витро-туфообломочная граувакка мелкозернистая (обр. 605/49). 2. Эффузивно-обломочная граувакка крупнозернистая, цемент кальцитовый (обр. 605/50). 3. Эффузивно-обломочная граувакка крупнозернистая, цемент глинисто-хлоритовый (обр. 74).

Витро-туфообломочные граувакки*. Встречены в нижней части разреза коньяка Айоцдзора, в бассейне р. Джагрычай. Переслаиваются с алевролитами и, реже, глинами. Порода серо-зеленоватая. Преобладают мелко- и среднезернистые разности, отсортированность средняя и низкая. Обычно граувакки тонко- и среднеслоистые, комковатые, содержат редкую гальку, обрывки углефицированной древесины, кальцитовые микрозернистые шаровидные и лепешковидные конкреции. Участками совместно с алевролитами и глинами слагают ритмичные по строению пачки (рис. 105, пачка 4, рис. 107). В этих пачках исчезают карбонатные конкреции.

* Эта разновидность граувакк, очевидно, является переходной к псаммитовым паратуффитам.

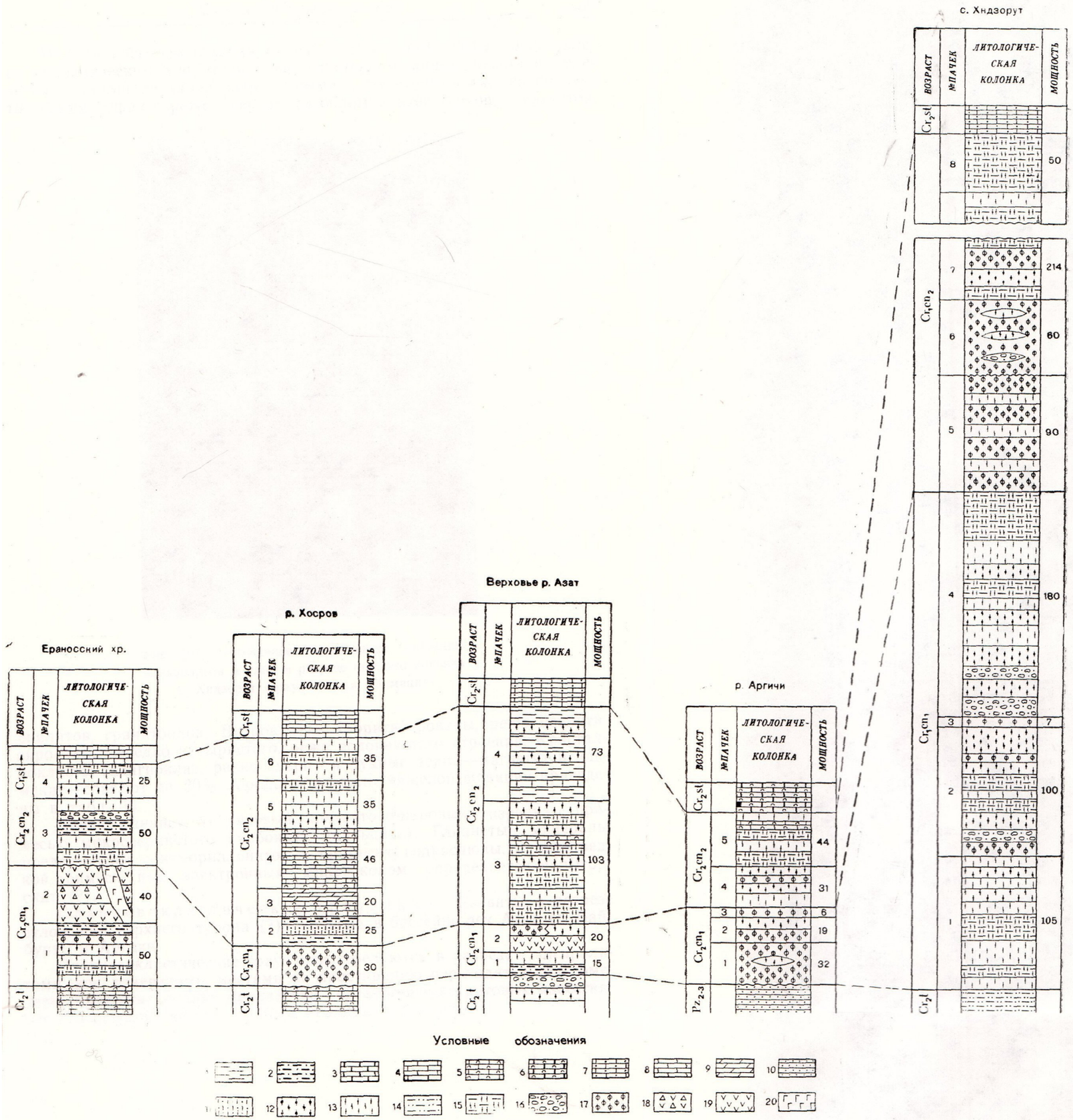


Рис. 105. Типы разрезов граувакковой формации (коньек).

1. Глины монтмориллонитовые. 2. Глины песчано-алевритовые. 3. Известняки. 4. Известняки микрозернистые. 5. Известняки органогенно-детритовые. 6. Известняки биоморфно-детритовые. 7. Известняки песчано-алевритистые. 8. Известняки перекристаллизованные (кристаллические). 9. Мергели. 10. Кварциты. 11. Песчаники известковистые и известковые. 12. Граувакки грубо-крупнозернистые. 13. Граувакки мелко-среднезернистые кварцево-полевошпатовые. 14. Алевролиты. 15. Алевролиты полимиктовые. 16. Конгломераты известняково-сланцевокластические. 17. Конгломераты вулканогенно-обломочные (офиолитокластические). 18. Вулканические брекчии. 19. Андезито-базальтовые и андезитовые порфириты. 20. Габбро.

Под микроскопом главная масса обломков (40—80%) представлена вулканическим хлоритизированным стеклом, андезитовыми и андезито-базальтовыми хлоритизированными и палагонитовыми витрокластическими туфами, реже отмечаются обломки известняков, андезитов,



Рис. 107. Ритмичное чередование песчаников, алевролитов и глин в разрезе нижнего коньяка у с. Хндзорут (граувакковая формация).

спилитов, гранитоидов. Витрокласты хлоритизированы, реже цеолитизированы, нередко пузыристого, реже волокнистого строения. Кристаллокласты (плагиоклаз, редко кварц) и рудные зерна—магнетит и ильменит—слагают до 20% породы. Минералы тяжелой фракции приведены в табл. 90.

Цемент глинисто-хлоритовый, контактово-поровый, изредка с примесью микрозернистого карбоната (кальцита). Глинистые минералы представлены монтмориллонитом с примесью гидрослюды. В виде редкой примеси под электронным микроскопом определяется палыгорскит (?).

Сланцевокластические граувакки. Развиты в разрезе отложений верхнего турона (?)—коньяка в бассейне рек Азат (с. Байбурт) и Аргичи.

Сланцевокластические граувакки чередуются в разрезе с алевролитами, конгломератами, местами по простиранию переходят в конгломераты. Содержат редкие пропластки органогенно-детритовых известняков, в последних весьма обильны реликты ходов червей.

Таблица 90

Минеральный состав тяжелой фракции офиолитокластических граувакк

№ образца	Карбонатность породы в %	Выход тяжелой фракций в %	Гематит и лимонит	Магнетит	Ильменит	Хромит	Пикотит	Биотит	Роговая обманка обыкновенная	Актинолит	Тремолит	Гиперстен	Энстатит	Авгит	Диопсид	Оливин	Эпидот	Цоизит	Разложенные темноцветные	Циркон	Турмалин	Рутил	Гранат
605/41	19,52	7,5	—	2	—	3,2	0,4	—	—	1,0	—	—	—	7,0	—	—	13,0	—	59,4	—	—	—	14,0
605/42б	16,32	11,0	23,1	0,9	0,3	2,4	0,6	—	—	—	—	4,2	—	7,5	—	—	18,0	1,2	41,2	—	—	—	0,6
604/44	24,32	2,7	4,5	3,0	—	2,1	0,6	0,9	0,3	0,9	—	2,1	—	6,9	—	0,6	12,6	—	64,3	—	0,3	—	0,9
605/47	24,96	8,6	0,2	1,4	—	1,8	0,8	+	3,2	2,2	3,2	—	0,2	4,8	—	1,2	19,0	—	62,0	—	—	—	—
605/48а	12,80	3,4	3,9	3,0	—	1,2	0,3	+	1,8	1,2	2,4	—	10,8	1,5	—	0,3	2,6	—	71,0	—	—	—	+
605/51	8,00	3,6	18,8	30,8	—	6,4	3,2	1,2	0,4	—	—	—	11,2	—	—	—	1,6	—	26,4	—	—	—	—
605/55а	38,40	1,0	39,5	5,0	—	4,0	2,5	—	1,0	0,5	1,0	—	11,0	4,5	4,5	—	1,5	—	25,0	+	—	—	—
605/57	26,24	19,3	6,3	6,3	—	—	0,3	—	0,3	0,6	—	—	0,9	—	2,7	—	2,4	1,2	78,7	—	—	—	0,3
605/60а	28,48	1,4	50,0	10,0	—	1,0	0,5	—	0,5	1,5	1,0	—	2,5	5,0	—	—	3,0	—	25,0	—	—	—	+

Примечание. Обр. № 605/41—605/48 а—витро-туфообломочная, остальные—эффузивно-обломочная разность офиолитокластических граувакк.

Пачки сланцевокластических граувакк и конгломератов вверх по разрезу чередуются с эффузивно-обломочными граувакками и конгломератами. Слоистость песчаников горизонтальная от массивной и крупнослоистой (грубозернистые разности) до плитчатой (мелкозернистые разности, обычно обогащены биотитом). В строении конгломератов участками отмечается косая слоистость, характерная для прибрежной и мелководной зон.



Рис. 108. Грауваккa сланцевокластическая грубозернистая. Коньяк. Граувакковая формация, бассейн р Азат. Ув. 40х. Николь 1.

Цвет породы серовато-зеленоватый, зеленовато-серый, реже серый. В составе граувакк преобладают обломки пород, сходные с породами древнего метаморфического комплекса кембрия—докембрия Арзаканского массива. Это кварцево-слюдяные, кристаллические сланцы, гранито-гнейсы, метааркозовые филлиты, углистые сланцеватые кварциты. Присутствуют также обломки кристаллических известняков. Реже отмечаются обломки гранодиоритов, плагиогранитов. Подчиненное значение имеют обломки вулканогенно-осадочной толщи нижнего сенона: спилиты, яшмы, андезиты, их туфы, хлоритизированные вулканические стекла, диабазы; состав кристаллокластов (до 10, реже 20%): плагиоклазы, редко калиевые полевые шпаты, кварц, биотит, пироксены, рудные минералы. Из тяжелых минералов также встречаются: циркон, гранат, турмалин, реже рутил и анатаз, изредка корунд (табл. 91). Преобладают крупно- и грубозернистые разности граувакк.

Цемент (5—30%) обычно кальцитовый, от мелкозернистого до средне- и реже крупнозернистого, перекристаллизованный, поровый и контактовый, иногда с реликтами водорослей, фораминифер и, реже, моллюсков. Характерна кальцитизация обломков полевых шпатов. Ре-

Таблица 91

Минеральный состав тяжелой фракции сланцевокластических граувакк

№ образца	Карбонатность породы в %	Выход тяжелой фракции в %	Пироксены мн.	Гиперстен	Роговая обманка обыкновенная	Базальтическая роговая обманка	Эпидот	Цоизит и клиноцоизит	Биотит	Мусковит (с включ. тяж. мин.)	Гранат	Циркон	Анатаз	Турмалин	Рутил	Пикотит	Хромит	Магнетит и ильменит	Гематит и лимонит	Пирит	Лейкоксен	Обломки пород
4999/11	9,28	5,0	3,6	0,4	—	0,8	65,0	7,2	2,2	—	2,8	0,4	2,4	—	—	0,8	3,6	2,0	8,8	—	—	—
5007/1	20,50	1,1	2,5	—	1,0	0,5	2,6	—	43,5	7,5	6,5	2,6	+	2,1	2,0	0,5	1,5	2,4	18,1	—	7,6	—
5007/2	24,96	1,2	0,9	—	—	—	0,3	—	44,2	2,4	1,5	0,6	0,3	1,5	2,1	—	0,3	18,0	37,6	0,3	—	—
5007,7	15,70	4,7	2,4	—	0,2	—	35,7	—	4,4	0,9	1,5	0,7	0,2	3,6	1,2	—	0,3	2,1	38,5	—	7,8	—
5007,9	20,48	4,7	0,9	—	—	—	15,6	0,9	15,0	3,6	0,6	0,6	—	+	0,6	—	—	3,6	12,0	—	—	47,2
5007/17	30,20	1,9	0,2	—	0,8	—	28,0	1,8	1,0	—	54,5	2,0	+	0,4	1,2	0,2	1,0	5,9	1,2	—	—	—
5007/20	16,64	1,0	0,4	—	—	—	2,9	1,6	10,2	0,4	23,0	2,3	0,4	0,8	2,0	+	2,2	6,0	37,9	0,8	—	—

Примечание. Сланцевокластические граувакки содержат постоянную примесь обломков пород (и минералов) офиолитовой серии.

Обр. № 4999/II—граувакка разреза коньяка бассейна р. Аргичи, остальные образцы граувакк—из разреза терригенной толщи коньяка бассейна р. Азат (с. Байбурт).

же встречаются граувакки со слюдисто-глинистым цементом (5%) пленочного типа. Редкие поры выполнены кристаллическим кальцитом.

Среди сланцевокластических граувакк весьма редко встречены разности с заметно повышенным количеством обломков неметаморфизованных гранитоидов. В разрезе, кроме того, встречаются граувакки, промежуточные по составу между сланцевокластическими и эффузивно-обломочными, а также кварцево-полевошпатовые с заметной (10—25%) примесью петрокластического материала: преимущественно обломков сланцев. Сланцевокластические, микстовые граувакки, а также алевролиты, гравелиты, изредка глинистые известняки участками имеют ритмичную последовательность наслоения. Так, в разрезе формации района Ераносского хребта, а также в верховье р. Азат можно наблюдать чередование массивных гравелитов, сменяющихся выше песчаниками от грубо- до тонкозернистых, далее алевролитами. Изредка ритм завершает слой мелкозернистого известняка. Мощность каждой породы резко изменчива. Суммарная мощность ритмопачки не превышает 2—5 *м*.

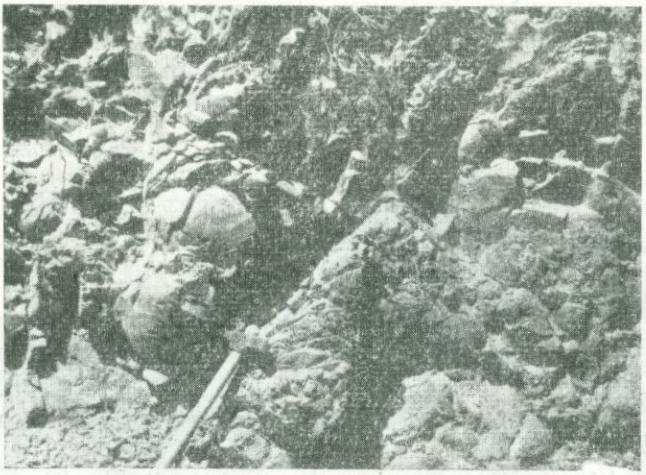


Рис. 109. Шаровая отдельность в песчаниках верхнего коньяка, бассейн р. Кюсуз (грауваккова формация).

Гораздо чаще ритмопачки лишены гравелитов и слагаются граувакками (10—15 *см*), нередко плитчатыми, чередующимися с пакетами (30—50 *см*) алевролитов. Изредка можно наблюдать также чередование граувакк (20—30 *см*) и глинисто-песчанистых мелкозернистых известняков (2 *м*). В целом вверх по разрезу формации происходит вначале утонение строения обломочных пород, составляющих ритмопачки, а затем ближе к кровле—их огрубение, наконец, кровля формации слагается обычно тонкообломочными породами (алевролитами, тонкозернистыми песчаниками, известняками). Сланцевокластические граувакки в целом тяготеют к северному борту интрагеосинклинали и слагают разрезы, где кремнисто-вулканогенная формация имеет резко сокращенные, либо нулевые мощности, а грауваккова формация отличается флишоидным строением.

Конгломераты. В зоне максимальной мощности грауваккова формации (сс. Гюлистан, Хндзорут) конгломераты составляют до 20% пород и сосредоточены главным образом в верхней части разреза (базальные слои верхнеконьякских отложений). Сложены преимуществен-

но продуктами разрушения пород офиолитовой серии. Они имеют низкую сортировку, разногалечные, содержат на отдельных горизонтах включения глыб и валунов, весьма напоминая так называемые олистостромы.

Цвет конгломератов бурый и зелено-серый. Цемент (25—40%) псаммитовый с примесью карбонатного материала. Участками наблюдается крупная косослоистость в песчано-конгломератовых пачках. Помимо типичных пород офиолитовой серии: спилитов, габбро, габбро-пегматитов, габбро-диабазов, диабазов, андезито-базальтов, радиоляритов, гипербазитов, определены тешениты, габбро-эссекситы, эгириновые нордмаркиты, трахиты. Встречаются также кристаллические известняки палеозойского облика, кварц-слюдяные, амфиболовые кристаллические сланцы, эпидозиты, глинистые сланцы, кварц-графитовые филлиты и другие породы древнего метаморфического комплекса. Постоянно встречаются в небольшом количестве обломки гранитоидов, в разной степени метаморфизованных. Количество обломков карбонатных и метаморфических пород уменьшается вверх по разрезу формации. Выдержанные пачки бурых конгломератов прослеживаются в кровле кремнисто-вулканогенной формации, в бассейнах рр. Хосров и Кюсуз. Участками они имеют ритмичное строение: в основании пачки—грубообломочные, ближе к кровле средне- и мелкогалечные.



Рис. 110. Грубообломочные массивные полимиктовые накопления (с преобладанием обломков вулканитов) основания разреза верхнего коньяка, бассейн р. Кюсуз (граувакковая формация).

Размер обломков варьирует от 1—2 до 50 *см* при преобладании обломков в 5—10 *см* в диаметре. Состав гальки однообразен—это породы хосровской толщи: бурые порфириты с коркой «загара», их миндалекаменные разности, спилиты, буровато-зеленые порфириты, афанитовые вулканиты, туфы, окремнелые известняки и радиоляриты, темно-серые, мелкозернистые известняки, весьма редко—гипербазиты. Форма облом-

ков разная: от окатанной гальки до угловатой (брекчии), последние обычно развиты в основании ритмично построенных пачек. Цемент крупно- и грубопсаммитовый, крепкий и средней крепости, от контактового до порового, участками базального типа.

Трансгрессивно, с размывом на породах хосровской толщи (кремнисто-вулканогенной формации), участками на бурых конгломератах залегают серо-зеленоватые конгломераты, обычно массивные без четких границ напластования, с линзами и прослоями граувакк. По составу галек они сходны с бурыми конгломератами, хотя дополнительно обнаруживаются обломки альбитофиров, трахидолеритов, полуокатанные обломки рудистов, изредка гипербазитов. Размер их от 2 до 20 *см*, при преобладании средней размерности, форма преимущественно окатанная, цемент зелено-серый алевро-средне-тонкопсаммитовый, базального, реже порового и контактового типов.

По периферии кремнисто-вулканогенной толщи в бассейне р. Хосров (с. Агаслу) и в верховье р. Веди (с. Джерманис) развиты конгломераты охристо-желтые, пятнисто-кирпично-красные, массивные, состоящие из обломков светло-серых кристаллических и органогенно-детритовых известняков, сходных с туронскими, песчаников, порфиритов бурых и зеленых, редко кварцитов. Размер обломков от 2 до 50 *см*, реже 90 *см*. Преобладает галька размером 5—10 *см*. Крупные гальки и валуны представлены известняками, обычно окатанными, количество галек вулканитов резко изменчиво по простиранию. Цемент преобладает над обломками, базальный, средней и низкой крепости, алевро-псаммитовый, пропитанный гидроокислами железа, содержит радиолярии.

В северных районах (бассейны рр. Азат и Аргичи) встречены конгломераты коньяка, состоящие преимущественно из обломков пород древнего метаморфического комплекса (Сатиан, Агамалян, 1969).

Глины

Распределены по площади весьма неравномерно, слагают редкие пропластки среди алевролитов и песчаников в окрестностях с. Гюлистан (Айоцдзор). В 6 *км* вверх по течению р. Джагрычай, судя по результатам структурного бурения, содержание глин резко возрастает. Здесь отмечаются пачки (6—7 *м*) глин среди граувакк и алевролитов. Возрастает содержание глин и от с. Авуш на запад, к с. Хачик. В междуречье Азат и Веди и в бассейне р. Веди глины почти полностью отсутствуют в разрезе хосровской вулканогенно-осадочной толщи. В виде пропластков они отмечаются среди алевролитов верхнего коньяка, залегающих над породами хосровской толщи.

Глины обычно темно-серые, зеленовато-серые мало пластичные, комковатые, оскольчатые. Разности с повышенной битуминозностью отличаются большей пластичностью. Постоянная примесь песчано-алевритового материала достигает 20—40%. В основной массе нередка примесь рассеянного микрозернистого кальцита. Структура породы преимущественно микроагрегатная, беспорядочно-ориентированная. По данным рентгеноструктурного, электронно-микроскопического и других видов анализов глина состоит из монтмориллонита и гидрослюды, причем содержание гидрослюды в образцах, отобранных из верхней части разреза, уступает монтмориллониту. Определяется также примесь хлорита. Монтмориллонит диоктаэдрического типа $d(060) = 1{,}49$ Å. Электронографические параметры $a=5{,}18$; $b=8{,}97$; $c=10{,}0$; $\beta = 101°$. (a, b, c приведены в A°).

Известняки

В разрезах отложений коньяка имеют подчиненное значение. Представлены микрозернистыми, органогенными, органогенно-детритовыми разностями.

Известняки микрозернистые. В терригенной толще коньяка бассейна р. Азат (с. Байбурт) микрозернистые известняки слагают верхнюю часть разреза, чередуясь с алевролитами и редкими прослоями песчаников. Восточнее, в Айоцдзоре, эти известняки широко развиты в разрезе коньяка у с. Советашен, содержат прослои фораминиферовых обломочных и органогенно-детритовых известняков. Сходное строение разреза отложений коньяка наблюдается к юго-востоку, у с. Арени и в 2,5 *км* южнее с. Хачик. Еще восточнее, в бассейне р. Джагрычай, микрозернистые известняки имеют резко подчиненное значение, развиты в нижней части разреза терригенной толщи коньяка.

Общим для этих пород является микрозернистое и криптозернистое строение основной массы. Почти всегда наблюдается примесь раковин фораминифер, «сфер». Терригенная примесь обычно крайне незначительна (до 3—5%), участками в переходных, микро-тонкозернистых разностях (бассейн р. Хосров) достигает 10—20%. Глинистая примесь обычно не превышает 10—15%. Микрозернистые известняки имеют серую реже зеленовато-серую окраску, они тонко- и среднеслоистые, реже комковатые (в бассейне р. Азат) и косослоистые (аутигенная брекчия южнее с. Хачик). Поверхность известняков у с. Советашен изобилует гиероглифами. В известняках бассейна р. Джагрычай обнаружена эпигенетическая (по трещинам) слабая доломитизация.

Микрозернистые известняки отсутствуют, либо весьма редки среди прибрежных и прибрежно-островных отложений коньяка (Ераносская и Аргичинская антиклинали).

Органогенные известняки. Имеют подчиненное значение по отношению к микрозернистым известнякам. Фораминиферовые известняки изредка встречены в разрезах отложений коньяка западной части Айоцдзора, «сферовые» известняки слагают верхнюю часть разреза в бассейне р. Джагрычай, переслаиваясь с алевролитами.

Также редки органогенно-детритовые и обломочные разности. Органогенно-детритовые известняки слагают редкие пропластки среди песчаников и алевролитов и развиты среди терригенных прибрежных накоплений коньяка.

ИЗВЕСТНЯКОВАЯ ФОРМАЦИЯ (САНТОН—ВЕРХНИЙ СЕНОН)

Известняки сантона—верхнего сенона имеют широкое площадное распространение, довольно однообразный состав, как это было показано и ранними исследованиями (Егоян, 1956; Ренгартен, 1959). Представлены известняки главным образом микрозернистыми и фораминиферово-микрозернистыми, сравнительно реже органогенными, органогенно-детритовыми разностями. Весьма редко среди них наблюдаются песчаники и алевролиты (табл. 92).

Известняки микрозернистые имеют разнообразную окраску: коричневато-серую, кирпично-красную, либо светло-серую, изредка пятнисторозоватую. Слоистость четкая горизонтальная, преимущественно средняя и тонкая, в основании толщи изредка крупная. В строении формации интервалами наблюдается ритмичное чередование крепких микрозернистых известняков с пропластками (5—10 *см*) глинистых, сравнительно рыхлых разностей. Местами, где формация имеет малые и сред-

Таблица 92

Характеристика разрезов известняковой формации (сантон—верхний сенон) южной части Центральной складчатой структурно-формационной зоны Армянской ССР (Веди-Аргичинский и Урцско-Айоцдзорский антиклинории)

Местоположение разреза	Главные (формациеобразующие) породы	Мощности в *м*	Наличие перерывов	Признаки ритмичности многослоев	Обстановка формирования отложений
Байбуртская антиклиналь. Верховье р. Азат	Известняки алевритистые микро-мелкозернистые (>95%), редко органогенно-детритовые, очень редко линзы брекчие-конгломератов	15—21	+	изредка интервалами	Прибрежье у главных поднятий северного борта прогиба
Аргичинская антиклиналь. Верховье р. Аргичи	Известняки крипто-микрозернистые и органогенно-мелкодетритовые, алевритистые	108	+(?)	изредка интервалами	Прибрежное мелководье у главных поднятий северного борта прогиба
Ераносская антиклиналь	Известняки средне - тонкозернистые алевритистые (90 %), микрозернистые (7%), алевролиты (0,5%), известковые глины (2,5%)	102	+	—	Мелководье, у внутренних островных поднятий
Кешишдагская антиклиналь	Известняки микрозернистые (100%)	20	+	—	Прибрежье у внутренних известняково-островных поднятий
Южное крыло Ераносской антиклинали, скв.	Известняки микро - тонкозернистые алевритистые (100%)	0—20	+	—	Прибрежье вулканических новообразованных поднятий
Южное крыло Веди-Аргичинского антиклинория, скв. у г. Веди	Известняки микрозернистые (>70%), реже микрозернисто-фораминиферовые, шламово-микрозернистые.	380	—	—	Внутренняя часть прогиба, грабен, развитый в вулканическом поясе
Урцско-Айоцдзорский антиклинорий, с. Хндзорут	Известняки фораминиферово-микрозернистые (72 %), органогенно-детритовые и биоморфные (28 %).	280	+	—	—.—„—

ние значения мощностей и развиты сравнительно более алевритистые разности известняков, последние слагают ритмически повторяющиеся слои среди пачек слабо алевритистых известняков. Ритмическое строение многослоев не является выдержанным для всего разреза формации и ориентировочно показательно лишь для трети от общей мощности пород.

Некоторые слои известняков содержат внутрислойные конкреции кремня, реже встречаются кремневые конкреционные линзочки, кальцитово-кремневые стяжения. Кремневые конкреции наиболее развиты в средней части разреза толщи. Структура известняков крипто-микрозернистая, либо фораминиферо-микрозернистая. Содержание фораминифер и сфер обычно не превышает 20%. В микрозернистой основной массе отмечаются редкие поры, выполненные мелкозернистым кальцитом, им же выполнены полости раковин фораминифер и сфер. Изредка отмечается примесь радиолярий. По определениям Ю. А. Мартиросян, фораминиферы представлены главным образом глобигеринами и глоботрункана-ми*.

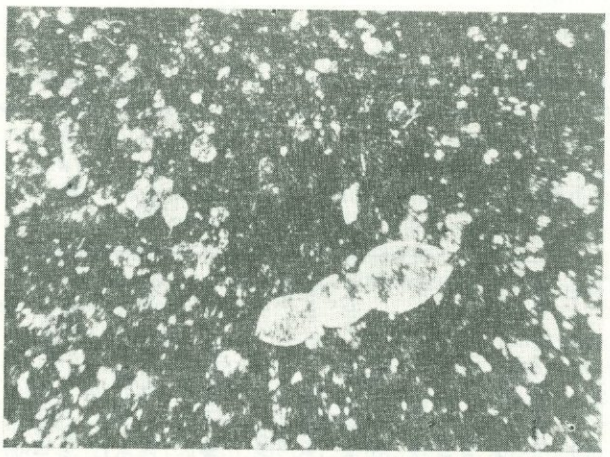


Рис. 111. Известняк фораминиферово-криптозернистый. Сантон (известняковая формация), с. Хндзорут. Ув. 45х. Николь 1.

Песчано-алевритовая примесь обычно составляет десятые доли процента, редко достигая 1—2%, изредка 10—25% (отложения прибрежья), глинистая примесь не превышает 15%. В среднем нерастворимый остаток известняков составляет 20%. Шламово-микрозернистые известняки развиты в основании разреза верхнего сенона. Эти осадки мелководно-прибрежных зон (сс. Двин, Байбурт, бассейн р. Аргичи) характеризуются повышенным количеством (10—25%) алевритовой терригенной примеси.

Органогенные известняки. Известняки фораминиферовые. Встречаются преимущественно в основании разреза сантона Веди-Аргичинского антиклинория. В подзоне Урцско-Айоцдзорского антиклинория фораминиферовые известняки чаще встречаются в кровле разреза верх-

* Нанопланктон не был изучен, хотя весьма вероятно, что его место в структуре микрозернистых разностей может быть значительным.

него сенона. Известняки сантона обычно розовые крупно- и среднеслоистые. В верхнесенонском разрезе преобладают светло-серые известняки тонко- и среднеслоистые крепкие с раковистым изломом. Из фораминифер преобладают глобигерины и глоботрунканы. Алевро-псаммитовая примесь не превышает 2—3%, глинистая—10%. Сферовые известняки обнаружены в кровле верхнего сенона бассейна р. Джагрычай.

Фораминиферово-мшанково-водорослевые известняки развиты в верхней части разреза верхнего сенона в бассейне р. Джагрычай и у с. Хачик. Слагают прослои среди фораминиферово-микрозернистых известняков. Порода серая, коричневато-серая среднетонкослоистая. Состав: литотамнии (20—30%), мшанки (10—15%), крупные раковины фораминифер (5—10%), примесь кораллов, морские лилии, обрывки раковин моллюсков и др., скрепленные кальцитом микро-среднезернистым (20—50%). Терригенная примесь не превышает 1—2%. В зависимости от окатанности обломков и соотношения их с цементом выделяются детритово-биоморфные и органогенно-детритовые разности известняков.

Водорослево-остракодовые известняки. Развиты в 3 *км* южнее с. Хачик. Слагают линзы (1—2 *м*) в фораминиферово-микрозернистых и мшанково-водорослевых известняках. Порода серая, розоватая, на выветрелой поверхности бурая, пятнисто-охристая тонко-среднеслоистая. Структура детритово-биоморфная. Состоят известняки из крупных (до 8 *мм*) раковин остракод (50—60%), водорослей (20—30%), примеси мшанок, фораминифер и ксеногенных обрывков, сложенных мелкокристаллическим кальцитом. Цемент кальцитовый мелкозернистый (10—20%), цементация порового типа. Терригенная алевритовая примесь составляет не более 3%.

ТЕРРИГЕННО-КАРБОНАТНАЯ ФЛИШОИДНАЯ ФОРМАЦИЯ (ДАНИЙ—ПАЛЕОЦЕН)

Отложения формации в южной части Центральной складчатой зоны Армении и в Приараксинской зоне имеют заметное распространение. Обнажаются в бассейнах рр. Азат, Веди (полная мощность до 670 *м*) и вскрыты многочисленными скважинами, где мощность их достигает около 1200 *м*. Характерно (особенно для разрезов с большой мощностью) ритмичное чередование определенных наборов пород с градационной слоистостью.

Сводный разрез формации в левобережье р. Азат расчленяется на три ритмоподсвиты. Ниже приводится описание отдельных, характерных отрезков разрезов указанных ритмоподсвит (рис. 112).

1. Нижняя подсвита (мощность 223 *м*)

$R_{(ритм)_1}$ —гравелит песчаный, известковый, с механоглифами на нижней поверхности (50 *см*), песчаник сильно известковый (14 *см*), известняк, алевритовый (6 *см*), мергель слабо алевритовый, известковый (6 *см*), мергель глинистый (2 *см*).

R_2—известняк алевритовый (4 *см*), мергель известковый, крупнокусковой (35 *см*), мергель глинистый, мелкокусковой (15 *см*).

R_3—известняк алевритовый (5 *см*), мергель известковый (7 *см*).

R_4—известняк алевритовый (1 *см*), мергель известковый (7 *см*).

R_5—изветняк алевритовый (2 *см*), мергель известковый (3 *см*).

R_6—известняк песчанистый (1 *см*), известняк алевритовый (1,5 *см*), мергель (3 *см*),

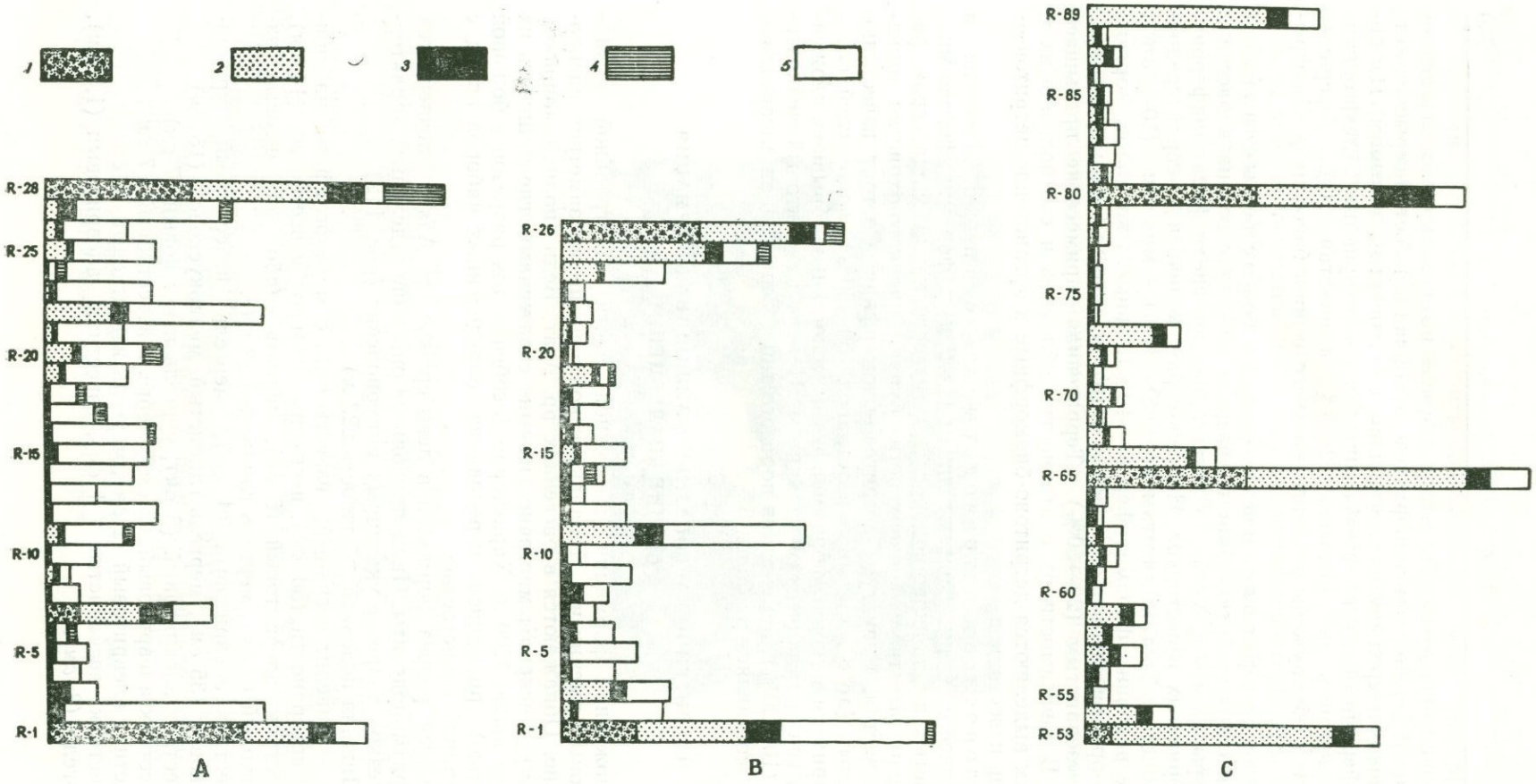


Рис. 112. Отрезки ритмограмм: нижней (А), средней (В) и верхней (С) частей терригенно-карбонатной флишоидной формации дания—нижнего эоцена. 1. Гравелиты известковые. 2. Песчаники известковые и известняки песчаные. 3. Алевролиты известковые и известняки алевритовые. 4. Глины известковистые. 5. Мергели (по А. А. Садояну).

Таблица 93

Характеристика резрезов терригенно-известняковой флишоидной формации (даний—палеоцен) южной части Центральной складчатой структурно-формационной зоны Армянской ССР (Веди-Аргичинский и Урцско-Айоцдзорский антиклинории)

Местоположение разреза	Главные (формациеобразующие) породы	Мощности в *м*	Наличие перерывов	Признаки ритмичности многослоев	Обстановка формирования отложений
Северное крыло Ераносской антиклинали	Мергели и микрозернистые глинистые известняки (>50%), реже алевролиты, песчаники, очень редко гравелиты, глины, конгломераты (известняковый флиш)	670	—	В средней и верхней части разреза терригенно-известняковый флиш	Зона смыкания с Разданским поперечным прогибом (грабеном)
Юго-западное крыло Шугаибской антиклинали	Алевролиты и песчаники (>50%), мергели (30%), реже конгломераты, гравелиты, известняки (песчаный флиш)	220	+(?)	Песчаный флишоид и флиш	Прибрежье внутреннего островного поднятия
С-В крыло Агасалинской антиклинали	Известняки микрозернистые, микрозернисто-фораминиферовые и мергели (>80%) реже алевролиты, органогенно-детритовые известняки, очень редко глины и гравелиты	170	+	Известняковый флишоид	Внутренняя часть прогиба вблизи размыва карбонатных островных поднятий
Чатминская синклиналь, скважина у г. Арташат	Алевролиты, чередующиеся с известковыми глинами, реже песчаниками и органогенно-обломочными известняками и гравелитами	>800	—(?)	Терригенно-карбонатный флишоид (?)	Зона стыка с поперечным прогибом (вблизи окончания Разданского прогиба)
Западный борт Айнтапского поднятия, скв. у с. Зейва	Алевролиты и песчаники с низкой карбонатностью	300	—	Песчаный флишоид	Мелководье вблизи северного борта прогиба
Урцско-Айоцдзорский антиклинорий, с. Гюлистан	Органогенно-детритовые известняки с пачками известковистых алевролитов и мергелей. Редкие пачки среднегалечных конгломератов	100	+	—	Прибрежье вблизи внутреннего островного поднятия

R_7—песчаник сильно известковый, переходящий в известняк песчаный (24 *см*), известняк алевритовый (3,5 *см*), мергель (13 *см*).

2. Средняя подсвита (мощность 312 *м*)

R_1—гравелит известковый (18 *см*), песчаник известковый (28 *см*), алевролит известковый (3 *см*), мергель глинистый (37 *см*), глина известковистая, рассланцованная (1,5 *см*).
R_2—песчаник известковый (2 *см*), алевролит известковистый (2 *см*), мергель глинистый (21 *см*).
R_3—песчаник известковистый (10 *см*), алевролит известковистый (6 *см*), мергель глинистый (9 *см*).
R_4—алевролит известковый (2 *см*), мергель глинистый (11 *см*).
R_5—алевролит известковый (2 *см*), мергель глинистый (16 *см*).

3. Верхняя ритмоподсвита (мощность 135 *м*)

Для нижней части верхней ритмоподсвиты:
R_1—мелкогалечные конгломераты (0,4 *м*), гравелиты известковые (0,5 *м*), песчаники известковые (0,5 *м*), алевролиты известковые (0,2 *м*), мергели глинистые (0,1 *м*).
R_2—гравелиты известковые (0,5 *м*), песчаники известковые (0,4 *м*), алевролиты известковые (0,2 *м*), мергели глинистые (0,2 *м*).
R_3—гравелиты известковые (0,6 *м*), песчаники известковые (0,5 *м*).
R_4—гравелиты известковые (0,7 *м*), песчаники известковые (0,5 *м*), алевролиты известковые (0,3 *м*), мергели глинистые (0,2 *м*).
И для верхней части верхней ритмоподсвиты:
R_{53}—гравелит известковый (6 *см*), песчаник известковый (57 *см*), алевролит известковый (6 *см*), мергель глинистый (7 *см*).
R_{54}—песчаник известковый (14 *см*), алевролит известковый (3 *см*), мергель глинистый (5 *см*).
R_{55}—алевролит известковый (1 *см*), мергель глинистый (5 *см*).
R_{56}—алевролит известковый (3 *см*), мергель глинистый (2 *см*).
R_{57}—песчаник известковый (6 *см*), алевролит известковый (2 *см*), мергель глинистый (6 *см*).

В нижней части верхней ритмоподсвиты резко преобладает первый элемент ритма, причем иногда встречаются неполные ритмы, представленные только первым элементом ритма.

В средней и особенно в нижней частях верхней ритмоподсвиты наблюдается постепенное уменьшение медианного размера зерен первого элемента ритма. Частота встречаемости гравелитов по сравнению с верхней частью ритмоподсвиты понижается, но здесь тоже отмечается преобладание процентного содержания первого элемента ритма над вторым.

В табл. 94 приведены процентные содержания суммарных мощностей элементов ритма по каждой ритмоподсвите.

Ритмичность особенно ярко выражена в средней и верхней ритмоподсвитах, но структура этой ритмичности неодинакова. Так, в средней ритмоподсвите постепенно увеличивается частота встречаемости ритмов третьего порядка, причем снизу вверх по разрезу интервалы между ними сокращаются неравномерно от 10 до 30 *м*.

Таблица 94

Содержание суммарных мощностей элементов ритма в ритмоподсвитах

Наименование ритмоподсвит	Суммарная мощность		
	I э. р. в %	II э. р. в %	III э. р. в%
Первая (нижняя)	34,7	62,2	3,1
Вторая (средняя)	39,4	56,3	2,4
Третья (верхняя)	67,6	32,2	0,2

Терригенные породы

Конгломераты и гравелиты распространены в разрезах у сс. Кетуз, Чиман и реже в бассейне р. Азат. Развиты преимущественно в средней и верхней частях разреза формации. Окраска конгломератов пестрая, обусловленная разнообразием состава обломков: известняков, мергелей, песчаников, кварцитов, кварц-слюдяных сланцев, яшм, спилитов, андезитов, туфов, реже гранитоидов. Преобладает известняковая окатанная галька размером от 2 до 20 *см*, чаще 3—8 *см*. Цемент песчаный, глинисто-песчаный, реже песчано-известковый, контактовый и поровый. Гравелиты серые, светло-серые, крепкие, реже сравнительно слабо сцементированные породы. Слоистость горизонтальная. Мощность слоев от 6 *см* до 80 *см*. Гравелиты залегают в основании ритмов третьего порядка, причем контакт с подстилающими породами (обычно мергели, глины) четкий, а переход к вышезалегающим отложениям (песчаникам, песчаным известнякам)—постепенный. На нижней поверхности гравелитов отмечаются механоглифы, реже—биоглифы. Степень отсортированности гравелитов плохая. Коэффициент сортировки характеризуется значениями: S_0—от 4,83 до 5,69. Форма гравийных зерен угловато-округлая. Состав обломочной части гравелитов приблизительно такой, как у конгломератов. Цемент представлен кальцитом (35—47%) с небольшой примесью глин.

Песчаники и алевролиты широко развиты в западной части Веди-Аргичинского антиклинория. Количество их увеличивается вверх по разрезу дания-палеоцена. Цвет желтовато-серый, иногда зеленовато-серый, порода крепкая, нередко трещиноватая, слоистость тонкая, реже средняя, иногда плитчатая. Нижняя поверхность напластования испещрена обычно гиероглифами. Изредка наблюдаются стяжения гидроокислов железа, участками—мелкие линзы, а также линзы стронцианита и целестина (Ераносская антиклиналь).

Состав песчаников преимущественно лито-кристаллокластический: преобладают обломки плагиоклазов, чаще андезина. Изредка отмечаются зерна ортоклаза и весьма редко микроклина. Отмечаются также биотит, кварц, магнетит, реже авгит и др. Обломки пород представлены спилитами, вариолитами, диабазами, туфами андезитов, известняками, реже гранитоидами, яшмами, кварцитами и кварц-слюдяными сланцами. Форма крупных обломков обычно полуокатанная, мелких—чаще угловатая. Цемент (10—50%) повсеместно карбонатный, мелко-тонкозернистый с примесью раковин фораминифер, обрывков водорослей, мшанок. Обычны переходные типы пород от известковых песчаников к песчанистым известнякам. Отсортированность песчаников в большинстве случаев низкая. Для песчаников района Ераносской антиклинали S_0 =4,57—6,36; M_d =0,09—0,29 *мм*. Изредка отмечается средняя и хорошая отсортированность (S_0=1,67—2,07; M_d=0,8—1,02 *мм*). Алевролиты по составу кварц-полевошпатовые с примесью слюд и рудных зерен, ха-

рактеризуются глинисто-карбонатным цементом базального, реже порового типа, тонко-микрозернистого строения с примесью фораминифер. Состав глинистой примеси в породе монтмориллонит-гидрослюдистый.

Глины. Слагают прослои в алевролитах и известняках, характеризуются высокой алевритистостью и известковистостью (до 15—20%). Структура глин пелитовая, текстура беспорядочная и пятнистая. Характерно наличие микрофауны. В составе глин преобладает монтмориллонит* с примесью гидрослюды, хлорита, минералов группы каолинита (междуречье Азат и Веди).

Рентгеноструктурным анализом выявлена смешанно-слойная гидрослюда—монтмориллонит с беспорядочным распространением межслоевых промежутков. Преобладание гидрослюды над монтмориллонитом установлено для глин бассейна р. Хосров.

Карбонатные породы

Известняки органогенно-детритовые—наиболее распространенный тип карбонатных пород в средней части бассейна р. Веди и ее притока—р. Хосров. В западных районах, в междуречье низовьев рек Раздан и Азат, по данным бурения у сс. Арташат, Масис и Зейва, они имеют подчиненное по сравнению с алевролитами и песчаниками значение. Порода серая, коричневато-серая средне- и тонкослоистая, реже крупнослоистая. Характерно обилие биоглифов и знаков течений на поверхности напластования. Структура преимущественно мелкодетритовая, шламовая, в западных участках междуречья Веди и Азат и в Айоцдзоре преобладают средне- и крупнодетритовые разности. Состав детрита (до 40—50%): литотамнии, фораминиферы (глобигерины, роталии, кристолярии, нодозарии), реже мшанки. Терригенная примесь значительная—до 30—40%, алевритистая, мелкопесчанистая (плагиоклаз, обломки известняка, вулканического стекла, эффузивов основных, средних, редко кварца). Из аутигенных минералов часто отмечается целестин. Цемент кальцитовый, обычно мелкозернистый, реже микро- и среднезернистый, от базального до порового типа. Известняки ассоциируют в разрезе с алевролитами, песчаниками, содержат редкие пропластки микрозернистых известняков, мергелей, конгломератов.

Мергели являются наиболее распространенными породами дания-палеоцена, в бассейне р. Азат, содержание которых снизу вверх по разрезу резко уменьшается от 62,2 до 32,2%. В отложениях выделяются: а) глинистые мергели с карбонатностью 25—50% и б) мергели (известковые) с содержанием карбонатного материала от 50 до 75%. Снизу вверх по разрезу содержание карбонатного вещества в мергелях уменьшается. Если в нижней подсвите мергели (известковые) преобладают над глинистыми мергелями, то в верхней подсвите они почти полностью отсутствуют. В строении ритмов в нижней и средней подсвитах нередко участвуют обе разновидности мергелей. В этих случаях, как правило, мергели (известковые) всегда перекрываются глинистыми мергелями, которые в свою очередь часто перекрываются сланцеватыми глинами.

Макроскопически мергели (известковые) светло-серые, желтовато-серые, реже буровато-желтые, плотные, со слабой и средней крепостью породы, нередко (в естественных обнажениях) разбитые на неправильные куски, с размерами до 4—6 *см* в поперечнике. Глинистые мергели серые, зеленовато-серые, реже светло-серые, менее крепкие, чем мерге-

* Минеральный состав изучен И. Х. Петросовым.

ли известковые, по сравнению с которыми разбиты на более мелкие куски.

Слоистость не четко выраженная горизонтальная, мощностью от 1 до 120 *см*. Снизу вверх по разрезу наблюдается значительное уменьшение мощности мергелей, отмечается общее сокращение мощности ритмов. Встречаются мелкие биоглифы—ходы илоедов, заполненные бурым или зеленовато-серым пелитовым материалом. Мергели в основном алевритовые, песчанисто-алевритовые. Содержание фракции <0,01 *мм* составляет 58,8—68,47%, фракции 0,01—0,1 *мм*—28,82—34,4%. Содержание псаммитовой фракции не превышает 10%. Медианный размер зерен (Md) колеблется от 0,005 до 0,007 *мм*. Степень отсортированности пород хорошая (S_0=1,38—2,5), реже средняя (S_0=2,65). Кривые распределения одновершинные, с максимумом в интервале 0,001—0,01 *мм*. Структура мергелей алевро-пелитовая. Основная масса представлена пелитоморфной смесью карбонатного и глинистого веществ, в которой неравномерно рассеяны угловатые зерна полевых шпатов, кварца, редко обломков пород, чешуйки слюд. Иногда наблюдаются обуглившиеся растительные остатки с вкрапленниками пирита. Встречаются известковые раковины мелких фораминифер. Обнаружены споры и пыльца.

По данным валового химического анализа, содержание SiO_2 составляет 35,82%, CaO—24,00%.

Отношение $\frac{SiO_2}{CaO}=1{,}49$; $\frac{SiO_2}{Al_2O_3}=4{,}23$; $\frac{CaO}{MgO}=8{,}42$.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ ПОРОД

Песчаники. Песчаные породы известняково-терригенной формации (сеноман?—турон) содержат в большом количестве (>50%) кварц, а некоторые разности—альбитизированный плагиоклаз. Этим обусловлено сравнительно высокое содержание в них кремнекислоты (табл. 95), а в плагиоклазовых разностях—натрия и низкое содержание железа, магния и суммы щелочей. Содержание глинозема резко изменчиво в зависимости от состава цемента: глинистого или кальцитового.

Сравнительно с граувакками гор Гарца и других регионов (табл. 96) они содержат примерно равное количество суммы железа, магния и в разностях с глинистым цементом—глинозема; значительно меньше содержание в них суммы щелочей (кремнекласто-кварцевые граувакки) и выше—карбоната кальция. Повышенная карбонатность—довольно характерная особенность химизма изученных граувакк.

Резко отличаются по химическому составу песчаники граувакковой формации. В их составе преобладают обломки спилитов, диабазов. Высокие содержания железа, магния, устойчиво низкое содержание кремнекислоты—характерные признаки этих пород. Среднее отношение кремнекислоты к сумме железа и магния равно 3,1.

Сопоставление с граувакками других регионов показывает, что помимо железа и магния, в изученных граувакках намечается также повышенное содержание титана, карбоната кальция и низкое содержание глинозема, натрия и калия. Вместе с тем, нередки случаи преобладания калия над натрием, что обусловлено наличием среди обломочных зерен продуктов разрушения щелочных базальтоидов.

Известняки. Известняки известняково-терригенной формации по химическому составу подразделяются на высококарбонатные (табл. 97) и с заметно высокой примесью кремнекислоты, алюминия, железа, натрия, за счет терригенной силикатной составной этих пород.

Таблица 95

Химический состав песчаников

Формация, возраст	Разновидность граувакк	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	CaO	MgO	Na_2O	K_2O	п.п.п.	CO_2	H_2O	Сумма
Граувакковая, коньяк	Витро-туфо-обломочная обр. 605/49	42,83	1,55	14,13	7,41	2,92	0,13	12,73	4,11	1,50	0,87	10,18	7,14	1,68	100,04
	—„— обр. 605/49а	46,05	1,35	12,94	6,98	2,61	0,10	9,56	4,64	1,20	2,00	10,03	6,37	2,97	100,43
	—„— обр. 605/49в	47,03	1,55	10,70	7,79	3,99	0,08	9,12	6,06	1,32	1,50	8,87	4,63	2,51	100,52
	Эффузивно-обломочная обр. 605/50в	43,11	0,85	14,24	4,45	1,38	0,15	14,42	3,38	2,70	2,20	12,18	9,53	1,35	100,41
	—„— обр. 605/60	41,76	0,85	11,28	5,70	1,84	0,19	14,64	8,19	1,25	1,12	11,46	8,54	2,43	100,71
	—„— обр. 76	43,34	0,46	11,44	5,85	3,60	0,12	11,31	9,11	2,60	0,90	8,76	8,01	2,50	99,99
	—„— обр. 89	47,00	0,67	10,28	5,26	2,40	0,12	14,13	4,11	2,50	0,90	11,84	9,47	1,26	100,47
Известняково-терригенная, сеноман?—турон	Сланцевокластическая обр. 31	45,62	0,93	11,84	2,17	3,31	0,12	16,40	2,35	1,96	0,69	н. о.	12,40	2,05	99,84
	Кварцево-кремнекластическая субграувакка обр. 605/10	61,22	1,48	17,49	5,48	0,29	0,05	1,42	1,35	0,50	1,35	5,46	1,02	3,18	99,27
	—„— обр. 605/136	58,48	0,26	5,09	1,92	—	0,28	19,06	—	0,1	0,12	14,86	13,83	0,28	100,45
	Плагиоклазовая грауваккa обр. 605/37	61,92	0,62	15,4[illegible]	1,59	1,38	0,03	6,85	0,95	5,00	1,05	5,04	3,96	0,43	100,34

Содержание главных химических элементов в граувакках

Таблица 96

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO_2	64,43	64,67	66,91	71,1	69,7	67,5	69,7	70,59	60,44	43,78	44,44	45,62	61,22	61,92
TiO_2	0,62	0,57	0,83	0,50	0,6	0,5	0,5	0,64	0,60	0,80	1,04	0,93	1,48	0,62
Al_2O_3	15,48	13,41	13,59	13,90	14,3	13,5	14,3	13,59	18,27	18,16	12,14	11,84	17,49	15,48
Fe_2O_3+FeO	6,54	6,27	5,29	3,0	3,8	4,5	4,6	4,97	5,98	11,31	8,87	5,48	5,77	2,97
MgO	3,12	3,23	2,09	1,3	1,2	2,2	1,8	1,51	1,65	3,06	5,66	2,35	1,35	0,95
CaO	2,22	3,04	3,69	1,8	1,9	2,4	1,3	1,61	5,88	8,12	13,27	16,40	1,42	6,85
Na_2O	3,74	2,99	2,98	3,7	3,5	3,6	3,1	2,76	3,30	5,60	1,87	1,96	0,50	5,00
K_2O	2,44	2,02	1,99	2,3	2,4	1,7	1,4	2,19	0,75	0,35	1,36	0,69	1,35	1,05
Na : K	1,4	1,3	1,3	1,4	1,3	1,9	2,0	1,1	3,9	14,3	1,3	2,5	0,3	4,2
$Al_2O_3 : Na_2O$	4,2	4,5	4,6	3,8	4,1	3,8	4,6	5,2	5,5	3,3	6,5	6,1	3,5	3,1
$SiO_2 : (Fe_2O_3+FeO+MgO)$	6,6	6,4	9,1	16,6	13,9	10,0	10,8	11,7	7,9	3,4	3,1	5,8	8,6	15,7
$SiO_2 : (K_2O+Na_2O)$	10,6	12,8	13,4	11,8	13,9	11,4	14,9	14,2	14,9	7,4	13,7	17,2	33,0	10,2

1. Среднее граувакк докембрия Вайоминга (Condie, 1967); 2. Граувакки докембрия (Pettijohn, 1963); 3. Современные граувакковые осадки (Whetten, 1966); 4. Составное нижнемезозойских граувакк Новой Зеландии (Reed, 1957); 5. Среднее нижнемезозойских граувакк Новой Зеландии (Reed, 1957); 6 Среднее францисканских граувакк, юра (Bailley и др., 1964); 7. Среднее граувакк гор Гарца, палеозой (Mattiat 1960); 8. Среднее граувакк Ренселар, Нью-Йорк (Ondrick, Criffiths, 1969); 9. Плагиоклазовая граувакка, нижний коньяк, бассейн р. Агстев, северная Армения (по автору); 10. Вулкано-терригенный песчаник, коньяк, бассейн р. Агстев (по автору); 11. Среднее офиолитокластических граувакк, коньяк (по автору); 12. Сланцевокластическая граувакка, коньяк (по автору); 13. Кремнекласто-кварцевая граувакка, турон (по автору); 14. Плагиоклазовая граувакка, турон (по автору), № 11—14—породы Ереванo-Ордубадской зоны.

Таблица 97

Химический состав известняков

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO_2	0,89	12,16	12,06	1,03	0,99	27,08	6,91	5,67	26,19	26,07	13,95	11,04	18,29
TiO_2	сл.	—	0,22	—	—	0,65	0,23	0,23	0,63	0,40	сл.	0,20	сл.
Al_2O_3	1,50	6,40	1,79	—	—	6,59	2,28	1,49	6,99	6,23	7,25	2,40	5,98
Fe_2O_3	сл.	0,70	1,07	0,50	0,55	2,25	0,38	0,06	2,33	2,80	0,07	0,51	0,56
FeO	сл.	0,66	0,30	—	—	3,74	0,60	0,60	1,15	1,44	0,66	0,72	0,37
MnO	сл.	—	сл.	сл.	сл.	0,12	сл.	сл.	0,13	0,09	сл.	0,09	сл.
CaO	55,44	42,56	43,53	54,05	54,54	19,35	46,78	48,84	31,36	30,60	43,00	46,02	39,76
MgO	—	сл.	2,05	0,13	0,13	9,38	0,43	0,06	0,44	1,20	сл.	0,33	1,26
Na_2O	0,02	0,42	сл.	1,05	1,07	0,36	1,07	0,32	1,01	3,20	0,38	2,06	0,55
K_2O	0,01	0,70	сл.	—	—	0,24	0,92	0,37	—	—	0,62	—	0,57
П.п.п.	42,06	35,03	38,46	н. о	н. о.	30,8	39,98	42,68	29,0	н. о.	34,00	36,00	33,03
O_2	н. о.	н. о.	н. о.	43,20	43,20	27,85	38,72	36,96	27,60	25,00	н. о.	н. о.	н. о.
C_2O	н. о.	1,47	н. о.	0,06	н. о.	н. о.	0,26	0,36	н. о.	1,56	0,55	0,15	сл.
Сумма	99,92	100,1	99,48	99,97	100,68	99,60	99,58	99,96	99,23	98,59	100,48	99,52	100,37

Примечание. **Известняково-терригенная формация:** 1. Известняк органогенно-обломочный, турон, бассейн р. Хосров, № 200 (проба из 9 обр.). 2. Известняк органогенно-обломочный, турон, бассейн р. Хосров, № 229 (проба из 9 обр.). 3. Известняк шламовый, сеноман?—турон, скв. № 1-к, № 1640а. 4. Известняк органогенно-обломочный, турон, с. Шугаиб, № 2. 5. Известняк органогенно-обломочный, турон, с. Шугаиб, № 8. 6. Известняк среднезернистый песчанистый, турон, Ераносский хребет, № 22. 7. Известняк микрозернистый, глинистый, турон, с. Хачик, № 620/6.

Грауваккова формация. 9. Известняк среднезернистый, песчанистый, Ераносский хр., № 47.

Известняковая формация. 10. Известняк алевритистый, микрозернистый сантон, Ераносский хребет, № 69. 11. Известняк крипто-микрозернистый, сантон—верхний сенон, бассейн р. Хосров, № 215/7 (проба из 7 обр.). 12. Известняк микрозернистый, кампан, Ераносский хребет, № 75.

Терригенно-известняковая формация. 13. Известняк шламовый, алевритистый, бассейн р. Хосров, № 215/11, (проба из 7 обр.).

Характерна весьма низкая магнезиальность известняков, исключение составляют известняки сеномана (?) Ераносского хребта и вскрытые скважиной у гор. Веди. Под микроскопом в них определяются редкие ромбоэдры доломита, однако не выяснено терригенный ли это доломит, привнесенный при размыве доломитоносных толщ триаса, либо аутигенный. Химический состав известняков граувакковой формации изучен слабо. Петрографические наблюдения и результаты солянокислых вытяжек показывают, что слабая эпигенетическая доломитизация имеет место в микро- мелкозернистых известняках, слагающих линзы в офиолитокластических граувакках.

Известняки известняковой формации (сантона—верхнего сенона) характеризуются низкой магнезиальностью (0,*n*%), содержание окиси магния несколько повышается в глинисто-алевритистых разностях.

Для известняков характерно окремнение, в связи с чем в некоторых образцах содержание кремнекислоты высокое.

Известняки флишоидной терригенно-известняковой формации характеризуются низкой магнезиальностью (следы—0,*n*%), возрастающей с увеличением в них алевритовой примеси. Повышенное содержание кремнезема обусловлено, главным образом диагенетическим окремнением, а повышенное содержание глинозема—глинистой примесью.

ВТОРИЧНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ И МИНЕРАЛЬНЫЕ НОВООБРАЗОВАНИЯ

Кальцитизация. Наблюдается в песчаных породах с карбонатным цементом, а также в известняках по всему разрезу верхнемеловых отложений. Выражена в замещении кальцитом зерен плагиоклаза, кварца, иногда вулканического стекла, обломков пород, радиолярий и спикул губок. Кальцит замещает обломочные зерна обычно с краев или по трещинкам спайности, следствие тому—извилистые и зубчатые контуры зерен. Нередко кальцит, заместивший обломок, перекристаллизован вокруг контура зерна.

Микрозернистым кальцитом сложены карбонатные шаровидные конкреционные линзы в алевролитах и песчаниках коньяка, кальцитово-кремнистые конкреции в известняках сантона—верхнего сенона, железисто-карбонатные конкреции в известняках турона. Кальцитизация пород выражена, кроме того, в частичном или полном выполнении кальцитом пор, трещин в породе, а также внутрираковинных полостей, причем кальцит, выполняющий полости фораминифер, обычно ассоциирует с опалом, либо гидроокислами железа, редко с пиритом. Выделяется кальцит обычно позже опала и ранее гидроокислов железа и пирита. В железисто-кремневом цементе конгломератов прожилки кальцита секут кремнистые сгустки и прожилки.

Таким образом, кальцитизация развивается уже в диагенезе (кальцитовые, кремнисто-кальцитовые и железисто-кальцитовые конкреции, выполнение внутрираковинного пространства), продолжается в раннем эпигенезе (замещение кварца, плагиоклаза и других обломочных зерен) и в позднем эпигенезе (прожилки кальцита, выполнение пор породы).

Окремнение. В слоях сантона и, реже, кампана (известняковая формация) развиты диагенетические конкреции: кремневые и карбонатно-кремневые. Регионально наблюдаемое окремнение различно по интенсивности. Кремни внутрислойные, параллельно-прерывистые относительно поверхности слоя: линзы, иногда с «талией», напоминающие отпечаток ступни.

Цвет кремней серый, розоватый, реже коричневый. Состав халцедоновый, реже мелко-микрозернистый, кварцевый, иногда опаловый. В

известняках без заметного макроскопически окремнения обнаруживается в шлифах выполнение диагенетическим опалом полостей форминифер, одной-двух камер, тогда как остальные камеры (например, глобигерин) выполнены кальцитом, либо гидроокислами железа.

В распределении кремневых конкреций вверх по разрезу наблюдается следующая закономерность: вначале появляются кремнисто-карбонатные конкреции (сердцевина их сложена обычно кремнем), затем следуют кремневые конкреции, далее—конкреционные слои и завершается разрез вновь кремнисто-карбонатными конкрециями.

Диагенетические конкреции кремня развиты также в известняках турона бассейн р. Веди. Это коричневые и серые почковатые конкреции, обычно развитые по поверхности слоя, реже конкреции кремнисто-карбонатные внутрислойные. В породе обнаруживаются также рассеянные мельчайшие новообразования идиоморфного кварца (при иммерсионных исследованиях легкой фракции).

Прожилки кварц-халцедоновые обнаружены в цементе бурых конгломератов коньяка в бассейне р. Хосров. Кремненакопление интенсивно проявилось в кремнисто-вулканогенной формации нижнего коньяка (хосровская толща). Здесь широко развиты радиоляриты и глинисто-кремнистые породы с частыми кремневыми прожилками.

Доломитизация. Микрозернистые известняки—линзы среди офиолитокластических пород коньяка бассейна р. Джагрычай, слабо эпигенетически доломитизированы по трещинам. Единичные ромбоэдры доломита наблюдались в известняках сеномана (?)—турона Ераносской антиклинали.

Сульфатизация. Песчано-известняковая флишоидная толща дания-палеоцена характеризуется регионально повышенным (выше кларковым в 2—3 раза) содержанием стронция и его минеральной формой—целестина. Эпигенетические концентрации целестина и стронцианита обнаружены в районе Ераносской антиклинали (Сатиан, Степанян, Мкртчян, 1968). Здесь же отмечается слабое огипсование пород в виде примазок и мелких жеод.

Пиритизация. Диагенетические конкреции пирита в алевритопесчаных породах коньяка наблюдаются почти на всем протяжении обнажений. Наиболее интенсивно конкрециеобразование проявилось в районе бассейна р. Кюсуз. Форма конкреций округлая, часто идеально сферическая, диаметром до 4 *см*. В конкрециях по пириту обычно развиты псевдоморфозы лимонита. Конкреции состоят из мелкозернистого пирита (60%), цементирующего кварц, плагиоклазы, реже слюды с отчетливо выраженной коррозией этих минералов. Пустоты в пиритовой массе и прожилки выполнены нередко радиально лучистым цеолитом. Содержание элементов-примесей в пиритовой конкреции приведено в табл. 98.

Таблица 98

Содержание в конкреции пирита элементов-примесей

Элементы / № обр.	Mn	Ni	Co	Ti	V	Cr	Cu	Pb	As	Se*	Ge*
231/14в	0,03	0,1	0,01	1—3	0,01	0,01	0,003	0,01	0,01—0,03	$1{,}5 \cdot 10^{-3}$	$1{,}5 \cdot 10^{-4}$
623/8	0,03	0,01—0,03	—	0,03	—	—	0,001	0,001	0,03—0,1	н. о.	н. о.

* По данным химического анализа, остальные—по данным полуколичественного спектрального анализа.

Площади развития конкреций пирита в целом совмещены территориально с зонами активного трогового вулканизма. Количество конкреций вверх по разрезу отложений верхнего коньяка уменьшается. По-видимому, обогащение осадков пиритом имеет связь с эксгаляционной деятельностью, на что указывает также повышенное содержание в пирите мышьяка.

Хлоритизация. Развита весьма слабо, обычно тяготеет к глинисто-алевритовому цементу песчаных накоплений коньяка (бассейн р. Джагрычай). Хлорит образует пятна в поровом цементе, либо в виде крустификационного цемента окаймляет зерна. В песчаниках с кальцитовым цементом хлорит развивается по обрывкам вулканических стекол основного—среднего состава и по туфовым обломкам, нередко ассоциирует с цеолитами.

Монтмориллонитизация. Монтмориллонит установлен по данным рентгеноструктурного и электронномикроскопического анализов в глинах и в цементе алевро-песчаных пород коньяка. Монтмориллонит ассоциирует с гидрослюдой, хлоритом, редко—с цеолитами и изредка с примесью палыгорскита. Монтмориллонит развивается по пепловому и вулкано-терригенному материалу. С уменьшением их содержания в составе отложений падает и содержание монтмориллонита. Вероятна преимущественно диагенетическая природа монтмориллонитизации.

Глауконитизация. Редкие аутигенные мелкие конкреционные зерна встречены в известняках и алевролитах сеномана (?)—турона Айоцдзора (сс. Гюлистан, Арени, Хачик), в этих же породах устанавливается диагенетический пирит (выполнение ядер раковин). В алевролитах нижнего и верхнего коньяка, в алевролитовых прослоях среди известняков турона в бассейне р. Веди отмечаются единичные зерна глауконита. Замещение глауконитом обрывков вулканического стекла наблюдалось в алевролитах и известняках дания-палеоцена бассейна р. Хосров.

Перекристаллизация. Кальцит цемента органогенно-детритовых известняков и песчано-алевритовых пород, отчасти кальцит раковинного материала, подверглись перекристаллизации. Участково-пятнистая перекристаллизация иногда отмечается в микрозернистых и фораминиферовых известняках с развитием мелкозернистого и среднезернистого кальцита около пор и обломочных минералов.

Перекристаллизация в органогенно-детритовых известняках приводит к образованию средне- и крупнокристаллического аллотриоморфнозернистого цемента, крустификационного цемента вокруг обломков минералов, пород и фауны. Участками (бассейн р. Кюсуз) перекристаллизация приводит к полному исчезновению органогенно-детритовой структуры.

В песчаниках и алевролитах перекристаллизация кальцитового цемента обусловливает неравномерно-пятнистую цементацию обломков. С перекристаллизацией карбоната, видимо, связан вынос избытка стронция и обогащение им вод, циркулирующих в литифицированных осадках дания-палеоцена.

ПАЛЕОГЕН

РАСПРОСТРАНЕНИЕ

Отложения палеогена слагают около 25% территории Армянской ССР. Представлены они вулканогенно-осадочными, осадочными образо-

ваниями, имеющими, наряду с вулканическими породами, широкое распространение в Центральной складчатой, Приараксинской и сравнительно меньшее—в Сомхето-Кафанской* главных структурно-формационных зонах Малого Кавказа. Наиболее развиты они в пределах Севано-Ширакского и Айоцдзорского синклинориев. В Нижнеахурянском и Приереванском прогибах развиты преимущественно осадочные отложения; в пределах Центральной складчатой зоны (Севано-Ширакский, Айоцдзорский синклинории) и Зангезурского антиклинория преобладают вулканогенно-осадочные и вулканогенные образования.

Вулканогенные толщи значительной мощности обычно тяготеют к зонам глубинных разломов, разграничивающих геосинклинальные прогибы на самостоятельные структурные единицы. Для отложений палеогена характерны частые переходы между вулканогенными и осадочными образованиями—как в разрезе, так и на площади их распространения. Характерно также крайне неравномерное распределение отложений отдельных стратиграфических единиц палеогена. Так, сравнительно ограниченным распространением пользуются флишевые и вулканогенные образования нижнего эоцена.

Наиболее широко развиты отложения среднего эоцена. В пределах Севано-Ширакского синклинория они представлены преимущественно вулканогенными и вулканогенно-осадочными образованиями, в Айоцдзорском синклинории—пирокласто-осадочными отложениями, которые к востоку (Зангезур) замещаются вулканогенными, а к западу (бассейн р. Веди, Западный Айоцдзор, Приереванский район)—осадочными накоплениями с небольшой примесью пирокластики.

Отложения верхнего эоцена распространены в основном в Айоцдзоре, в бассейне р. Веди, в Приереванском прогибе и в пределах Севано-Ширакского синклинория. Они представлены песчано-глинистыми, карбонатными (Западный Айоцдзор, бассейн р. Веди) и карбонатно-терригенными флишоидными образованиями (Приереванский прогиб), в пределах же Севано-Ширакского синклинория—вулканогенными породами (водоразделы Памбакского, Базумского, Арегунийского и других хребтов).

Отложения олигоцена, по сравнению с эоценовыми, имеют более ограниченное распространение, что обусловлено общим воздыманием части Малого Кавказа в олигоцене и смещением зон осадконакопления за его пределы. Осадочные отложения олигоценового возраста развиты преимущественно в бассейнах рек Азат, Веди. В Приереванском, Октемберянском прогибах, а также в бассейне р. Веди, отложения олигоцена представлены в основном терригенными (песчано-глинистыми) образованиями с подчиненным значением карбонатных пород.

Песчано-глинистые отложения этого возраста имеются также в пределах Севано-Ширакского синклинория (дилижанская свита) и в Западном Айоцдзоре; в Восточном же Айоцдзоре в разрезе олигоцена подавляющее значение имеют вулканогенные образования.

РЯДЫ ФОРМАЦИЙ

С наступлением эоценового времени связано общее погружение обширных площадей Армении и объединение ряда частных областей в единый бассейн осадочного и вулканогенно-осадочного породообра-

* Формации палеогена Сомхето-Кафанской зоны изучены слабо и в настоящем томе не рассматриваются.

Возраст		Складчатая зона				Приараксинская зона
		Подзона Севано-Ширакского синклинория	Подзона Приереванского прогиба	Шагапская синклиналь	Подзона Айоцдзорского синклинория	Подзона Октемберянского прогиба
Миоцен-антропоген		Наземно-вулканогенная	Наземно-вулканогенная с озерно-диатомовой и др. субформациями	Наземно-вулканогенная	Наземно-вулканогенная	Наземно-вулканогенная с озерно-диатомовой и другими субформациями
Миоцен	Верхний	Карбонатно-терригенная	Карбонатно-терригенная	Отсутствуют	Осадочно-вулканогенная	Карбонатно-терригенная
	Средний	Терригенно-эвапоритовая (гипсоносно-соленосная)	Терригенно-эвапоритовая (гипсоносно-соленосная)			Терригенно-эвапоритовая (гипсоносно-соленосная)
	Нижний	Молассоидная угленосная	Красноцветная молассовая			Красноцветная молассовая
Олигоцен	Верхний					Шлировая с субформациями: мелкообломочная сероцветная
	Средний	Шлировая	Шлировая	Шлировая	Шлировая	
	Нижний					
Эоцен	Верхний	Вулканогенно-осадочная грубообломочная	Флишевая с субформациями: карбонатно-терригенная	Флишевая с субформациями: карбонатно-терригенная	Флишевая с субформациями: карбонатно-терригенная	грубообломочная красноцветная
	Средний	Флишоидная с субформациями: вулканогенно-осадочная мелкообломочная и пирокласто-осадочная. Терригенно-карбонатная с субформациями: угленосная и карбонатная	пирокластогенно-осадочная	пирокласто-осадочная	Вулканогенно-осадочная	Флишоидная терригенно-карбонатная
	Нижний		терригенно-карбонатная	терригенно-карбонатная	Терригенно-карбонатная	

зования. Несмотря на это, своеобразие ранее заложенных структурно-формационных зон прослеживается достаточно отчетливо, что видно из ряда формаций (табл. 99). Так, наибольшей насыщенностью вулканогенными и пирокластическими образованиями характеризуются формации Севано-Ширакского и Айоцдзорского синклинориев. К западу от последнего, в соседней подзоне Шагапской синклинали, доля вулканогенного материала в составе формаций резко уменьшается, в остальных же подзонах формации имеют уже существенно терригенный (и карбонатный) состав. Подзона Севано-Ширакского синклинория отличается, кроме того, резко выраженной гетерогенностью строения и наличием в ее разрезе наибольшего числа формаций и субформаций. Привлекает внимание, например, сложное строение нижнеэоценовых отложений этой подзоны, которые расчленяются на три существенно различные толщи (субформации)—карбонатную, угленосную и терригенно-пирокластическую; в остальных подзонах они выражены только терригенно-карбонатной субформацией. Таким образом, в раннеэоценовое время во всех подзонах накапливаются терригенно-карбонатные отложения, но, в отличие от других подзон, в Севано-Ширакском синклинории они обогащены углистым и пирокластическим материалом. В среднеэоценовое время происходит существенное выравнивание условий осадконакопления: в течение этого времени повсеместно накапливаются флишевые или флишоидные формации и субформации, сложенные преимущественно пирокласто-осадочными отложениями.

Позднеэоценовое время предстает в качестве рубежа, вслед за которым начинают все яснее сказываться различия в истории развития структурно-формационных зон и подзон. Эта смена в Севано-Ширакской и Октемберянской подзонах наступает несколько раньше, где флишоидный тип разреза завершается уже в среднем эоцене и сменяется соответственно вулканогенно-осадочным и красноцветным терригенным. В остальных подзонах формирование флишевой формации продолжается до конца позднеэоценового времени.

Разрез эоцен-олигоценовых отложений повсеместно завершается шлировой формацией, формирование которой происходит либо в раннем—среднем олигоцене, либо продолжается в течение всего олигоценового времени (в подзоне Октемберянского прогиба).

Таким образом, несмотря на существенные различия формационных рядов эоцен-олигоценовых отложений рассмотренных подзон, их все же объединяет общая единая тенденция развития. Это единство выражается в расположении в основании колонки терригенно-карбонатных толщ, в одновременно наступившей стадии максимального расширения площади седиментационных бассейнов и образовании флишевых, затем шлировых формаций (или субформаций) и, наконец, в одновременной утрате этого единства в связи с формированием формаций регрессивного характера.

ЦЕНТРАЛЬНАЯ СКЛАДЧАТАЯ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННАЯ ЗОНА

ПОДЗОНА СЕВАНО-ШИРАКСКОГО СИНКЛИНОРИЯ

Севано-Ширакский синклинорий является одной из крупных и сложно построенных структурно-формационных зон Малого Кавказа. Синклинорий простирается в северо-западном направлении от бассейна

Типы и ряды формаций палеогеновых отложений Севано-Ширакского синклинория

Таблица 100

Тектонический этап	Подэтап	Формационный комплекс	Формации и субформации	Главные типы пород	Мощность в *м*	Обстановка накопления
Альпийский	Среднеальпийский	Раннеорогенный	Молассоидная угленосная Pg_3^{2-3}	Конгломераты, песчаники, алевролиты, глины, глинистые и горючие сланцы, бурые угли	550	Межгорная озерно-пролювиальная котловина, торфяники
			Нижняя молассовая (шлировая) формация Pg_3^1	Глины, глинистые сланцы, известковистые туфоалевролиты, песчаники	250	Зона прибрежного мелководья нормального морского бассейна
		Позднегеосинклинальный	Вулканогенно-осадочная грубообломочная Pg_2^3	Андезиты, трахиандезиты, дациты, кератофиры, туфоконгломераты, конгломерато-брекчии, песчаники, глины	1300	Сильно расчленное, мелководное море в остаточных прогибах, подводный и наземный вулканизм
			Флишоидная с субформациями: вулканогенно-осадочная мелкообломочная (Pg_2^2) терригенно-пирокластическая флишевая Pg_2^1	Андезиты, базальты, андезито-дациты, ритмичное чередование туфов, туфобрекчий туффитов, туфосланцев, кремнистых пород, туфопесчаников, туфоконгломератов, известковистых туфоалевролитов, известняков	1600	Зона мелководья и умеренных глубин с субтропическим климатом; интесивный подводный эксплозивный вулканизм
				Песчаники, туфопесчаники, туфы, туффиты, мергели	230	Мелководное море, эксплозивный вулканизм
			Терригенно-карбонатная с субформациями: терригенная (угленосная свита) Pg_2^1	Песчаники, конгломераты, пласты бурого угля, глины	150	Мелководное море с нормальным солевым режимом и теплым климатом
			карбонатная (севанская свита) Pg_2^1	Известняки, мергели, глины	120	

оз. Севан до Ширакского хребта примерно на 200 *км* и имеет ширину в 30—35 *км*. Он охватывает следующие крупные орографические единицы Малого Кавказа: Ширакский, Памбакский, Базумский, Арегунийский хребты, южный склон Мургузского и западную часть Севанского (Шахдагского) хребтов. В пределах синклинория расположены также Севанская впадина и северная часть Ширакской котловины.

В геологическом строении синклинория принимают участие преимущественно эффузивные и эффузивно-осадочные породы. Осадочные отложения имеют ограниченное распространение. В мульдовой части синклинория разрез слагается в основном из вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований среднего и верхнего эоцена. Здесь крайне ограниченное распространение имеют пресноводно-озерные и пролювиальные битуминозные образования олигоцена. В ядрах антиклинальных складок обнажаются карбонатные и, отчасти, терригенные породы мела, а на крыльях выступают терригенно-карбонатные и флишевые отложения палеоцена—нижнего эоцена. Последние характеризуются малыми мощностями, но значительной выдержанностью. В разных участках синклинория развиты вулканогенно-обломочные и, частично, туфогенные и угленосные образования мио-плиоцена. Разрез синклинория завершается верхне-плиоценовыми и четвертичными вулканическими и озерно-речными образованиями, развитыми в молодых плиоцен-четвертичных впадинах (Севанской, Ширакской, Лорийской).

В геологическом разрезе синклинория большое место занимают также глубинные породы различного состава.

Эоценовые и палеогеновые образования, слагающие Севано-Ширакский синклинорий, составляют ряд крупных линейно вытянутых антиклинальных и синклинальных складок геосинклинального типа (обычно с ундулирующими шарнирами), осложненных второстепенной складчатостью и разрывными нарушениями. На крыльях отмечаются также сильно сжатые, опрокинутые и надвинутые к югу и северу складки. Указанные выше атиклинали и синклинали в общем имеют северо-западное направление, но в западной части зоны приобретают широтное, а затем и юго-западное простирание. Таким образом, общий план пространственного расположения структур дугообразный, что характерно для структурного плана Малого Кавказа в целом.

Осадочные и вулканогенно-осадочные образования палеогена развиты преимущественно в северо-западной (Ширакский хребет, бассейн рек Дзорагет и Чичхан и др.) и юго-восточной (бассейн оз. Севан) частях синклинория. Более мелкие выходы их имеются и в его центральной части (бассейн рек Марцигет, Агарцин, окрестности гор. Дилижана, район Спитакского перевала и др.).

Отложения нижнего эоцена характеризуются небольшими мощностями (до 200—250 *м*), но значительным площадным распространением. Литологический состав их довольно разнообразен. На северо-восточном побережье оз. Севан, в районе Спитакского перевала и в бассейнах рек Гетик, Агарцин, Дзыкнагет, они представлены карбонатными, в бассейне р. Марцигет и в окрестностях гор. Степанавана—угленосными, а на Ширакском хребте—туфогенными флишоидными сериями пород. В различных районах зоны отложения нижнего эоцена хорошо охарактеризованы фауной нуммулитид, брюхоногих и двустворчатых моллюсков.

Образования среднего эоцена в пределах Севано-Ширакского синклинория имеют весьма широкое развитие. Представлены они в основном вулканогенными и туфоосадочными породами общей мощностью свыше 2000 *м*. Туфоосадочная толща, известная в литературе

Таблица 101

Характеристика типовых разрезов осадочных и вулканогенно-осадочных формаций палеогена и неогена Севано-Ширакского синклинория

Формации, субформации	Местоположение разреза	Главные (формациеобразующие) типы пород	Мощность в *м*	Возраст	Условия залегания на подстилающей формации (субформации) и возраст последней
Наземно-вулканогенная с диатомово-озерными и другими субформациями	Участок между с. Мец Сарнар и ж.-д. ст. Маисян и др.	Глины, песчаники, конгломераты, конгломератобрекчии, пемзовые туфы, пропластки бурого угля	600	N_2^{1-2}	Несогласное
Молассоидная угленосная	Участок между гор. Дилижаном и сел. Шамахян	Конгломераты, песчаники, глины, глинистые и горючие сланцы, туфы	550	Pg_3^{2-3}	Несогласно подстилается отложениями андезитовой формации верхнего эоцена
Нижная молассовая (шлировая) формация	Северный склон Базумского хребта южнее сел. Гер-гер	Глины, глинистые сланцы, известковистые туфоалевролиты, песчаники	250	Pg_3^1	Несогласно подстилается отложениями вулканогенно-осадочной формации верхнего эоцена
Вулканогенно-осадочная грубообломочная	Бассейн рек Блдан, Гетик, Агарцин, Штогана-джур. у сел. Шахназар	Конгломераты, конгломератобрекчии, песчаники, туфопесчаники, глины, андезиты	1500	Pg_2^3	Несогласно подстилается отложениями вулканогенно-осадочной формации среднего эоцена
Флишоидная с субформациями: вулканогенно-осадочная мелкообломочная	Южный склон Ширакского хребта, у сс. Лусахпюр и Крāсар, бассейн рек Марцигет и Гетик	Туфы, туффиты, туфобрекчии, кремнистые породы, туфоалевролиты, известняки, андезито-дациты	1600	Pg_2^2	Согласно подстилается отложениями терригенно-карбонатной и пирокласто-терригенной формаций нижнего эоцена
Терригенно-пирокластическая флишевая	Южный склон Ширакского хребта, у сс. Красар и Лусахпюр	Песчаники, туфопесчаники, туфы, туффиты, известковистые туфопелиты	220	Pg_2^1	Согласно подстилается отложениями карбонатной формации верхнего сенона
Терригенно-карбонатная с субформациями: угленосная и карбонатная	Окрестности сел. Шамут	Глины, известковые песчаники, песчаники конгломераты, пласты бурого угля	150	Pg_2^1	Несогласно подстилается отложениями вулканогенно-осадочной формации верхней юры
	Южный склон Севанского хребта, севернее сел. Джил	Известняки, песчанистые известняки, конгломераты	120	Pg_2^1	Несогласно подстилается отложениями карбонатной формации верхнего сенона

под названием ширакской свиты (Саркисян, 1966), развита преимущественно на Ширакском, Арегунийском, частично Базумском и Памбакском хребтах и в бассейнах рек Марцигет и Гетик. Во многих участках синклинория, в частности в его центральной части, туфоосадочные породы названной свиты постепенно переходят в эффузивные образования (кировакапская свита) и являются фациальными разновидностями последних. В среднеэоценовом разрезе синклинория встречаются также довольно мощные пачки, прослои и линзы нормально осадочных морских пород, приуроченных в основном к различным горизонтам ширакской свиты. Прослои и пачки осадочных пород в составе кировакапской свиты крайне редки.

Образования верхнего эоцена на площади рассматриваемого синклинория имеют значительное распространение. Представлены они преимущественно эффузивными и вулканогенными породами разнообразного петрографического состава (от базальтов до липаритов и щелочных эффузивов). Морские осадочные и вулканогенно-осадочные отложения имеют ограниченное развитие в Степанаванском районе (у сс. Арманис и Шахназар), в верховьях рек Блдан и Гетик и на северо-восточном побережье оз. Севан (у сел. Тохлуджа).

Отложения олигоцена имеют крайне ограниченное распространение. Представлены двумя генетическими группами пород: морской и континентальной. Морские карбонатные и туфогенно-терригенные породы известны на северном склоне Базумского хребта, к югу от сел Гергер и в районе г. Медвежья (гергерская свита). Озерно-пролювиальные угле-сланценосные отложения развиты в окрестностях гор. Дилижана и у сел. Бандиван (дилижанская свита), где они сохранились в виде уцелевших от размыва останцев в ядрах синклинальных складок. Возраст морских пород относится к нижнему, а озерно-пролювиальных—к среднему—верхнему олигоцену.

ТЕРРИГЕННО-КАРБОНАТНАЯ ФОРМАЦИЯ

Карбонатная субформация (нижний эоцен)

Карбонатная субформация нижнего эоцена развита на северо-восточном побережье оз. Севан, по южному склону западной части Севанского хребта (севанская свита). Она представлена темно-серыми, почти черными, местами желтовато-серыми плотными, плитчатыми известняками мощностью до 120 *м*. Последние трансгрессивно налегают на известняки верхнего сенона и вверх по разрезу согласно перекрываются осадочно-пирокластическими породами среднего эоцена. Разрез субформации начинается базальными конгломератами, сменяющимися кверху известковистыми песчаниками, а затем известняками с многочисленными остатками раковин нуммулитов. Отдельные прослои известняков почти полностью сложены из раковин нуммулитов. Отложения рассматриваемой субформации известны также в долине р. Дзыкнагет, на правом берегу р. Гетик, в верховьях р. Агарцин, в районе Спитакского перевала и на правом берегу р. Марцигет.

Характеристика разрезов формации и типы разрезов приведены в табл. 101 и на рис. 113.

В долине р. Дзыкнагет карбонатная субформация представлена органогенно-детритовыми, частично мелкофораминиферовыми и пелитоморфными известняками, которые отличаются от темных известняков северо-восточного побережья оз. Севан более светлыми тонами окраски,

отсутствием нуммулитовой фауны, наличием в разрезе фораминиферовых разностей с незначительной примесью терригенного материала. Содержание последнего существенно возрастает лишь в самых верхах разреза известняковой субформации, где органогенные известняки переслаиваются с песчанистыми разностями и глинами.

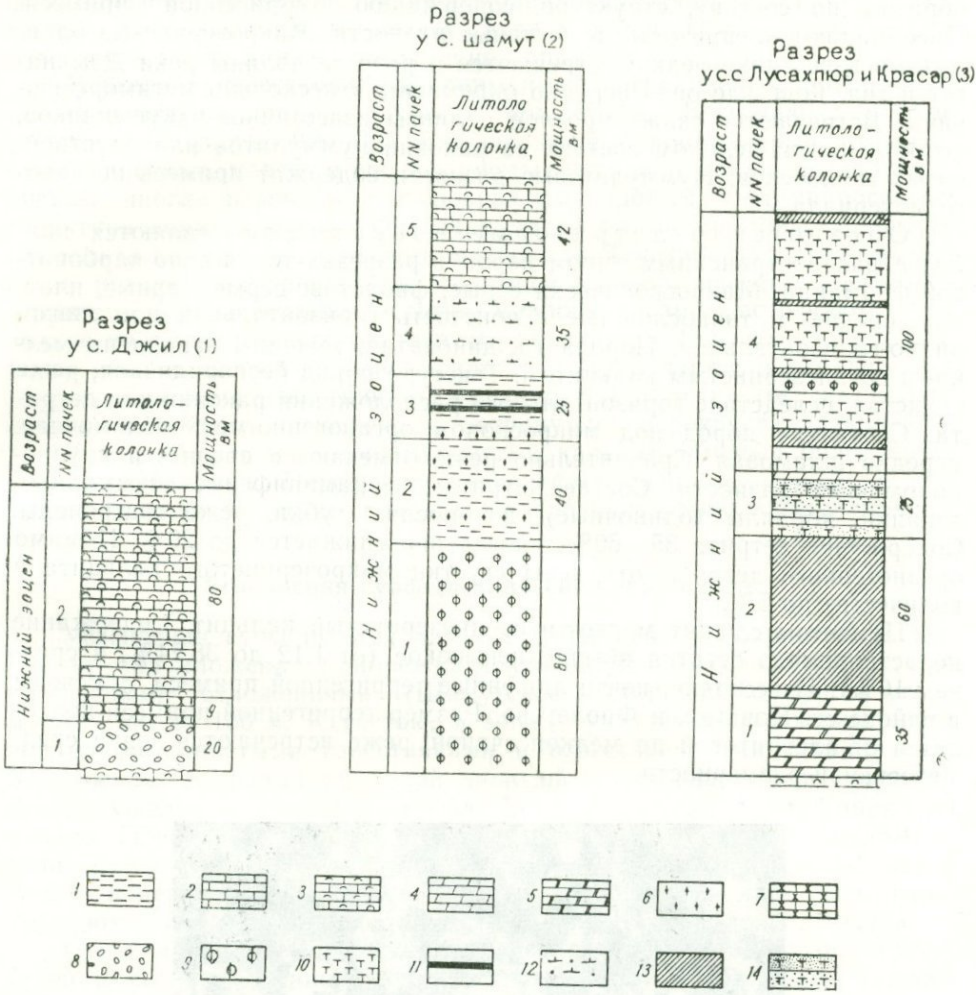


Рис. 113. Типы разрезов терригенно-карбонатной формации и терригенно-пирокластической субформации нижнего эоцена Севано-Ширакского синклинория. Условные обозначения: 1. Глина. 2. Известняк. 3. Известняк органогенно-детритовый. 4. Мергель. 5. Мергель алевритистый. 6. Грауваккa. 7. Песчаник известковистый. 8. Конгломерат мономиктовый (известковистый). 9. Конгломерат полимиктовый. 10. Туфы основного и среднего состава. 11. Угли и углистый сланец. 12. Глина известковая. 13. Ритмичное чередование туфопесчаников, туфоалевролитов, туфопелитов. 14. Ритмичное чередование туфопесчаников и туфоалевролитов, реже известняков.

Карбонатные породы

Известняки широко развиты в районе восточного берега оз. Севан, бассейна рр. Гетик, Агарцин, Дзыкнагет и в районе Спитакского перевала. В разрезах Ширакского хребта, Степанаванского района и в Шамутской угленосной свите карбонатные породы образуют невыдер-

жанные слои или линзы, которые нередко по простиранию переходят в известковистые песчаники. Мощность этих пород достигает нескольких метров. Они содержат в большом количестве ископаемые остатки, представленные нуммулитидами, брюхоногими, двустворчатыми моллюсками, мелкими фораминиферами и губками. Известняки довольно разнообразны по составу, структуре, содержанию терригенной примеси. Преобладают алевритовые и песчаные разности. Микрозернистые однородные известняки редки; встречаются в разрезе долины реки Дзыкнагет и сел. Гош, где они нередко окремнены и несколько метаморфизованы. Встречаются также прослои и линзы известняков-ракушечников, которые почти целиком состоят из раковин нуммулитов или двустворчатых моллюсков. Нуммулитовые разности содержат примесь песчаного материала.

Органогенно-детритовые известняки являются наиболее распространенным типом пород в разрезах терригенно-карбонатной формации. Макроскопически серые, фиолетово-серые, черные, плотные, средне- и тонкослоистые. Слоистость горизонтальная или линзовидно-горизонтальная. Порода трещиноватая, трещины заполнены мелко- и среднезернистым кальцитом. Текстура пород беспорядочная, реже слоистая, вследствие горизонтального расположения раковинного детрита. Структура пород под микроскопом органогенно-мелкообломочная, нередко шламовая. Сравнительно реже отмечаются средне- и крупнообломочные разности. Состав детрита: фораминиферы, нуммулиты, мшанки, кораллы (одиночные), водоросли, губки, реже гастроподы. Содержание детрита 35—60%, иногда оно снижается до 20%. Помимо органогенного детрита, отмечены сгустки микрозернистого кальцита в количестве до 5%.

Цементом служит мелко- и среднезернистый кальцит. Содержание нерастворимого остатка обычно невысокое (от 1,12 до 38,24%, в среднем 16%). Известняки, почти лишенные терригенной примеси, отмечены в районе сс. Цовагюх и Фиолетово. Размер терригенной примеси колеблется от алевритовой до мелкопесчаной, реже встречаются зерна среднепесчаной размерности.

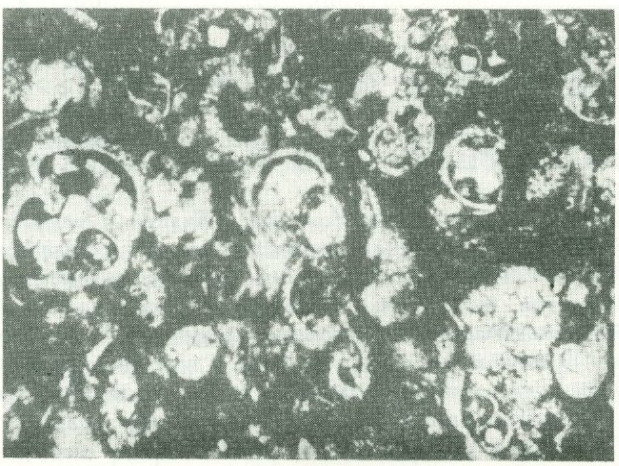


Рис. 114. Мелкофораминиферовый известняк с тонкозернистой связующей массой. Ув. 90х. Николь I. Нижний эоцен. с. Красар.

Кроме органогенно-детритовых, в виде маломощных прослоев встречаются органогенные мелкофораминиферовые известняки (в районе с. Цовагюх), которые по внешнему виду, структуре, текстуре и составу обломочной примеси сходны с детритовыми известняками, но отличаются большим содержанием мелких цельных раковин фораминифер. Обычно величина раковин аналогична величине органогенных обломков, но в отдельных случаях они несколько крупнее. Эти известняки почти лишены терригенной примеси.

Мергели и известковистые глины имеют ограниченное распространение: отмечены лишь в районе с. Фиолетово. Встречаются в виде прослоев мощностью 0,1—3 *м*. Внешне серые, буровато-серые, розовато-бурые, плотные, мелко- и среднеслоистые породы, с гладким, полураковистым, иногда неровным и шероховатым изломом. Под микроскопом структура пелитоморфная. Основная масса состоит из тонкозернистого карбоната кальция и глинистого материала. Текстура слоистая—вследствие присутствия прослойков, обогащенных органическим шламом и терригенными частицами. Остатки микроорганизмов встречаются довольно часто, количество их местами доходит до 20%. Перекристаллизация обычно весьма неравномерная (что наблюдается и в мелко- и в крупнодетритовых известняках): нередко в одном и том же шлифе можно наблюдать участки, не затронутые перекристаллизацией, и участки, где почти весь тонкозернистый кальцит замещен более крупными кристаллами. Перекристаллизацией охвачена не только основная связующая масса, но и отдельные фрагменты микроорганизмов.

Угленосная субформация (нижний эоцен)

Угленосная субформация развита в бассейне р. Марцигет. У сел. Шамут она сложена прибрежно-мелководными песчано-глинистыми угленосными отложениями (Шамутское месторождение бурого угля) мощностью до 150 *м*. К востоку и западу указанные отложения замещаются песчанистыми известняками и известковистыми песчаниками. Угленосная субформация узкой полосой протягивается по правому склону ущелья р. Марцигет от сел. Атан на востоке до ст. Санаин на западе. Повсюду отложения субформации трансгрессивны, местами с мощным слоем базального конгломерата в основании (у сс. Шамут и Атан), налегают на вулканогенные образования юры и согласно перекрываются осадочно-пирокластическими породами среднего эоцена.

Средняя часть субформации представлена пластами глин, бурых углей и углистых сланцев, пропластками песчаников, содержащими сферические конкреции карбонатного состава. Всего в разрезе субформации имеются три пласта бурого угля мощностью от 0,6 до 1,5 *м* и ряд мелких пропластков угля и углистого аргиллита. Угли представлены полуматовыми тонкополосчатыми разностями с минеральной примесью. Типы разрезов субформаций приведены в табл. 101.

Терригенные породы

Песчаники и алевролиты в разрезах субформации имеют значительное распространение. В районе сел. Шамут и гор. Степанаван они обычно обогащены глинистым и карбонатным материалом и слагают прослои мощностью до 6 *м*. В районе Спитакского перевала и в низовьях р. Гетик преобладают известковистые песчаники, а на Ширакском хребте—туфогенные разности.

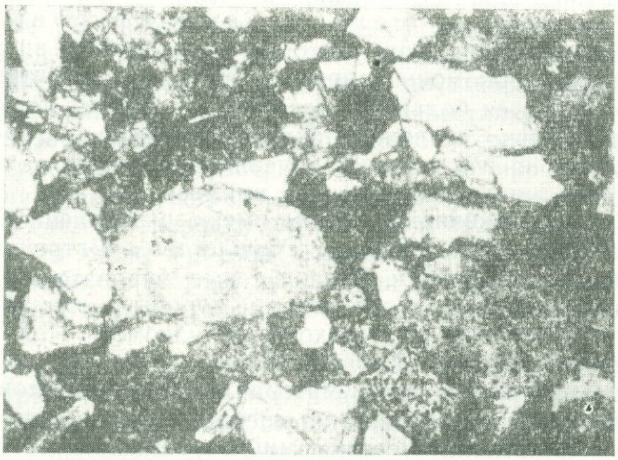


Рис. 115. Песчаник граувакковый. Обломки пород, кварца и полевого шпата. Цемент глинисто-известковый. Ув. 45х. Николь 1. Нижний эоцен, Шамутская угленосная свита.

Граувакки серые, темно-серые, реже желтовато-серые породы, тонко- и среднеслоистые, плотные с обуглившимися растительными остатками. Цемент известковый с включениями скелетов микроорганизмов. Тип цементации смешанный. Структура песчаников псаммитовая, мелко- и среднезернистая. Состав обломочного материала: обломки эффузивных пород—от 40 до 60% (базальтовые и андезитовые порфириты), осадочных—до 20% (кремнистые, кремнисто-глинистые породы, яшмы и известняки), метаморфизованных и метаморфических—от 2 до 5% (серпентиниты, катаклазированные гранитоиды и глинистые сланцы), магматических—от 0 до 5% (гранитоиды), плагиоклазы—около 15% (андезин, лабрадор), хлорит—15—20% (развивается преимущественно по вулканическому стеклу), кварц—5—10%, хлорито-серпентин и серпентин—до 10%. В меньшем количестве отмечены биотит (хлоритизированный), роговая обманка, эпидот, пикотит, турмалин. Иммерсионным анализом в песчаниках обнаружены: циркон (0,5%), турмалин, анатаз, корунд, авгит (до 17%), диопсид, гиперстен, магнетит, а из аутигенных минералов—пирит (до 21,5%), гидроокислы железа (до 25%), барит+целестин (до 1%), глауконит. Чаще всего песчаники среднезернистые (табл. 102).

Алевролиты известковистые, плотные, серые, желтовато-серые, тонко- и среднеслоистые. Содержат в большом количестве обуглившиеся растительные остатки (до 50%). По составу обломочного материала они не отличаются от описанных выше песчаников; связаны с ними постепенным переходом. В составе алевролитов содержится до 15% расстеклованного витрического пепла.

Структура алевритовая, псаммито-алевритовая. Цемент известковый и глинисто-известковый. Тип цемента базальный, контактово-поровый.

Глины развиты в разрезах района сел. Шамут, гор. Степанаван и долины р. Дзыкнагет. Среднее содержание (по всем разрезам) фракции <0,001 *мм* составляет 52%, 0,001—0,01 *мм*—28,3%, 0,01—0,1 *мм*—12%, >0,1 *мм*—7,7%. Содержание карбонатов в глинах колеблется от

Таблица 102

Гранулометрический состав главных разновидностей песчаников и алевролитов угленосной субформации

Типы пород	Размер фракций в *мм*					
	больше 1	1—0,5	0,5—0,25	0,25—0,1	0,1—0,01	меньше 0,01
Песчаник известковистый	2,92	4,03	54,43	11,80	14,48	12,34
Песчаник разнозернистый с известковистым цементом	1,80	8,34	34,50	26,51	24,40	6,65
Алевролит известковистый	—	—	—	1,25	72,49	28,15
Песчаник мелкозернистый глинисто-алевритовый	—	—	8,40	34,60	39,0	18,0
Песчаник среднезернистый	—	2,00	65,70	15,50	12,20	4,40
Песчаник среднезернистый	—	1,05	68,90	11,05	14,50	3,50

0 до 8% (карбонатными являются в основном глины шамутского разреза).

Выделяются три типа глин, отличающиеся особенностями строения и состава. Первый тип характерен для Цовагюхского разреза. Здесь глины серые, плотные, слоистые; образуют маломощные прослои. Структура лептопелитовая и мегапелитовая; текстура беспорядочная, иногда слабо ориентированная. Основная глинистая масса пронизана тонкоагрегатным карбонатным веществом. Редкие алевритовые частицы (до 3%), равномерно распределенные в желтовато-бурой глинистой основе, представлены обломками полевых шпатов и кварцем. Отдельные участки в поле шлифа подвергнуты хлоритизации. Последние, как правило, совпадают с участками скопления гидроокислов железа; хлорит развивается, по-видимому, по пирокластике в виде сплошных тонкоагрегатных образований.

Второй тип характерен для шамутского разреза. Содержание его достигает 45% объема угленосной толщи. Они полностью слагают среднюю (продуктивную) часть ее разреза. Мощность глинистых слоев достигает 35 *м*, но они встречаются также в виде тонких пропластков в песчаниках, известняках, алевролитах и среди пластов бурых углей и углистых сланцев. Местами глины тонко переслаиваются с указанными породами. Чаще же они связаны постепенными переходами с подстилающими и покрывающими породами. Отдельные прослои содержат многочисленные остатки нуммулитид, брюхоногих и двустворчатых моллюсков, а также небольшие конкреции карбонатного состава.

Макроскопически глины преимущественно жирные, алевритистые, песчанистые, известковистые, плотные, с шероховатым изломом, желтовато-коричневые, в свежем изломе серые, чаще темно-серые. Отличаются от первого типа сравнительно большим содержанием преобразованной пирокластики и карбонатного вещества. Структура лептопелитовая, мегапелитовая, нередко алевропелитовая и псаммопелитовая, обломочная. Текстура беспорядочная, пятнистая, полосчатая, иногда псевдофлюидальная (обусловленная струйчатыми потеками гидроокислов железа). Алевритовые и песчаные частицы (10—30%) представлены цирконом, эпидотизированным и темноцветными минералами, кварцем, биотитом, эпидотом, сравнительно мелкими удлиненно-призматическими кристаллами плагиоклаза и обломками пород (последние, как правило, замещены глинистым и кварцево-полевошпатовым веществом). Иногда порода почти на 50% состоит из различных размеров раковин (карбонатных) микрофауны, некоторые из которых частично замещены пиритом. Глинистая основа умеренно лимонитизирована;

иногда пронизана мельчайшей рудной сыпью (по-видимому, пиритом); некоторые участки подвергнуты хлоритизации. Часто в основной массе наблюдаются бурые скопления, по-видимому, эпигенетического углистого вещества, образующие довольно крупные разводы, по периферии которых зафиксированы скопления очень мелких кристалликов пирита. Иногда порода пересекается сетью трещинок, из которых некоторые заполнены бесцветным изотропным веществом с низким показателем преломления—по всей вероятности, анальцимом. В нескольких случаях аутигенный анальцим установлен в виде сравнительно крупных идиоморфных образований.

Третий тип глин характерен для степанаванского разреза. Содержание их достигает здесь 50% общей мощности субформации. Обычно образуют мощные пласты, а в средней части разреза тонкоритмично чередуются с алевролитами и песчаниками. Макроскопически глины желтовато-серые, серые, зеленовато-серые, жирные, местами песчанистые, слоистые, плотные, нередко комковатые, местами тонкорассланцованные, реже массивные. В средней части разреза обогащаются обуглившимися растительными остатками, приобретают темно-серую и черную окраску и постепенно переходят в углистые глины, а затем и в углистые сланцы. Отличаются они от вышеописанных глин значительным содержанием преобразованного пирокластического материала; среди них встречаются разновидности с типичными пепловыми реликтовыми структурами. Наиболее распространенные структуры: алевропелитовая, псаммопелитовая, реликтовая пепловая; реже лептопелитовая и мегапелитовая; текстура беспорядочная, слабо ориентированная, пятнистая, псевдофлюидальная, полосчатая. Для глин с незначительным содержанием пирокластики характерны лептопелитовая и мегапелитовая структура и беспорядочные и слабо ориентированные текстуры; алевритовые и редкие песчаные частицы едва достигают 5%; в глинах с реликтовой пепловой структурой (обычно кристаллолитокластической и литокластической) они составляют около 30%. Для глин с обломочной структурой характерно: отсутствие крупных частиц и отчетливо различимой пирокластики, умеренная лимонитизация и карбонатизация (редко порода пересечена многочисленными жилками кальцита), незначительное количество неглинистых минералов (в основном плагиоклазов, реже кварца).

Для глин с реликтовой пепловой структурой характерны псевдофлюидальная, пятнистая, полосчатая, реже слабо выраженная эвтакситовая структура (последняя обусловлена субпараллельным расположением обломков пород, замещенных скрытокристаллическим глинистым веществом). Пирокласты в них представлены: обломками интенсивно измененных эффузивных пород преимущественно среднего и кислого состава (около 40% обломочной части), сравнительно свежими плагиоклазами (50%), кварцем, пироксенами, биотитом, хлоритом, вулканическим стеклом, цирконом, составляющими вместе около 10%.

Обломки пород нередко полностью превращены в скрытокристаллическое глинистое вещество с точечной поляризацией; иногда они хлоритизированы, лимонитизированы, карбонатизированы и окремнены; плагиоклазы часто серицитизированы и карбонатизированы, реже альбитизированы; по биотиту развивается стильпномелан; пироксены, как правило, хлоритизированы и карбонатизированы, иногда эпидотизированы; вулканические стекла частично раскристаллизованы и окремнены. Цементирующая масса участками имеет криптофельзитовую структуру; подвергается окремнению, эпидотизации, кальцитизации, лимонитизации, но в основном замещается тонкоагрегатным глинистым веществом

(очевидно, монтмориллонитом и хлоритом). Иногда пепловая связующая масса весьма интенсивно ожелезнена и детали структуры породы полностью затушеваны.

Отмечены остатки микрофауны, замещенные карбонатно-кремнистым, кремнистым и глинистым веществом.

В крупных фракциях глин наиболее распространенными неглинистыми минералами являются: интесивно измененные полевые шпаты, вулканическое стекло и обломки пород (95—100% легкой фракции), плагиоклазы (3—5%), мусковит; гидроокислы железа (80—90% тяжелой фракции), магнетит (3—5%), пирит, циркон (1—8%), пикотит (0,5—2%), корунд, сфен, хлорит, зеленая слюда, обыкновенная роговая обманка, эпидот, турмалин.

В глинах цовагюхского разреза основными глинистыми минералами являются хлорит и гидрослюда (рефлексы с d (001) = 14Å и 10Å—на рентгенограммах обработанных и необработанных образцов); в глинах шамутского разреза, кроме указанных минералов, присутствует еще смешанно-слойное образование хлорит-монтмориллонитового типа (нецелочисленная серия рефлексов с d (001) = 16,4Å на рентгенограммах, насыщенных глицерином образцов), а также каолинит (интенсивный рефлекс с d (001) = 7Å, не изменяющийся после различных обработок, но исчезающий после прокаливания при 550°С).

В глинах степанаванского типа резко возрастает роль монтмориллонита (на рентгенограммах, насыщенных глицерином образцов имеется интенсивный рефлекс с d (001) = 17,9 — 18,3Å), другим основным компонентом является хлорит; гидрослюда присутствует в качестве второстепенной примеси.

Ниже приводятся результаты полного силикатного анализа двух образцов—№ 391 (Шамут) и № 1825 (Степанаван).

Таблица 103

Химический состав глин

№ обр.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	CaO	MgO	H_2O	п.п.п	Na_2O	K_2O
391	65,39	0,85	14,55	2,37	0,14	—	1,12	0,27	4,36	5,56	2,55	2,55
1825	66,18	0,70	13,48	4,40	0,58	—	1,12	1,56	3,57	6,45	0,7	1,9

Таблица 104

Содержание малых элементов в нижнеэоценовых глинах Севано-Ширакской зоны

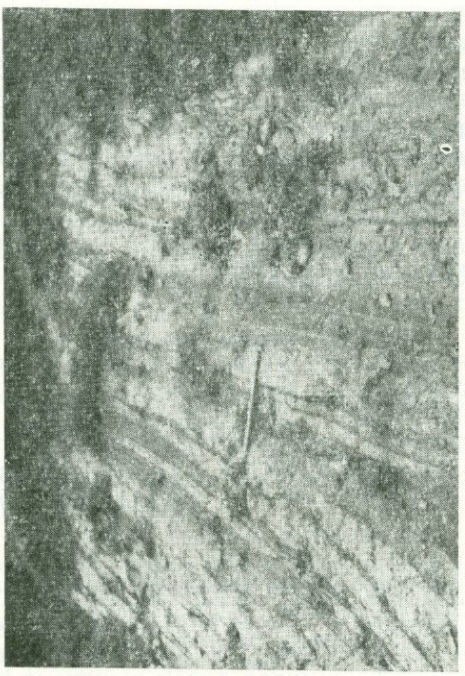
Элементы	Кол-во анализов	Пределы колебаний	Среднеарифметическое в %	Модальное в %
Mn	14	0,03—0,003	0,006	0,0058
Ni	„	0,01—0,003	0,004	0,004
Co	„	0,01	0,01	0,01
Ti	„	0,3 —1	0,80	0,86
V	„	0,03—0,01	0,02	0,026
Cr	„	0,003—0,01	0,004	0,004
Cu	„	0,01—0,03	0,02	0,02
Sr	„	0,01 - 0,003	0,005	0,0062
Ba	„	0,01—0,03	0,02	0,027

ФЛИШОИДНАЯ ФОРМАЦИЯ

Терригенно-пирокластическая флишевая субформация (нижний эоцен)

Рассматриваемая субформация развита на южном склоне Ширакского хребта (Лусахбюрская свита). Сложена она преимущественно туфами, туффитами, туфопесчаниками, гравелитами. Мощность ее достигает 220 *м*.

В разрезе субформации большое место занимают мощные пачки (до 15 *м*) тонкоритмичного строения, сложенные туфами, туфоаргиллитами, туфоалевролитами, туфопесчаниками. Кроме того, прослеживаются 20 макроритмов мощностью от 1,7 до 24 *м;* мощность отдельных слоев в ритме колеблется от 0,5 до 14 *м*. Первый элемент макроритма обычно представлен песчаником, туфопесчаником, реже туфогравелитом, второй—туффитом, туфоалевролитом, туфопесчаником, третий—известковистым туфоалевролитом, туфоаргиллитом. Во всех ритмах



Фиг. 116. Флишевые отложения нижнего эоцена у г. Степанаван.

снизу вверх по разрезу структура пород изменяется от грубозернистых до мелкозернистых. На границе ритмов, в частности на подошве слоев туфогравелитов, прослеживаются слабые следы размыва. На поверхности элементов ритма (в низах разреза) отмечены биоглифы, реже механоглифы. Таким образом, описываемая субформация является типичным терригенно-пирокластическим флишем, условия формирования которого освещены в литературе крайне слабо. Время его образования соответствует концу раннегеосинклинального этапа разви-

тия, когда Севано-Ширакский интрагеосинклинальный прогиб испытывал частное поднятие, более интенсивно проявившееся вдоль его бортовых частей. Это обусловило образование в мульдовой полосе узко вытянутого остаточного прогиба, где и происходило накопление отложений флишевой субформации. Поднятие сопровождалось эксплозивным вулканизмом и пульсационными выбросами пирокластического материала. Центры этого вулканизма констатированы в окрестностях гор. Спитак и в верховьях р. Чибухли. Типы разрезов субформации приведены в табл. 101.

Терригенные породы

Песчаники и туфопесчаники грубо- и тонкозернистые плотные или раздробленные, зеленовато-серые, желтовато-серые, обычно слоистые: чередуются с прослоями туфоалевролитов и туффитов. Структура псаммитовая, литокластическая. Угловатые и слабоокатанные зерна представлены плагиоклазом (лабрадор, андезин и альбит), авгитом, роговой обманкой, кварцем. Обломки пород выражены основными лавами, часто очень свежими, содержащими вкрапленники авгита, лабрадора и зеленой роговой обманки. Основная масса сложена бурым стеклом и микролитами плагиоклаза. Обломки составляют от 20 до 75% объема породы. Цемент контактовый и типа соприкосновения: представлен глинистым веществом, карбонатом, хлоритом, реже цеолитами.

Алевролиты плотные, мелкозернистые, коричневато-серого и лилово-серого цвета. В шлифах обнаруживают алевритовую, алевро-пелитовую структуру. Терригенный материал представлен угловатыми зернами кварца, плагиоклаза, иногда апатита, рудного минерала. Реже встречаются обломки эффузивных пород. Цемент сложен тонкозернистым окварцованным и частично раскристаллизованным кальцитом; часто содержит остатки микрофауны.

Пирокластические и вулканогенно-осадочные породы

В составе флишоидной субформации преобладают туфы, туффиты и туфобрекчии.

Туфы очень плотные, серые, зеленовато-серые, бурые, тонко- и крупнослоистые. По составу обломков относятся к базальтовым и реже липарито-дацитовым разностям. Среди андезито-базальтовых туфов преобладают кристалло-литокластические алеврито-псаммитовые разности. Литокласты составляют в них около 70% (андезитовые, базальтовые порфириты); кристаллокласты: плагиоклазы—20%, вулканические стекла—до 10%. Иногда вокруг обломков наблюдается каемка глинистого вещества.

Лито-кристалло-витрокластические туфы по величине обломков относятся к псефито-псаммитовой размерности. Основную массу (около 50%) составляет расстеклованный (хлоритизацией и цеолитизацией) витрический пепел. Кристаллокласты представлены угловатыми зернами плагиоклаза (андезин, лабрадор; около 30%) и пироксенами (до 5%). Из литокластов отмечены обломки андезита, базальта и их шлаки (около 15%). Лито-кристаллокластические туфы (вулканический песок) по величине обломков относятся к псаммитовой размерности. Состоят из плагиоклаза (андезин-лабрадор), обыкновенной

роговой обманки, пироксенов и обломков андезитовых порфиритов. Обломки скреплены карбонатным цементом (0—15%). Тип цементации поровый и контактово-поровый.

Туфы липарито-дацитов плотные, зеленовато-серого, лиловато-серого цвета. В шлифах структура кристалло- или кристалло-литокластическая. Обломки минералов имеют преимущественно остроугольную форму, представлены они плагиоклазом, кварцем, роговой обманкой; размер их не превышает 0,4 *мм*. Обломки пород также не окатаны и представлены разнообразными эффузивами, пемзами, вулканическим стеклом. Цемент преимущественно пепловый (характерен для кислых разностей), большей частью раскристаллизованный в кварцево-полевошпатовый агрегат, по которому развиты хлорит, карбонат, кварц.

Туффиты плотные серые, зеленовато-серые, тонкослоистые, мелко- и среднезернистые. Постепенными переходами связаны с литокристалло-кластическими туфами, от которых отличаются большим содержанием связующего вещества (до 50%), которое выражено глинисто-известковым, реже глинистым материалом; содержит скелеты микроорганизмов. Изредка они образуют тонкие прослои (1,5—5 *мм*) в слоистых туфопесчаниках; отличаются от последних очень малыми размерами обломков, а также наличием глинистых частиц и вторичных минералов, количество которых в туффитах достигает 70%. Вторичные минералы представлены карбонатом и хлоритом. Структура туффитов туфоалевритовая.

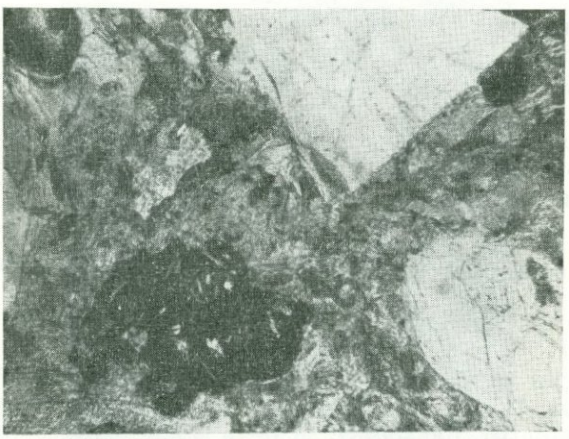


Рис. 117. Туф лито-кристалло-витрокластический, андезитовый. Обломки андезита, кристаллов плагиоклаза рассеяны среди стекловатой пепловой массы. Ув. 90х. Николь 1. Нижний эоцен, флишоидная свита.

Туфобрекчии андезитового состава. Плотные породы, в которых встречены угловатые обломки (размером до 25 *см*) известковистых пород или базальтов лиловато-серого цвета. Под микроскопом видна пепловая структура цемента: последний содержит обломки пород или (реже) минералов (плагиоклаза, моноклинного пироксена). Цемент часто раскристаллизован, окварцован.

Обломки имеют типичную порфировую структуру. Вкрапленники представлены моноклинным пироксеном, плагиоклазом. Основная масса

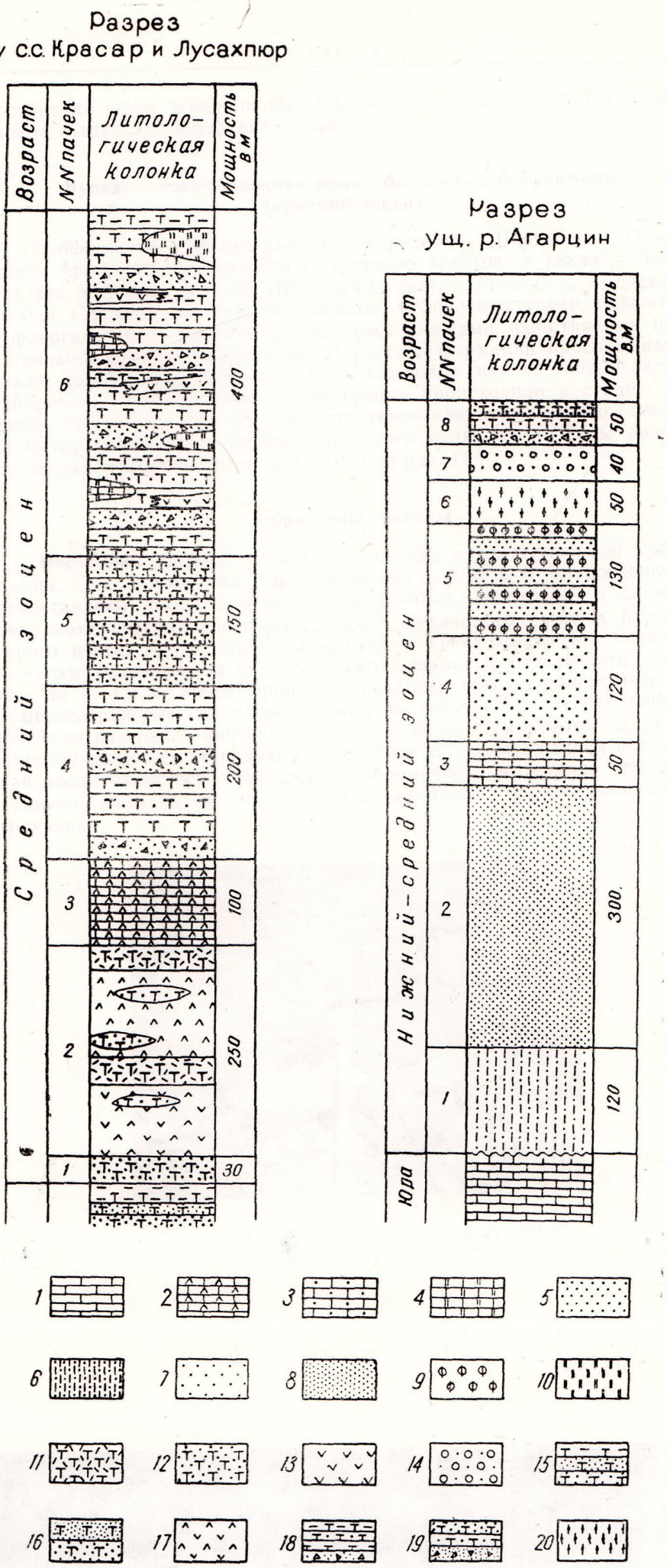


Рис. 118. Типы разрезов вулканогенно-осадочной мелкообломочной флишоидной субформации среднего эоцена Севано-Ширакского синклинория.

1. Известняк. 2. Известняк биогермный. 3. Известняк песчано-алевритовый. 4. Яшмы и радиоляриты. 5. Песчаник грубо- и крупнозернистый. 6. Песчаник известковый. 7. Песчаник. 8. Песчаник мелко- и среднезернистый. 9. Конгломерат полимиктовый. 10. Кремнисто-известковая порода. 11. Туфы кислого состава. 12. Туфопесчаник. 13. Кислые лавы. 14. Гравелиты, туфогравелиты. 15. Чередование туфоалевролитов, туфопесчаников. 16. Ритмичное чередование туфов, туфопесчаников, туфоалевролитов, туфопелитов. 17. Кислые лавы и их пирокластолиты с пачками и линзами туффитов и туфопесчаников. 18. Ритмичное чередование туфов, туффитов, туфобрекчий, туфопесчаников, известковистых туфоалевролитов, туфопелитов и кремнистых пород с потоками андезитов и дацитов. 19. Чередование туфобрекчий, туффитов, туфопесчаников и туфоконгломератов. 20. Песчаник среднезернистый с прослоями железистых разностей.

состоит из зерен моноклинного пироксена, микролитов плагиоклаза и стекла. Структура интерсертальная.

Вулканогенно-осадочная мелкообломочная субформация (средний эоцен)

Субформация широко развита в пределах Ширакского, Памбакского, Арегунийского, отчасти Базумского хребтов, а также в бассейнах рек Марцигет и Гетик (Ширакская свита). Мощность ее достигает 2000 *м*. Сложена она туфопесчаниками, туфоалевролитами, туффитами, туфоаргиллитами, туфами, кремнистыми породами, известняками (органогенными и пелитоморфными). В составе формации прослеживаются также потоки андезитов, дацитов и пластовые залежи гипабиссальных габброидов. Формирование субформации происходило в стадию дифференцированного прогибания интрагеосинклинали, сопровождавшегося интенсивным проявлением подводного вулканизма. Типы разрезов субформации приведены в табл. 101 и на рис. 118.

Терригенные породы

Песчаники широко развиты в составе рассматриваемой субформации. Они слагают пласты мощностью до 30 *м* и макроскопически представляют собой плотные, трещиноватые, массивные и слоистые, неравномернозернистые породы серого, зеленовато-серого и буровато-серого цвета. Крупнозернистые разности преимущественно массивные или толстослоистые; в них встречаются шаровые отдельности диаметром до 1—1,2 *м*. Мелкозернистые песчаники обычно однородные, равномернозернистые, слоистые, реже тонкослоистые. Известковистые разности содержат многочисленные раковины нуммулитов. В антарамутском разрезе в песчаниках отмечается четко выраженная перекрестная косая слоистость. По составу обломочного материала среди песчаников выделяются кварцево-полевошпатовые и полевошпатовые граувакки.

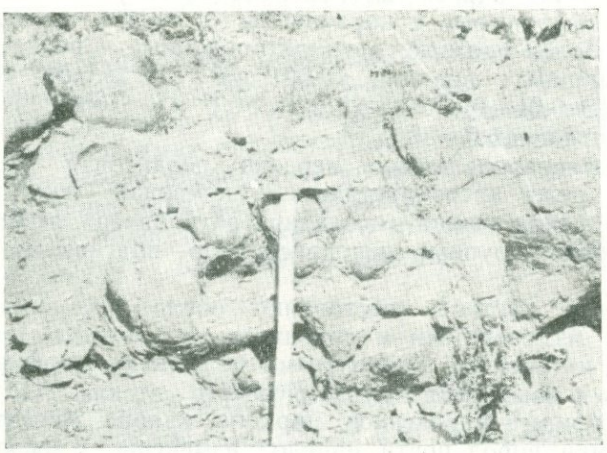


Рис. 119. Шаровая отдельность в песчаниках среднего эоцена восточнее с. Кети.

Кварцево-полевошпатовые граувакки состоят из обломков эффузивных (60—70%), осадочных пород (силициты, известняки 5%) и в небольшом количестве из обломков туфов, серпентинитов. Цемент их известковистый, тип цементации контактово-поровый. Структура псаммитовая. Установлены также вулканическое стекло, плагиоклазы (андезин, лабрадор—до 20%), кварц (10—15%).

Полевошпатовые граувакки. Цемент глинисто-хлоритовый, тип цемента контактовый. Структура псаммитовая, алевро-псаммитовая. В отличие от кварцево-полевошпатовых песчаников они содержат до 70% обломков плагиоклазов. В составе некоторых песчаников (сс. Чобанлаз, Азизбеков) содержание полевых шпатов увеличивается, а обломков пород соответственно уменьшается. Кроме того, иммерсионным методом определены: магнетит (в среднем 32,5%), ильменит (2%), авгит (21,5%), гиперстен (5%), обыкновенная роговая обманка (единичные зерна) и циркон (4,5%).

Магнетитовые песчаники встречаются (в виде отдельных пластов) в разрезе субформации, в бассейне р. Агарцин. Среди них преобладают мелко- и среднезернистые разности. Макроскопически представляют собой плотную, реже рыхлую породу с металлическим блеском (в свежем изломе). Окрашены в красные, бурые или черные цвета. Иногда образуют невыдержанные по мощности линзовидные тела. Нередко прослеживается тонкая слоистость. В песчаниках отмечается косая слоистость. Мощность магнетитовых песчаников колеблется от нескольких сантиметров до 6 *м*. Песчаники состоят из полуокатанных, реже неокатанных зерен магнетита, гематита, ильменита, полевого шпата, кварца, вулканического стекла, хлорита и обломков пород; присутствуют также обыкновенная роговая обманка, анатаз, диопсид, циркон, эпидот. Отмечены единичные пластинки молибденита.

Глины имеют ограниченное распространение. Встречаются в виде маломощных прослоев в пачках и линзах песчано-глинистых пород в окрестностях сел. Антарамут Степанаванского района, по побережью р. Дзорагет, к востоку от сел. Куртан. В этих разрезах глины чередуются с песчаниками и гравелитами. Содержание глин не превышает 10% общей мощности разреза. Глины преимущественно песчанистые и алевритистые, реже жирные, плотные, неслоистые, местами комковатые, серые и зеленовато-серые с коричневым оттенком. В средней части пачки глины более плотные, аргиллитоподобные. Среднее содержание (по всем размерам) фракции <0,001 *мм* составляет 40%; 0,001—0,01 *мм*—27%; 0,01—0,1 *мм*—20%; >0,1 *мм*—13%. Карбонатность колеблется в пределах 0—3%.

Структура алевропелитовая, нередко реликтовая пепловая, литокластическая, реже витрокластическая, пемзовая; текстура беспорядочная, реже флюидальная (последняя обусловлена огибанием пепловых частиц вокруг крупных фенокристаллов—плагиоклазов и пироксенов).

Алевритовые частицы (составляют около 30% объема породы) представлены измененными и сравнительно свежими плагиоклазами (около 80%), интенсивно измененными обломками порфиритов (10%), остроугольными осколками вулканического стекла (10%), а также единичными зернами пироксенов, циркона, кварца, биотита и зеленой слюды. Обломки пород почти нацело изменены в изотропное или тонкоагрегатное глинистое вещество с точечной поляризацией и низким двупреломлением; иногда они хлоритизированы, лимонитизированы и карбонатизированы. Пироксены хлоритизированы, карбонатизированы, лимонитизированы, эпидотизированы; иногда вокруг измененного пи-

роксена отмечается довольно широкая кайма кремнистого минерала. Плагиоклазы нередко серицитизированы и карбонатизированы. Обломочные частицы сцементированы интенсивно измененным пирокластическим материалом. Потеки и скопления гидроокислов железа часто затушевывают детали строения породы. По цементирующей основе развивается тонкоагрегатное глинистое вещество бурого цвета, реже хлорит, кальцит, эпидот. Некоторые участки цемента покрыты густой сыпью рудного минерала. Трещины и поры в породе иногда выполнены соссюритовым и карбонатно-кремнистым агрегатом.

В цахкункском разрезе встречаются глины с типичными реликтовыми структурами пемзовых туфов.

В минеральной фракции размером >0,01 *мм* преобладают плагиоклазы (15—20%); они трещиноватые, почти не изменены. Реже встречается рудный минерал размером 0,05—0,4 *мм*, который распределен в породе крайне неравномерно. Значительно реже встречаются зерна моноклинного пироксена (0,2—3,0 *мм*), циркона, апатита, калиевого полевого шпата и кварца.

Основная (цементирующая) масса сложена обломками пемзы; они более или менее изометричны, изредка сильно уплощены; размеры их колеблются в пределах 0,9—3,5 *мм*. Пемза, имеющая тонковолокнистое сложение, раскристаллизована и полураскристаллизована в полевошпатовый агрегат; характер раскристаллизации «волосяной», согласный волокнистости. Реже встречаются куски более плотной пемзы и обломки стекла типа «фьямме». Встречено несколько мелких угловатых ксенолитов, сложенных темно-серым и буровато-серым, почти недвупреломляющим веществом.

По пирокластам развивается желтоватое, желтовато-бурое, очень похожее на палагонит, вещество, которое заполняет поры в стекловатых включениях, фиксируется вдоль контактов минералов, ксенолитов и частично замещает основную массу.

Наиболее распространенными неглинистыми минералами являются интенсивно измененные полевые шпаты, вулканическое стекло и обломки пород (90—100% легкой фракции), плагиоклазы (2—10%), кварц, гидроокислы железа (до 5% тяжелой фракции), магнетит (40—90%), пирит, пикотит, корунд, апатит, эпидот, хлорит, биотит, обыкновенная роговая обманка (1—10%), авгит (1—10%), гиперстен, диопсид.

Основными глинистыми минералами являются монтмориллонит (увеличение базального рефлекса до 17 Å после насыщения образцов глицерином) и гидрослюда (наличие рефлекса с d (001) 10Å на рентгенограммах обработанных и необработанных образцов).

Монтмориллонит преобладает в глинах разреза Антарамут, а гидрослюда—в глинах цахкункского разреза.

Результаты полного силикатного анализа двух образцов глин из разрезов Антарамут (№ 1789) и Цовагюх (№ 1828) приведены в табл. 105.

Таблица 105

Химический состав глин

№ обр.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	CaO	MgO	H_2O	п.п.п.	Na_2O	K_2O
1798	58,74	0,60	16,33	4,81	1,16	0,05	3,29	2,08	5,28	5,46	1,05	1,95
1828	53,02	0,60	13,37	5,92	0,29	0,11	1,61	2,43	7,11	6,25	0,99	3,10

Карбонатные породы

Известняки. В разрезе субформации имеют ограниченное распространение. Они слагают пласты мощностью 0,40—15,0 *м*. На некоторых участках образуют линзовидные тела мощностью 60—70 *м*, где окремненные известняки чередуются с органогенными (нуммулитовыми) разностями. Макроскопически известняки преимущественно мелкозернистые, плотные, трещиноватые, средне- и тонкослоистые породы серого, темно-серого и бурого цвета, с полураковистым изломом. Выделяются известняки глинистые, органогенные и органогенно-детритовые.

Глинистые известняки представляют промежуточные разности между тонкозернистыми глинистыми известняками и мергелями. Состоят из тонкозернистого карбонатного вещества, обогащенного глинистым материалом. Количество органогенного детрита колеблется от 10 до 30%. Текстура беспорядочная, иногда слоистая. В породе присутствует терригенная примесь в количестве до 3%, представленная мелкоалевритовыми зернами кварца, полевыми шпатами.

Органогенные известняки представлены мелкофораминиферовой разностью. Кроме цельных раковин, встречаются обломки раковин тех же фораминифер, количество которых не превышает 10%. Текстура беспорядочная. Цемент базальный, скрытокристаллический. В цементе присутствует большое количество глинистого вещества и примесь (до 5%) пирокластического материала. Терригенная примесь (до 5%) представлена плагиоклазом, реже кварцем.

Органогенно-детритовые известняки. Органогенно-детритовый материал (45%) представлен фораминиферами, сгустками водорослей, реже мшанками и нуммулитами. Кроме органогенного детрита, в количестве до 5%, отмечены обломки пород (пелитоморфные и доломитизированные известняки), а также зерна полевых шпатов и кварца. Связующая масса представлена неравномернозернистым кальцитом. Текстура беспорядочная, цемент базальный.

Вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы

Слагают большую часть субформации в разрезах Ширакского и Севанского хребтов, Амасийского района, бассейнов рек Чихчкан, Марцигет, Агарцин и в других районах Севано-Ширакского синклинория. Характерно замещение эффузивных пород пирокластическими, последних—пирокласто-осадочными, которые, в свою очередь, переходят в осадочные породы.

В составе вулканогенно-осадочных толщ преобладают туфы, туффиты, туфобрекчии, туфолавы, агломераты, туфоконгломераты, туфопесчаники, известковистые туфоалевролиты, кремнистые породы, которые в разрезе многократно и ритмично чередуются. С ними ассоциируют потоки кератофиров, глиноподобные огнеупорные породы, кварцевые порфиры, андезиты, линзы рифогенных известняков, межпластовые залежи и секущие тела гипабиссальных габброидов.

Туфы плотные, массивные, средне- и тонкослоистые, трещиноватые породы серой, зеленовато-серой, зеленовато-голубоватой или буровато-желтой окраски.

Лито-кристалло-витрокластические дацитовые туфы имеют псаммитовую, алевро-псаммитовую структуру. Состоят из витрического расстеклованного пепла (микрофельзитовое кварцево-полевошпатовое вещество, 60—65%), кристаллокластов плагиоклаза

(около 20%), кварца (0—20%) и литокластов андезитового состава (около 10%). Иногда отмечается примесь карбоната (от 0 до 10%).

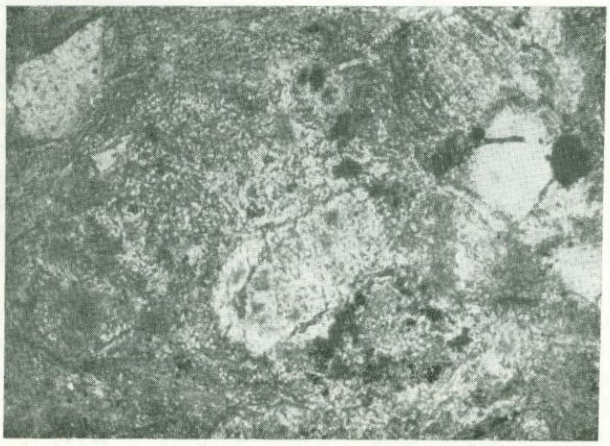


Рис. 120. Туф кристалло-витрокластический дацитовый. В пепловой массе обломки полевых шпатов и кварца. Ув. 90х. Николь 1. Средний эоцен, южный склон Арегунийского хребта.

Лито-кристалло-витрокластические андезитовые туфы. Структура алевритовая и псаммито-алевритовая, псефито-псаммитовая. Состоит из витрического расстеклованного пепла (продукты расстеклования представлены хлоритом, цеолитом, микрофельзитовым веществом кварцевополевошпатового состава; 45%), плагиоклазов (35%), пироксенов (2%), обломков андезита и базальта (до 10%). В грубозернистых разностях увеличивается количество литокластов (шлаков андезита и базальта). В промежутках между обломками развит глинисто-хлоритовый материал.

Кристаллокластические пепловые туфы липаритового состава имеют псаммитовую структуру; структура основной массы пепловая. Остроугольные обломки размером 0,1—0,5 *мм* представлены кварцем, полевыми шпатами и единичными обломками туффитов. Обломки составляют 20% объема породы. Пепловая связующая масса состоит из перекристаллизованного вулканического стекла; при перекристаллизации образуются микрокристаллические агрегаты альбита и кварца. В промежутках между обломками развит глинисто-хлоритовый материал.

Туфопелиты массивные, очень плотные, трещиноватые, светло-серые, желтовато-серые, голубоватые породы.

Структура пелитовая и алеврито-пелитовая. Основная масса состоит из тонкого разложенного витрического пепла. Частицы алевритовой размерности встречаются редко и представлены угловатыми зернами полевого шпата. Иммерсионным методом выявлены: магнетит (35,5%), ильменит (4,60%), авгит (15,5%), гиперстен (7%), обыкновенная роговая обманка (8,5%), циркон (редкие зерна).

Туффиты тонкозернистые, плотные, крепкие, массивные, зеленовато-серые, буровато-серые и серые породы; нередко окремненные с гладким и полураковистым изломом. В известковистых разностях встреча-

ются скелеты мелких фораминифер. Среди туффитов выделяются орто- и паратуффиты. Ортотуффиты по составу пирокластического материала сходны с лито-кристалло-витрокластическими туфами дацитового состава, но отличаются от них повышенным содержанием карбоната (от 10 до 40%). По величине обломков среди них выделяются алевритовые, пелитовые, реже псаммитовые разности. Иногда среди туффитов отмечаются скелеты микроорганизмов (до 35%, сел. Кети), представленные фораминиферами и спикулами губок. Паратуффиты (преобладает осадочный материал) по составу обломков сходны с туфами андезитового состава. По величине обломков среди них выделяются туфопесчаники, туфоалевролиты и туфопелиты. Туфопесчаники содержат скудный известковый цемент и скелеты фораминифер. Тип цементации поровый, контактово-поровый. Структура псаммитовая. В составе туфопесчаников преобладают обломки эффузивных пород (андезиты, базальты)—50%; в незначительном количестве отмечаются обломки серпентинитов, кремнистых пород, плагиоклазы, пироксены, роговая обманка, иногда девитрифицированное вулканическое стекло. Туфоалевролиты и туфопелиты отличаются от туфопесчаников повышенным содержанием цемента (25—50%), представленного глинисто-известковым, реже глинисто-хлоритовым материалом, в котором рассеяны скелеты микроорганизмов.

Кремнистые породы макроскопически тонкозернистые, однородные плотные, слоистые, чаще тонкослоистые, серые, зеленовато-серые, голубоватые, с раковистым изломом. По данным О. П. Елисеевой, состоят из криптокристаллического кварца с агрегатной поляризацией. Присутствует примесь равномерно рассеянного в породе темноцветного минерала. Кремнистые породы часто карбонатизированы.

Туфопесчаники и туфоалевролиты близки по составу, имеют широкое распространение и приурочены преимущественно к средним и верхним горизонтам ширакской свиты, где они образуют пласты и линзовидные тела мощностью до 30 *м* и более. Прослои туфопесчаников и туфоалевролитов в разрезе многократно и ритмично чередуются.

Макроскопически они разнозернистые плотные трещиноватые слоистые, порою тонкослоистые или рассланцованные, местами окремненные или известковистые породы. Окраска серая, серовато-зеленая, голубоватая и буроватая. Среди туфопесчаников выделяются мелко-, средне-, крупно-, и грубозернистые разности. По данным О. П. Елисеевой, форма обломков в туфопесчаниках угловатая, реже округлая. Обломки пород представлены в основном порфиритами, реже туфопесчаниками, органогенными известняками, вулканическим стеклом и метаморфизованными породами. Среди обломков минералов преобладают полевые шпаты; присутствуют также кварц, апатит и окисленный рудный минерал. В средне- и тонкозернистых разностях обломки минералов преобладают над обломками пород. Структура туфопесчаников псаммитовая, алевро-псаммитовая, обычно неравномернозернистая.

Цемент кремнистый, глинистый, железистый или карбонатный. В кремнистых разностях состоит из мелких зернышек халцедона. Глинистый цемент обычно сильно метаморфизован и замещен криптокристаллическим кварцем, хлоритом, эпидотом, иногда карбонатом. В известковых туфопесчаниках цемент представлен карбонатом, с примесью чешуек глинистого вещества. В некоторых тонкозернистых разностях цемент метаморфизован, представлен кварцево-полевошпатово-хлоритовым веществом с примесью эпидота. Цемент—типа соприкосновения, выполнения пор или базальный.



Рис. 121. Туфопесчаник. Обломки вулканических пород, кристаллов и примесь тефры в известковом цементе. Ув. 90х. Николь 1. Средний эоцен, сел. Азизбеков, Амасийский район.

Структура туфоалевролитов алевропелитовая, текстура слоистая, обусловленная чередованием слоев, имеющих алевритовую и пелитовую структуру.

Глиноподобные породы

В разрезе описываемой субформации такие образования выражены глиноподобными огнеупорными породами. Они распространены в Туманянском районе и образовались в результате гидротермальной переработки порфиритов и пирокластических пород кислого, отчасти среднего состава. Об этом свидетельствуют сохранившиеся в большинстве случаев реликтовые пепловые и, реже, порфировые структуры. Обычно это плотные, иногда рыхлые породы белого, беловато-серого, серого и бурого цвета. Излом неровный, раковистый, реже землистый. Как правило, в той или иной степени лимонитизированы; часто поверхность скола бывает покрыта довольно плотной пленкой гидроокислов железа, отчего порода приобретает бурую окраску; но нередко встречаются также совершенно обеленные разности, лишенные гидроокислов железа. Измененные туфы имеют реликтовую витрокластическую, литокристаллическую, реже литокластическую и пепловую структуры. Обломочная часть породы представлена в основном обломками андезитов, кристаллами плагиоклаза, реже—чешуйками белой слюды, пироксенами и биотитом.

Обломки андезитов (размером 1,0—4,0 *мм*) имеют интерсертальную, гиалопилитовую структуру—нередко с мандельштейновым обликом. Основная масса—стекловатая, пепловая; иногда, вследствие неравномерного и слабого спекания, она имеет неясно выраженную эвтакситовую структуру. Нередко встречаются разновидности с пузыристой текстурой, обусловленной наличием округлых, иногда неправильных, с извилистыми очертаниями пузырьков стекла.

Изменение туфов начинается со стекла связующей массы—вначале вдоль микротрещинок, пузырьков и пор, а затем распространяется на

стекловатый базис обломков пород, темноцветные минералы, плагиоклазы основного состава, другие плагиоклазы (в том числе и микролиты).

В порфиритах вначале преобразуется вулканическое стекло (мезостазис), затем гиперстен, основные плагиоклазы, прочие плагиоклазы и микролиты, моноклинный пироксен. Плагиоклазы подвергаются серицитизации, кальцитизации, реже—эпидотизации и соссюритизации; далее они нацело замещаются серицитом, а последний—каолинитом и кварцем. Гиперстен хлоритизирован, кальцитизирован, реже эпидотизирован; в интенсивно измененных разностях полностью замещается хлорит-серицитовым тонкоагрегатным веществом. По моноклинному пироксену развивается хлорит, по биотиту—эпидот и серицит. Пирит, реже магнетит, подвергаются лимонитизации.

Связующая масса замещается гидроокислами железа, серицитом (гидрослюдой), кальцитом, каолинитом, пирофиллитом, кварцем, реже—неупорядоченным смешанно-слойным монтмориллонит-пирофиллитом и монтмориллонитом. В интенсивно измененных разностях указанные минералы замещаются каолинитом, кварцем, отчасти алунитом. Пустоты и миндалины в породах выполнены серицитом, каолинитом, реже пренитом, кальцитом и халцедоном. Для сравнительно слабо измененных туфов и порфиритов весьма характерным является развитие лимонита по пепловым частицам связующей массы и стекловатому базису.

Исключительно во всех случаях характерной формой развития минеральных новообразований являются тонкоагрегатные псевдоморфозы замещения: крупные монокристаллы совершенно отсутствуют (редкое исключение составляет вторичный кварц).

По данным рентгеноструктурного и других анализов, в интенсивно измененных породах ведущими глинистыми минералами являются каолинит и диккит, с которыми ассоциируют кварц (магматогенный и гидротермальный), циркон, рутил, иногда алунит. В сравнительно менее измененных породах основными глинистыми минералами являются пирофиллит и серицит (гидрослюда); последние ассоциируют с кварцем, цирконом, плагиоклазами. В слабо измененных породах ведущими глинистыми минералами являются монтмориллонит и неупорядоченный смешанно-слойный пирофиллит-монтмориллонит, с которыми обычно ассоциируют плагиоклазы, эпидот и хлорит.

В табл. 106, 107 приводятся содержания основных окислов и неко-

Таблица 106

Химический состав глиноподобных пород

Окислы	Количество анализов	Пределы колебаний	Среднеарифметическая в %
SiO_2	8	39,74—78,44	65,95
TiO_2	»	1,05— 2,83	1,69
Al_2O_3	»	9,94—27,76	17,21
Fe_2O_3	»	0,35—17,34	5,62
FeO	»	0,15— 0,29	0,17
MnO	»	0,01— 0,03	0,02
CaO	»	0,87— 2,48	1,29
MgO	»	0,22— 0,34	0,10
H_2O+	»	2,29— 5,70	4,01
H_2O	»	0,10— 3,74	1,64
Na_2O	»	0,10— 1,05	0,24
K_2O	»	0,05— 1,05	0,20
п.п.п.	»	0,71— 8,43	2,81

торых малых элементов в интенсивно измененных глиноподобных породах.

Таблица 107

Содержание малых элементов в глиноподобных породах

Элементы	Количество анализов	Пределы колебаний	Среднеарифметическая (M) в %	Модальное (Mo) в %	Кларки в изверженных породах среднего состава
Mn	20	0,0001—0,004	0,004	0,0044	$1{,}2 \cdot 10^{-1}$
Ni	»	0,0003—0,003	0,0009	0,0009	$5{,}5 \cdot 10^{-3}$
Co	»	0,001—0,01	0,01	0,016	$1 \cdot 10^{-3}$
Ti	»	0,1—1	0,38	0,45	0,8
V	»	0,003—0,1	0,034	0,034	$1 \cdot 10^{-2}$
Cr	»	0,001—0,01	0,005	0,021	$5 \cdot 10^{-3}$
Cu	»	0,0003—0,03	0,005	0,005	$3{,}5 \cdot 10^{-3}$
Sr	»	0,003—0,3	0,076	0,081	$8 \cdot 10^{-2}$
Ba	»	0,01—0,1	0,031	0,043	$6{,}5 \cdot 10^{-2}$

ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНАЯ ГРУБООБЛОМОЧНАЯ ФОРМАЦИЯ (ВЕРХНИЙ ЭОЦЕН)

Отложения вулканогенно-осадочной формации слагают мульдовую часть крупных синклинальных складок и имеют наибольшее развитие в гребневой полосе Памбакского, Арегунийского, Базумского хребтов, в бассейнах рек Блдан, Штогана-джур, Агарцин, Гетик, Марцигет. В юго-восточной части Севано-Ширакского синклинория (Памбакский хребет) описываемая формация представлена в основном андезитами, трахиандезитами, их пирокластическими дериватами и редкими прослоями туфоконгломератов. К северу, в бассейнах рр. Блдан, Штоганаджур и Агарцин, в нижней части разреза формации большое место занимают пачки туфоконгломератов, туфопесчаников и линзы известняков. В районе сел. Тохлуджа отложения формации представлены туфоконгломератами, туфобрекчиями, туфопесчаниками, потоками андезитов и дацитов. В крайней же, северной части синклинория (Степанаванский район) в разрезе формации, наряду с грубыми пирокласто-терригенными породами, большое место занимают нормально морские песчано-глинистые отложения. Мощность формации достигает 1500 *м*. Формирование ее происходило в верхнеэоценовых остаточных прогибах в конце позднегеосинклинального этапа развития Севано-Ширакской подзоны.

Типы разрезов формации приведены в табл. 101 и на рис. 122.

Терригенные породы

Песчаники слагают мощные пачки (до 40 *м*) в осадочных толщах района сел. Шахназар. Нередко содержат прослои гравелита, с которыми связаны постепенными переходами. Макроскопически песчаники в основном крупнозернистые, плотные, реже рыхлые, массивные, серые и желтовато-серые, местами с шаровой отдельностью.

Структура породы псаммитовая, псефито-псаммитовая. В гранулометрическом составе преобладает крупнопесчаная фракция; количество песчаных фракций достигает 65—73%, алевритовая фракция составляет 10,5—14%, пелитовая—12—20%. По составу песчаники полимиктовые. Главными породообразующими компонентами являются полевые шпаты и лимонитизированные обломки пород (в сумме состав-

ляют около 85%). Присутствуют также обломки вулканического стекла, кварц, циркон, пироксен, роговая обманка, чешуйки слюды и хлорита. Полевые шпаты изменены—пелитизированы и ожелезнены. Форма зерен угловатая и полуокатанная.

Цемент в среднем составляет 30—35% объема породы; сложен глинистым веществом, реже карбонатом. Нередко пропитан гидроокислами железа. Тип цемента контактовый, контактово-поровый, порово-базальный.

Глины имеют ограниченное распространение. Встречаются исключительно в Шахназарском разрезе (Степанаванский район); содержание их достигает здесь 20%. Глинистые прослои, мощностью от 6 до 15 *м*, приурочены к нижней части разреза. Местами наблюдается чередование маломощных прослоев глин и песчаников.

Глины светло-желтые, желтовато-серые и серые, жирные, массивные, реже сланцеватые, плотные, местами аргиллитоподобные или комковатые.

Среднее содержание фракции <0,001 *мм* составляет 56%; 0,001—0,01 *мм*—24,5%; 0,01—0,1 *мм*—15%; >0,1 *мм*—4,5%. Карбонатность колеблется в пределах 0—3%.

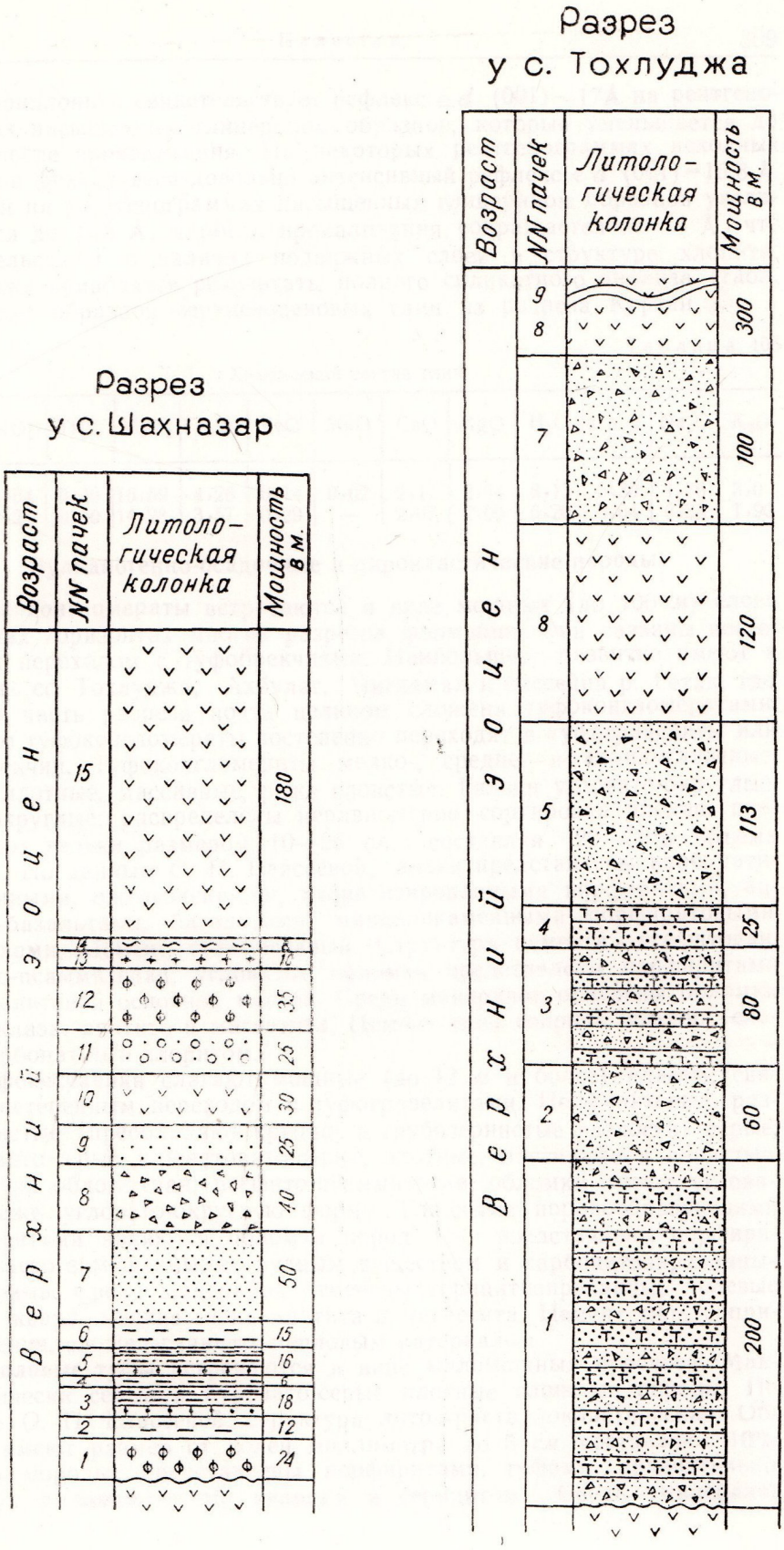
Структура мегапелитовая, алевро-пелитовая, реликтовая, туфовая, литокластическая, литокристаллическая, реже псаммо-пелитовая; текстура беспорядочная, ориентированная (обусловленная субпараллельным расположением мелких сплющенных осколков вулканического стекла, чешуек биотита, удлиненных мелких кристалликов плагиоклаза и развитием гидроокислов железа вдоль сланцеватости).

Содержание пирокластического материала в ряде случаев достигает 90%. Крупные пирокласты—до 30% объема породы—представлены обломками эффузивных пород, вулканическим стеклом, плагиоклазом. Отмечены также мелкие чешуйки биотита и хлорита, роговая обманка, пироксены, циркон, кварц. Плагиоклазы (иногда зонального строения) в различной степени изменены—серицитизированы, карбонатизированы, реже эпидотизированы. Обломки пород почти нацело замещены глинистым и кварцево-полевошпатовым веществом, иногда хлоритом. Связующая стекловатая масса также полностью перерождена в слабо поляризующее глинистое вещество; иногда по цементирующему пепловому материалу развивается цеолит. Пироксены и минерал оливиновых очертаний замещены желтовато-зеленым, схожим с хлоритом веществом, часто проникающим в микротрещины. Некоторые разности замещены в основном кварцево-серицитовым агрегатом; пирокластика в них трудно распознается, но, по-видимому, они представляют собой перерожденный туф. Характерна интенсивная лимонитизация и умеренная карбонатизация.

Неглинистые минералы фракции >0,01 *мм* представлены: интенсивно измененными вулканическими стеклами и полевыми шпатами (95—100% легкой фракции), плагиоклазами (1—5%), гидроокислами железа (15—60% тяжелой фракции), магнетитом (5—20%), гематитом (1—10%), авгитом (5—60%), обыкновенной роговой обманкой (1—40%), цирконом (0,5—10%), гиперстеном, эпидотом.

Основными глинистыми минералами являются хлорит и монтмориллонит; в качестве второстепенной примеси присутствует неупорядоченное смешанно-слойное образование хлорит-монтмориллонитового типа.

Хлорит фиксируется по наличию на рентгенограммах обработанных и необработанных образцов рефлекса с d (001)=14,3 Å; о наличии



1 2 3 4 5 6

7 8 9 10 11 12

Рис. 122. Вулканогенно-осадочная грубообломочная формация (верхний эоцен). 1. Глина. 2. Аргиллит. 3. Песчаник. 4. Песчаник грубо-крупнозернистый. 5. Конгломерат полимиктовый. 6. Брекчия. 7. Туф алевритовый. 8. Туфоконгломерат и туфобрекчия. 9. Туфопесчаник. 10. Андезит. 11. Гравелит. 12. Чередование песчаников, алевритов и глин.

монтмориллонита свидетельствует рефлекс с d (001)~17Å на рентгенограммах насыщенных глицерином образцов, который уменьшается до 10 Å после прокаливания. На некоторых рентгенограммах исходных образцов фиксируется довольно интенсивный рефлекс с d (001)=15,8 Å, который на рентгенограммах насыщенных глицерином образцов увеличивается до 16,6 Å, а после прокаливания сокращается до 14 Å, что свидетельствует о наличии подвижных слоев в структуре хлорита.

Ниже приводятся результаты полного силикатного анализа (табл. 108) двух образцов верхнеэоценовых глин из разреза Куртан.

Таблица 108

Химический состав глин

№ обр.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	CaO	MgO	H_2O	п. п. п.	Na_2O	K_2O
1802	56,64	0,40	16,59	4,26	0,14	0,02	2,17	2,04	8,15	5,33	1,30	3,0
1803	64,21	0,40	14,28	3,57	0,29	—	2,07	2,00	6,20	5,04	0,83	1,90

Вулканогенно-осадочные и пирокластические породы

Туфоконгломераты встречаются в виде мощных (до 100 *м*) слоев в нижних горизонтах многих разрезов формации. Они связаны постепенным переходом с туфобрекчиями. Наибольшее развитие имеют в разрезах сс. Тохлуджа, Ахбулаг, Чигдамал и бассейна р. Гетик, где нижняя часть разреза почти целиком сложена туфоконгломератами. Нередко туфоконгломераты постепенно переходят в туфогравелиты или туфобрекчии. Туфоконгломераты мелко-, средне- и крупногалечные, серые, плотные, массивные, реже слоистые. Гальки угловато-округлые, реже округлые; распределены неравномерно, сортировка плохая; преобладают гальки размером 10—25 *см*, составляя 20—50% объема породы. По данным О. П. Елисеевой, гальки представлены карбонатизированными, ожелезненными, хлоритизированными порфиритами, андезито-базальтами, базальтами, миндалекаменными порфиритовыми туфолавами. Цемент туфопесчаный. Структура цемента псефитовая, псефито-псаммитовая; угловатые обломки представлены порфиритами с микролитовой основной массой. Среди минералов отмечены обломки плагиоклаза, апатита и магнетита. Цемент типа соприкосновения, сложен карбонатом и хлоритом.

Туфопесчаники слагают мощные (до 12 *м* и более) пласты; связаны постепенным переходом с туфогравелитами. Полимиктовые, разнозернистые (преобладают крупно- и грубозернистые разности) серые, зеленовато-серые и желтовато-серые, плотные, массивные и слоистые. Структура обломочная, псефито-псаммитовая, обломки имеют угловатую, реже угловато-округлую форму. Главными породообразующими компонентами являются обломки пород. Они представлены порфиритами, часто замещенными рудным веществом и карбонатизированными туфами. Среди минералов отмечены серицитизированные полевые шпаты, кварц, мелкие зерна апатита и магнетита. Цемент типа соприкосновения, сложен глинисто-пепловым материалом.

Пепловые туфы встречаются в виде маломощных прослоев. Макроскопически серые и буровато-серые плотные слоистые породы. По данным О. П. Елисеевой, структура лито-кристаллокластическая. Обломки имеют размер от долей миллиметра до 5 *см*, составляют 10% объема породы; представлены порфиритами, туфами, сравнительно свежими и замещенными кварцем и серицитом. Среди минералов

отмечены полевые шпаты, роговая обманка и биотит. Цементирующая масса состоит из рогульчатых и серповидных пепловых частиц с субпараллельной ориентировкой. Пепловые частицы часто цеолитизированы.

НИЖНЯЯ МОЛАССОВАЯ (ШЛИРОВАЯ) ФОРМАЦИЯ (НИЖНИЙ ОЛИГОЦЕН)

Имеет ограниченное развитие на северном склоне Базумского хребта, к югу от сел. Гергер и к западу от гор. Степанаван, в районе г. Медвежья (гергерская свита). Нижняя часть формации сложена песчаниками, глинами и конгломератами, а верхняя—известковистыми туфоалевролитами. Общая мощность 250 *м*. Образование шлировой формации соответствует началу раннеорогенного этапа развития Севано-Ширакского синклинория.

Терригенные породы

Глины и глинистые сланцы широко развиты в разрезе рассматриваемой формации: они почти полностью слагают ее нижнюю половину, здесь имеются лишь небольшие прослои песчаников, алевролитов и мергелей; в верхах разреза распространены меньше.

Макроскопически глины преимущественно жирные, алевритистые и песчанистые; массивные и слоистые, местами тонкорассланцованные, плотные, аргиллитоподобные, некарбонатные, нередко комковатые. Окраска серая, темно-серая, темно-желтая, желтовато-серая. Они переслаиваются с тонкорассланцованными, темно-серыми, почти черными, иногда битуминозными глинами. Местами, постепенно обогащаясь грубым материалом, переходят в песчанистые разности, а затем—в песчаники. Мощные слои глин включают пачки ритмично чередующихся желтовато-серых, зеленоватых глин и мелкозернистых песчаников. Рассланцованные глины слагают в основном среднюю часть пластов.

В глинах гергерской свиты среднее содержание фракции <0,001 *мм* составляет 48%; 0,001—0,01 *мм*—20%; 0,01—0,1 *мм*—15%; >0,1 *мм*—17%. Карбонатность колеблется в пределах 0—2%. Структура обломочная, лептопелитовая, мегапелитовая и алевропелитовая; текстура беспорядочная, слабо ориентированная, иногда пятнистая, вызванная неравномерным распределением в породе гидроокислов железа. В глинистой основе много (около 30%) мелких зерен полевых шпатов; встречаются также единичные мелкие чешуйки биотита, обломки кварца и циркона.

Пирокластический материал слагает довольно значительные участки; замещается хлоритом и другими аутигенными глинистыми минералами (по-видимому, в основном монтмориллонитом); такие участки погасают как монокристалл. Обломки пород иногда замещены глинистым веществом того же состава, что и глинистая основа. Характерным для описываемых глин является интенсивная лимонитизация, умеренная серицитизация и карбонатизация.

Во фракциях >0,01 *мм* наиболее распространенными минералами являются интенсивно измененные вулканические стекла и полевые шпаты (95—100% легкой фракции), плагиоклазы (1—5%), кварц, гидроокислы железа (95—100% тяжелой фракции), гематит (1—5%), авгит, гиперстен, биотит, обыкновенная роговая обманка, циркон.

Породообразующим глинистым минералом является хлорит

(наличие рефлекса с d (001)=14 Å на рентгенограммах обработанных и необработанных образцов); в качестве второстепенных примесей присутствуют гидрослюда и монтмориллонит. Результаты полного силикатного анализа одного образца глины из разреза г. Медвежья приведены в табл. 109.

Таблица 109

Химический состав глин

№ обр.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	CaO	MgO	H_2O	П.п.п.	Na_2O	K_2O
2016	61,12	0,14	16,81	3,38	1,15	0,07	2,14	2,04	4,15	5,97	1,91	2,04

Карбонатные породы

Известняки имеют подчиненное значение, образуют линзы, иногда прослои мощностью 0,3—3,0 *м*. Макроскопически серые, зеленовато-серые плотные породы с раковистым изломом; содержат плохо сохранившиеся остатки микроорганизмов. На плоскостях напластования отмечаются следы жизнедеятельности червей. Известняки мелкофораминиферово-криптозернистые; структура скрытокристаллическая, органогенная. Известковистая масса загрязнена глинистыми частицами и точечными зернами рудных минералов. Скелеты микроорганизмов составляют 30—40%; в основном представлены фораминиферами, реже гастроподами и их обломками. В количестве до 5% присутствует трудно определимый органогенный шлам.

Вулканогенно-осадочные и пирокластические породы

Туфоалевролиты известковые, макроскопически темно-серые, почти черные, реже зеленовато-серые плотные мелкозернистые тонко- и среднеслоистые породы. Структура алевритовая; состав: скелеты микроорганизмов (спикулы губок, фораминиферы и др., от 30 до 45%), плагиоклазы (до 20%), в незначительном количестве встречаются хлорит, пироксены, кварц и обломки эффузивных пород.

Цемент глинисто-известковый и хлоритово-известковый, тип цемента—смешанный. Карбонатность колеблется от 20 до 29%, в среднем составляет 25%. Значительная часть хлорита представляет собой раскристаллованный витрический пепел; иногда по пепловым частицам развиваются цеолиты.

Туфы и туфоконгломераты слагают мощные слои в верхах олигоценового разреза г. Медвежья. Они плотные, массивные, мелко- и среднеобломочные, желтовато-серые, серые. Туфы лито-кристалло-витрокластические, андезитовые, алевро-пелитовые. Основная масса состоит из раскристаллованного витрического пепла (55%); продукты раскристаллования представлены хлоритом и цеолитом. Кристаллокласты (35%) представлены плагиоклазом (андезин, лабрадор) и единичными зернами пироксена, литокласты (10%)—андезитами и кварцевыми порфирами.

Гальки в конгломератах угловато-округлые, реже округлые; представлены эффузивными породами среднего и кислого состава (пре-

обладают гальки андезита). Цемент базальный, контактовый; сложен песчаным, песчано-глинистым и пепловым веществом, нередко пропитан гидроокислами железа.

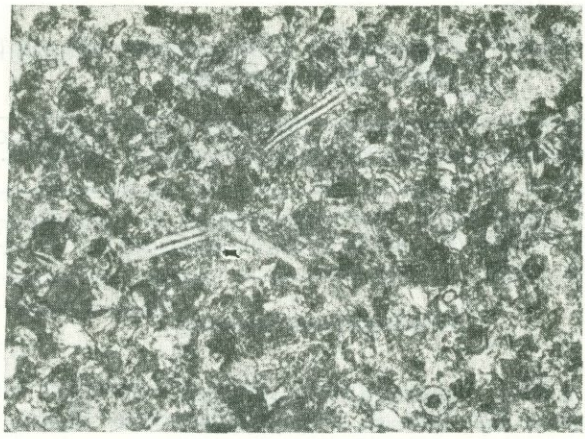


Рис. 123. Туффит, видны спикулы губок среди массы из карбоната, витрического пепла и терригенной примеси. Ув. 25х. Николь 1. Олигоцен, сел. Гер-гер.

МОЛАССОИДНАЯ (УГЛЕНОСНАЯ) ФОРМАЦИЯ (СРЕДНИЙ—ВЕРХНИЙ ОЛИГОЦЕН)

Угленосная формация развита в окрестностях гор. Дилижан и в районе сел. Амасия (Дилижанская свита). Она сложена песчаниками, глинами, конгломератами, содержащими прослои горючих сланцев и углей. Общая мощность ее составляет около 600 *м*. Нижняя часть угленосной формации сложена озерными отложениями, сменяющимися кверху озерно-речными и отложениями конусов выноса и застойных водоемов.

В разрезе формации выделяются четыре ритмопачки и тридцать микроритмов (рис. 124). Ритмопачки состоят из пород, наслоенных в последовательности, отвечающей постепенному изменению условий их накопления—озерных аллювиально-пролювиальными и затем болотными. Все микроритмы начинаются гравелитами или песчаниками и завершаются кверху глинами, глинистыми и горючими сланцами, т. е. в отдельном микроритме структура пород постепенно изменяется от грубой, в нижней части, до тонкой, пелитовой—в верхней. Мощность микроритмов колеблется от нескольких до 60 *м;* выделяется четыре основных типа микроритма.

Терригенные породы

Конгломераты развиты преимущественно в верхней части разреза, где они обычно чередуются с песчаниками и алевролитами. Сортировка и окатанность обломков слабая, цементация прочная, текстура массивная или крупнослоистая. Преобладают мелко- и среднегалечные разности. Угловатые и угловато-округлые гальки состоят из андезитов,

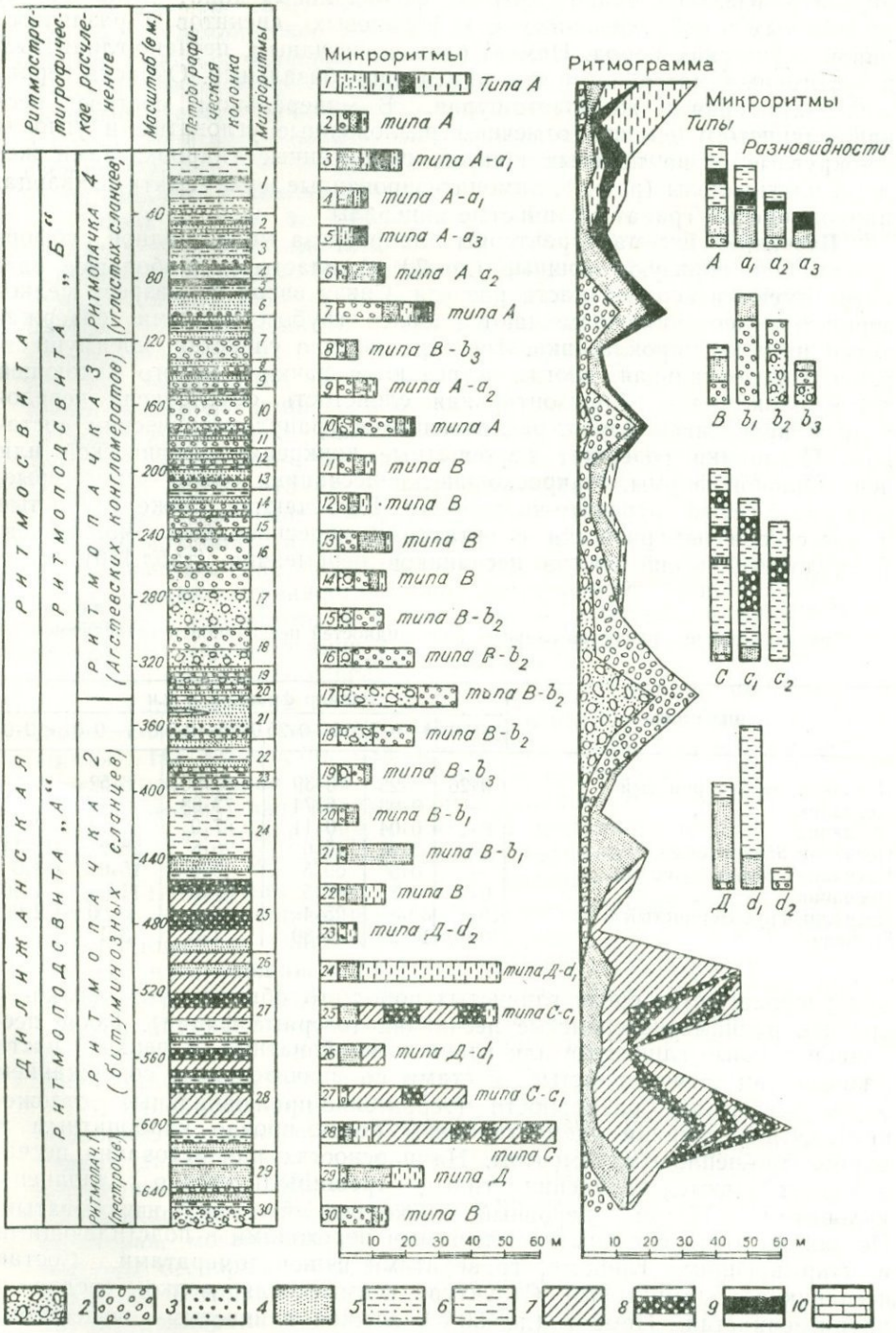


Рис. 124. Литограмма молассоидной угленосной формации (Дилижанская свита). Условные обозначения: 1. Конгломерат среднегалечный. 2. Конгломерат мелкогалечный. 3. Песчаник крупнозернистый. 4. Песчаник мелкозернистый. 5. Песчаник глинистый. 6. Глина. 7. Глинистый сланец. 8. Горючий сланец. 9. Уголь и углистый сланец. 10. Мергель.

андезито-базальтов, трахиандезитов, флюидальных дацитов, липаритов, кремнистых пород, щелочных и нефелиновых сиенитов и различных пирокластических пород. Цемент сложен песчаным, песчано-глинистым и туфогенным материалом, тип цементации базальный. Окраска серая, желтовато-серая и желтовато-бурая. В минеральном составе песчано-глинистого цемента отмечены разложенные угловатые и угловато-округлые зерна полевых шпатов, пропитанные гидроокислами железа, плагиоклазы (редко), лимонитизированные зерна гематита, кварца, циркон, биотит, гранат и глинистые минералы.

Песчаники весьма характерны для разреза молассоидной субформации. Они образуют мощные (до 20 *м*) пласты и наибольшее развитие имеют в верхней части разреза. Снизу вверх по разрезу мелкозернистые песчаники замещаются более грубозернистыми, содержащими примесь пирокластики. Текстура обычно слоистая, преимущественно горизонтальная, иногда встречаются пачки с полого падающей косой слоистостью. Горизонтальная слоистость обусловлена чередованием прослойков пород, различающихся гранулометрическим составом. Песчаники содержат карбонатные конкреции сферической или неправильной формы. Макроскопически песчаники серые, темно-серые, желтовато-серые, буровато-коричневые. Встречаются также глинистые и известковистые разности с остатками пресноводных моллюсков. Гранулометрический состав песчаников переменчив (табл.110). Если

Таблица 110

Гранулометрический состав главных разновидностей песчаников и гравелитов дилижанской свиты

Типы пород	Размер фракций в *мм*					
	>1,0	1—0,5	0,5—0,25	0,25—0,1	0,1—0,01	<0,01
Песчаник мелкозернистый	0,26	0,25	3,39	83,40	6,52	6,1
Песчаник „	—	0,93	6,74	73,88	6,74	11,55
Песчаник „	0,2	0,04	0,11	67,9	18,14	12,8
Песчаник алевритовый	2,8	5,46	15,6	26,8	28,2	11,14
Песчаник среднезернистый	—	0,5	69,5	13,0	15,0	3,0
Песчаник „	0,2	1,8	67,5	17,5	11,6	1,40
Песчаник грубозернистый	19,8	32,8	25,4	14,2	6,00	2,00
Гравелит	70,40	10,20	4,80	1,5	3,1	

они располагаются среди глинистых пород, то обычно это мелко- и средне-, равномернозернистые песчаники (озерные фации). Такие песчаники рыхлые глинистые или глинисто-карбонатные. В верхней части разреза они разнозернистые, местами со значительным содержанием зерен псефитовой размерности (терригенно-пролювиальные отложения). Эти песчаники сцементированы более прочно карбонатным и карбонатно-пепловым цементом. На плоскостях напластования песчаников отмечаются скопления гипса; трещины нередко заполнены кальцитом. Излом неровный, оскольчатый или шероховатый. Песчаники часто связаны постепенными переходами с подстилающими и покрывающими глинами, гравелитами и конгломератами. Состав песчаников полимиктовый. Структура псаммитовая, мелко-, средне- и крупнозернистая. Цемент (до 50%) сложен глинистым веществом, карбонатом и пепловым материалом, нередко пропитан гидроокислами железа. Тип цементации базальный, порово-базальный, контактово-поровый.

В минеральном составе установлены: разложенные полевые шпаты и обломки пород (60—100% легкой фракции), сравнительно свежие

плагиоклазы (2—15%), биотит (1—20%), кварц (1—5%), мусковит (до 3%), вулканическое стекло (до 8—10%), чешуйки серицита и гипса. Из тяжелых минералов—гидроокислы железа (3—98%), циркон (1—30% тяжелой фракции), роговая обманка, авгит, гиперстен (1%). Полевые шпаты представлены плагиоклазом, реже ортоклазом; нередко лимонитизированы, серицитизированы, каолинитизированы; свежие зерна редки. Обломки пород состоят в основном из эффузивных пород среднего и кислого состава.

Глины слагают до 60% общей мощности формации. Глины, глинистые и битуминозные сланцы наиболее широко развиты в нижней (глинистой) подсвите. Они обычно образуют слои мощностью от нескольких сантиметров до 40 *м;* в мощных пачках чередуются с глинистыми и битуминозными сланцами. Глины серые, шоколадно-бурые и желтовато-коричневые, массивные и слоистые, местами сланцеватые, нередко комковатые, слабо известковистые. В нижней части свиты преимущественно жирные, в верхах преобладают песчанистые, алевритистые и угленосные разности. Отличаются хорошо выраженной горизонтальной слоистостью и наличием известковистых конкреций диаметром до 10—15 *см*. Отдельные слои глин включают большое количество обуглившегося растительного детрита и остатки листьев хорошей сохранности. Встречаются также прослои жирных плотных известковистых глин с полураковистым изломом и остатками фауны и флоры плохой сохранности. Глины часто содержат прослои песчаника, алевролита, глинистого и битуминозного сланца; в трещинах и на плоскостях напластования глин и глинистых сланцев наблюдаются скопления вторичного гипса.

Рассланцованные глины и битуминозные сланцы местами чешуйчатые; слоистость тонкая (микротонкослоистая, изредка слабо волнистая). На плоскостях напластования нередко отмечается хорошо выраженная мелкая рябь. Окраска их желтоватая, желтовато-серая, серая и темно-серая, битуминозных сланцев—темно-серая и черная, обусловленная присутствием битумов и тонкораспыленных углистых частиц. Контакт между глинистыми и битуминозными сланцами постепенный. В битуминозных сланцах отмечаются налеты ярозита и небольшие скопления пирита; последние распределены неравномерно. Рассланцованные глины содержат хорошо сохранившиеся остатки флоры и пресноводной ихтиофауны. Глинистые и битуминозные сланцы слагают среднюю (продуктивную) часть нижней подсвиты; мощность пластов битуминозных сланцев достигает 10 *м*, глинистых сланцев—20 *м*. Кроме того, глинистые и битуминозные сланцы в виде небольших пропластков встречаются в глинистых пластах.

В районе сел. Бандиван отмечаются слоистые плотные, аргиллитоподобные, известковистые глины с гладким, раковистым изломом. В глинах дилижанской свиты среднее содержание фракции <0,001 *мм* составляет 49%; 0,001—0,01*мм*—18,5%; 0,01—0,1 *мм*—20%; >0,1 *мм*—12,5%. Карбонатность колеблется в пределах 0—8%. Структура лептопелитовая, мегапелитовая, алевропелитовая, реликтовая пепловая; текстура беспорядочная, реже пятнистая, полосчатая, слабо ориентированная. В глинах с значительной примесью пирокластики количество частиц размером >0,01 *мм* нередко достигает 30% общего объема породы. Представлены эти частицы обломками пород (до 70%), плагиоклазов (до 25%), бесцветным и буровато-желтым вулканическим стеклом, пироксеном, кварцем, цирконом. Обломки пород состоят в основном из эффузивных пород, значительно реже—из осадочных. Некоторые обломки изменены в кварцево-полевошпатовый агрегат,

другие—карбонатизированы, эпидотизированы, хлоритизированы и замещены глинистым веществом. Плагиоклазы изменены слабо, слегка серицитизированы и карбонатизированы; вулканическое стекло, осколки которого часто имеют причудливые очертания, частично раскристаллизовано; пироксены хлоритизированы, лимонитизированы, эпидотизированы. В глинах с незначительным содержанием пирокластики встречается микрофауна; кроме того, в них значительно меньше крупнопсаммитовой терригенной примеси. Некоторые участки глинистой основы замещены кремнистым минералом и хлоритом; глины умеренно лимонитизированы и карбонатизированы.

В иммерсии определены: интенсивно измененные вулканические стекла, полевые шпаты и обломки пород (95—100% легкой фракции), сравнительно свежие плагиоклазы (1—5%), гидроокислы железа (80—95% тяжелой фракции), магнетит (5—10%), гематит (1—2%), авгит, гиперстен, диопсид (1%), мусковит, биотит (1%), обыкновенная роговая обманка, эпидот (1%), циркон, сфен, корунд, барит.

Основным глинистым минералом является монтмориллонит (на рентгенограммах насыщенных глицерином образцов d (001) = =17,5 Å; после прокаливания указанный рефлекс уменьшается до 10 Å); в качестве примеси присутствует хлорит (наличие на рентгенограммах обработанных и необработанных образцов базального рефлекса с d (001) = 14Å).

Результаты полного силикатного анализа двух образцов глин приводятся в табл. 111.

Таблица 111

Химический состав глин

№ обр.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	CaO	MgO	H_2O	п.п.п.	Na_2O	K_2O
121	57,15	0,55	16,29	2,72	0,58	—	0,63	1,09	3,38	16,28	0,62	1,35
137	60,01	0,70	18,04	5,56	0,29	—	0,49	1,22	3,79	8,26	0,45	1,95

ПОДЗОНА ПРИЕРЕВАНСКОГО ПРОГИБА

Приереванский прогиб относится к числу важных структурных единиц Центральной складчатой зоны. Слагается он осадочными, преимущественно терригенными, отложениями палеогена и нижнего миоцена, хемогенными, осадочными, вулканогенно-осадочными и вулканогенными образованиями среднего, верхнего миоцена, плиоцена и антропогена. Суммарная мощность этих отложений достигает 5000 *м*. По А. А. Габриеляну (1959), Приереванский прогиб представляет собой крупный грабен—синклинорий, протягивающийся от Паракар-Енгиджинского погребенного поднятия до западных отрогов Гегамского вулканического нагорья. Фундаментом служит, по-видимому, древний (эопалеозойский) метаморфический комплекс, породы которого вскрыты скважинами под отложениями эоцена—вдоль западного борта прогиба и обнажаются в пределах Цахкунянцского антиклинория, расположенного севернее от него.

Отложения палеогена и неогена Приереванского прогиба образуют два структурных подъяруса—сложенные породами эоцена—олигоцена (нижний) и галогенно-терригенными образованиями среднего—верхнего миоцена (верхний).

Таблица 112

Ряды формаций палеогеновых отложений Приереванского прогиба

Тектонический этаж	Подэтаж	Формационный комплекс	Формации и субформации	Мощности в *м*	Главные типы пород	Обстановка накопления
Альпийский	Среднеальпийский	Раннеорогенный	Шлировая карбонатно-терригенная Pg_3^{1-2}	800	Глины, песчаники, алевролиты, известняки	Морская мелководная
		Позднегеосинклинальный	Флишевая с субформациями: карбонатно-терригенная флишевая Pg_2^{2-3}	900	Глины, песчаники, алевролиты, известняки	Морская умеренно глубоководная
			пирокласто-осадочная флишоидная Pg_2^2	1100	Туфопесчаники, туфоалевролиты, туфоаргиллиты, туффиты	
			терригенно-карбонатная флишоидная Pg_2^1	200	Мергели, известняки, глины, песчаники	

Отложения нижнего подъяруса собраны в сравнительно пологие антиклинальные и синклинальные складки; верхний же подъярус дислоцирован более интенсивно; для него, в частности, характерно развитие соляных структур, которые в современном рельефе отчетливо выражены в виде соляных куполов и многочисленных небольших брахискладок.

ФЛИШЕВАЯ ФОРМАЦИЯ (ДАНИЙ—ЭОЦЕН)

Как и в ранее рассмотренных подзонах, флишевая формация слагает основание разреза палеогеновых отложений*. В ее составе выделяются три субформации: терригенно-карбонатная флишоидная, пирокласто-терригенная флишоидная и карбонатно-терригенная флишевая.

Терригенно-карбонатная флишоидная субформация (нижний эоцен)

Отложения субформации распространены на левом берегу р. Азат, в районе сс. Зовашен, Чатма; вскрыты также скважинами 31 (Шорахбюр) и 14 (Раздан), где мощность субформации не превышает 120 *м*. Главными типами пород являются известняки, мергели, песчаники, алевролиты и глины.

* Отложения дания-полеоцена охарактеризованы в предыдущем разделе (альб-верхний мел-палеоцен). Принадлежность датско-палеоценовых отложений вместе с отложениями эоцена к единой флишевой формации спорна. По М. А. Сатиану, датско-палеоценовое море было регрессивным, завершающим верхнемеловой седиментационный цикл и отложения этого бассейна представляют отдельную формацию.

Таблица 113

Характеристика разрезов осадочных формаций Приереванского прогиба

Формации и субформации	Местоположение разреза	Главные /формациеобразующие/ типы пород	Мощность в *м*	Возраст	Условия залегания на подстилающей формации / субформации/ и возраст последней
Карбонатно-терригенная формация	В районе сс. Кетран, Птгни, ущ. р. Раздан/Канакер/; скважины у сс. Раздан, Аршалус, Элар и др.	Глины, алевролиты, песчаники, мергели, известняки, горючие сланцы	100—700 / 600	N_1^3	Согласное на N_1^2
Терригенно-эвапоритовая формация	В районе с. Джрвеж, ущ. р. Раздан /Канакер/; скважины у сс. Раздан, Фонтан, Арамус, Элар, Аван и др.	Каменная соль, глины, гипс, алевролиты, песчаники	50—900 / 800	N_1^2	Несогласное на N_1^1
Красноцветная формация	Ацаванская синклиналь, около с. Джрвеж, скважины у сс. Раздан, Фонтан, Арамус и др.	Глины, песчаники, конгломераты	200—900 / 100	N_1^1	Несогласное на Pg_3^{1-2}
Шлировая формация	В районе с. Вахчаберд, Шорахпюрской антиклинали; скважины у сс. Вохчаберд, Фонтан, Арамус, Раздан и др.	Глины, песчаники, алевролиты, известняки	50—900 / 800	Pg_3^{1-2}	Согласное на Pg_2^3
Флишевая формация а) карбонатно-терригенная субформация	Азатская антиклиналь, скважины у сс. Вохчаберд, Фонтан, Арамус, Раздан и др.	Глины, алевролиты, песчаники, мергели, известняки, гравелиты	600—900 / 800	Pg_2^{2-3}	Согласное на Pg_2^2
б) пирокласто-осадочная субформация	Азатская антиклиналь; скважины у сс. Вохчаберд, Фонтан, Арамус, Раздан и др.	Туфопесчаники, песчаники, туфоаргиллиты, глины, алевролиты, туффиты	300—1400 / 1200	Pg_2^2	Согласное на Pg_2^1
в) терригенно-карбонатная субформация	Азатская антиклиналь; скважины у сс. Вохчаберд, Раздан, Бжни, Солак и др.	Мергели, известняки, песчаники, алевролиты, глины, конгломераты	50—900 / 700	Pg_{1-2}	Согласное на Cr_2

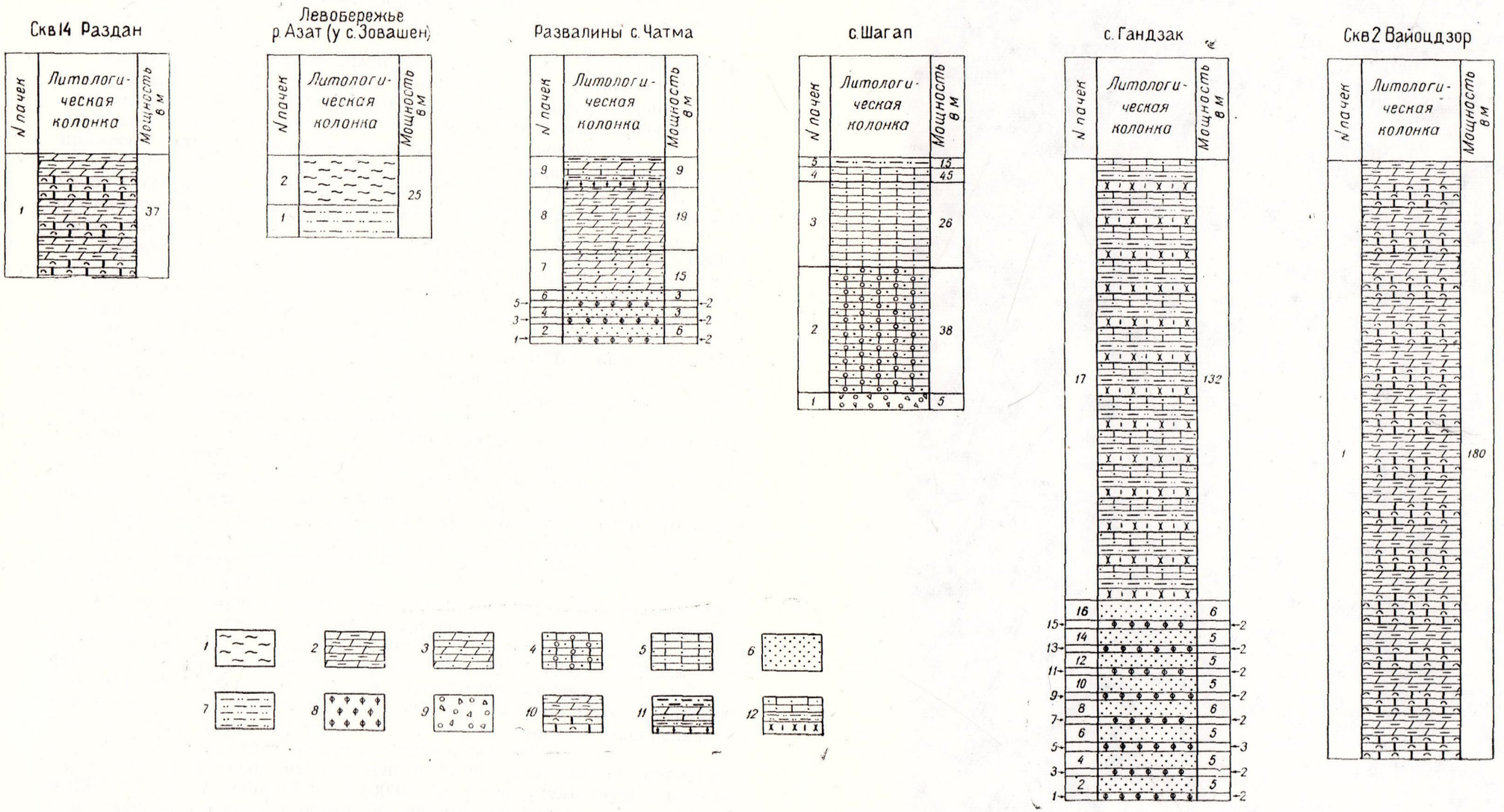


Рис. 125. Типы разрезов терригенно-карбонатной флишевой субформации (нижний эоцен).

1. Аргиллиты. 2. Мергели глинистые. 3. Мергели песчано-алевритовые. 4. Известняки гравийно-песчаные. 5. Известняки песчано-алевритовые 6. Песчаники. 7. Алевролиты полимиктовые. 8. Конгломераты полимиктовые. 9. Конгломерато-брекчии. 10. Чередование органогенно-обломочных известняков и мергелей, с преобладанием мергелей. 11. Чередование песчаников, алевролитов, известняков, мергелей и глин с преобладанием мергелей и глин. 12. Чередование известковых песчаников, алевролитов и песчано-алевритовых известняков.

Терригенные породы

Песчаники полимиктовые, известковые, красные, розовато-красные, толстослоистые, массивные.

Отсортированность низкая, форма зерен преимущественно округло-угловатая. В породе редко наблюдаются известковые раковины микрофауны.

Кластический материал представлен в основном (70—75%) плагиоклазами (№ 42—46), обломками эффузивных пород преимущественно основного состава (20%), кварцем (2—3%), рудными минералами—гематитом, гидроокислами железа, магнетитом. Цемент известковый, с примесью гидроокислов железа; тип цемента—поровый.

Кроме того, иммерсионным методом (таблица 114) установлены хлорит, глауконит, лейкоксен, целестин, барит, эпидот, пирит, авгит, обыкновенная роговая обманка, гранаты, циркон, турмалин, цоизит, сфен, ставролит.

Алевролиты полимиктовые, песчанистые, известковые, составляют 8—10% общего объема пород субформации; цвет их красный и розовато-красный; структура псаммито-алевритовая, мелко- и неравномерно зернистая. Состав: полевые шпаты (55—60%), обломки эффузивных пород преимущественно основного состава (20—25%), разложенные минералы и обломки пород (5—10%), кварц (2—3%). Реже встречаются хлорит и рудные минералы, представленные гематитом и гидроокислами железа. Изредка в составе алевролитов встречаются остатки микро- и макрофауны.

Карбонатность алевролитов колеблется в пределах 8—15%. Они сравнительно хорошо отсортированы: содержание алевритовой фракции (0,1—0,01 *мм*) составляет более 65—70% обломочного материала, глинистой (<0,01 *мм*)—15—20%, а остальные фракции составляют около 15%. Цемент алевролитов (15—20%) карбонатный и глинисто-карбонатный с примесью тонкозернистого туфового материала, иногда хлорита; тип цементации контактовый, иногда поровый. Минеральный состав алевролитов приведен в табл. 114.

Глины составляют около 40% разреза субформации. Они массивные, плотные; цвет серый, желтовато-серый, темно-серый, Карбонатность колеблется в пределах 5—20%. Гранулометрический состав: фракция <0,001 *мм* в среднем составляет 52%; 0,001—0,01 *мм*—27% 0,01—0,1 *мм*—15%; >0,1 *мм*—5%. Структура алевропелитовая, мегапелитовая, реже лептопелитовая; текстура слабо ориентированная, беспорядочная, реже пятнистая (ввиду неравномерного распределения в глинистой массе скоплений гидроокислов железа).

Серия рефлексов на рентгенограммах природного образца с d (001) = 14 Å; d (002) = 7 Å; d (003) = 3,5 Å свидетельствует о наличии существенной примеси хлорита. Указанные отражения не изменяются после насыщения образцов глицерином; в результате прокаливания отражение первого порядка усиливается, а более высоких порядков—ослабевает. Диоктаэдрическая гидрослюда устанавливается по отражениям с d = 10Å; 5Å; 3,3Å на рентгенограммах природных образцов, которые не изменяются после насыщения их глицерином и прокаливания. Смешанно-слойное неупорядоченное образование типа гидрослюда—монтмориллонит устанавливается на рентгенограммах насыщенных глицерином образцов по нерациональной серии базальных отражений с d=17,6Å; 9,3Å; 5,7Å и т. д. Для монтмориллонита установлены следую-

щие параметры элементарной ячейки: $a = 5{,}17kX$; $b = 8{,}97kX$; $c = 10kX$, $\beta \sim 100°$.

Термограммы характерны для монтмориллонитовых глин: на всех кривых фиксируется весьма интенсивный низкотемпературный эндоэффект и значительно менее интенсивные второй и третий эндоэффекты.

Основными глинистыми минералами являются монтмориллонит, гидрослюда и хлорит; последние находятся приблизительно в равных соотношениях, однако хлорита несколько меньше, чем гидрослюды и монтмориллонита. Не постоянно, но в значительных количествах присутствует неупорядоченное смешанно-слойное образование типа слюда- монтмориллонит.

В глинистой массе имеется примесь темно-бурого пеплового материала, отчетливо выделяющегося своей окраской на желтовато-сером фоне терригенных компонентов (в проходящем свете сливается с терригенной основой). Характерно наличие многочисленных раковин микрофауны, которые выполнены окисленным диагенетическим пиритом; некоторые замещены хлоритом или глауконитом. Во фракции <0,01 *мм* установлены: в различной степени измененные плагиоклазы, вулканическое стекло, пироксены, амфиболы, гидроокислы железа, магнетит, ильменит, хромит, пирит; реже циркон, кварц. Из глинистых минералов, по данным рентгеноструктурного, электронографического, термического и других анализов, в глинах определены монтмориллонит, хлорит, гидрослюда, и неупорядоченное смешанно-слойное образование монтмориллонит-гидрослюдистого типа. Монтмориллонит фиксируется по наличию на рентгенограммах насыщенного глицерином образца отражения с d (001) = 17,7Å; после прокаливания d (001) сокращается до 10Å.

Ниже приводятся результаты полного силикатного анализа трех образцов нижнеэоценовых глин.

Таблица 115

Химический состав глин

№обр.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	CaO	MgO	MnO	H_2O	п.п.п.	Na_2O	K_2O
10/177	60,64	0,85	12,58	5,94	1,94	1,35	3,93	0,03	2,96	6,15	1,70	2,3
3/54	54,76	0,82	16,10	6,68	0,74	1,89	2,48	0,02	6,50	6,55	1,16	3,0
1/22	58,01	0,95	12,79	6,53	2,12	1,35	4,65	0,04	3,52	6,39	2,20	2,3

Карбонатные породы

Мергели* составляют около 30% общей мощности субформации; распространены они преимущественно в нижней части разрезов, где чередуются с песчаниками; в верхней части они переслаиваются обычно с известняками и песчаниками. В средней части разрезов мергели обогащены тонкозернистым пирокластическим материалом и макроскопически почти не отличаются от туфоалевролитов и туфоаргиллитов.

Структура пелитоморфная, преимущественно равномернозернистая. Зерна кальцита расположены плотно; кристаллическая природа их

* Известняки терригенно-карбонатной субформации Приереванского прогиба детально не изучены.

Минеральный состав пород формаций Приереванского прогиба

Таблица 114

Название формаций, субформаций и их возраст	№ образцов	Название пород	Растворимая часть в %	Выход тяжелой фракции в %	Легкие минералы										Тяжелые минералы																													
					Обломки пород	Вулканич. стекла	Полевые шпаты	Кварц	Хлорит	Глауконит	Цеолиты	Разложенные частицы	Гипс		Гранаты	Циркон	Сфен	Рутил	Турмалин	Корунд	Эпидот	Цоизит	Биотит	Мусковит	Авгит	Диопсид	Гиперстен	Обыкновен. рог. обм.	Актинолит	Тремолит	Глаукофан	Магнетит	Ильменит	Гематит	Пикотит	Апатит	Хлорит	Гидроокислы железа	Пирит	Барит-целестин	Лейкоксен		
Нижняя молассовая (шлировая) формация, Pg_3^{1-2}	31	Песчаник разнозернистый полимиктовый	1,6	0,21	28,0	—	45,0	6,0	—	+	—	20,0	—		1,0	2,5	+	—	+	—	3,0	+	25,0	—	—	—	—	—	—	—	—	14,0	1,0	23,0	—	—	—	2,0	15,0	3,5	—		
	560	Песчаник разнозернистый полимиктовый	18,6	0,83	20,0	—	25,0	4,0	—	—	—	51,0	—		0,5	2,0	—	—	—	—	2,0	—	4,0	—	—	1,0	—	28,0	—	—	—	48,5	1,5	7,0	—	—	—	6,0	—	—	—		
	423	Алевролит песчано-глинистый	19,0	1,83	—	—	44,0	5,0	—	0,5	—	50,0	—		1,0	3,0	—	—	—	—	2,0	—	1,0	—	—	2,0	—	—	—	—	—	2,0	—	3,0	—	—	—	1,0	81,0	5,0	—		
	30	Алевролит песчаный полимиктовый	1,92	0,33	—	—	45,0	2,0	0,5	—	—	52,5	—		—	0,5	+	—	—	—	1,0	—	4,0	—	—	0,5	—	32,0	—	—	—	50,0	—	6,0	—	—	—	6,0	—	—	—		
	422	Глина алевро-песчанистая известковистая	23,40	1,16	—	—	25,0	4,0	1,0	—	—	70,0	—		0,5	1,0	—	—	—	—	2,0	—	5,0	—	—	1,0	—	—	—	—	—	17,0	—	2,0	—	1,5	+	—	67,0	3,0	—		
	41	Глина алевритистая	6,5	0,2	—	+	1,8	+	+	—	—	98,0	—		—	—	—	—	—	—	3,5	—	4,0	—	—	0,5	—	—	—	—	—	0,5	—	1,0	—	—	—	88,0	2,0	—	—		
	50	Известняк рифовый	95,5	0,2	—	—	6,5	3,0	+	—	—	90,0	—		2,0	2,0	—	—	—	—	0,5	—	3,5	—	—	+	—	4,5	—	—	+	—	—	—	—	—	—	82,0	1,0	+	—		
Карбонатно-терригенная флишевая субформация, Pg_2^{2-3}	470	Песчаник разнозернистый известковистый полимиктовый	16,9	0,5	—	—	60,0	8,5	1,5	—	—	—	30,0		—	1,5	—	—	—	—	—	1,0	2,0	—	—	—	—	—	—	—	—	42,0	—	4,2	—	—	—	7,6	6,5	33,0	—		
	652	Песчаник разнозернистый полимиктовый	10,5	1,1	20,0	—	55,0	4,0	0,5	—	—	21,0	—		—	4,0	—	—	—	—	1,5	—	5,0	—	—	—	—	—	—	+	—	35,0	2,0	24,0	—	—	—	16,0	—	14,0	—		
	17376	Алевролит глинисто-песчаный	7,7	0,7	10,0	1,0	35,0	5,0	2,0	—	—	47,0	—		—	0,5	—	—	—	—	12,0	0,5	2,0	—	—	—	—	—	—	—	—	6,0	—	1,0	—	2,0	—	—	68,0	8,0	—		
	648	Алевролит песчанисто-глинистый, известков.	14,24	1,6	—	—	34,0	5,0	0,5	+	—	60,0	—		—	1,0	—	—	+	—	+	—	10,0	—	—	—	—	—	—	—	—	5,0	—	10,0	—	—	—	—	70,0	4,0	—		
	1755	Глина песчанисто-алевритистая, известков.	15,4	0,3	—	—	7,0	2,0	1,0	—	—	90,0	—		+	0,5	+	—	1,5	—	—	—	3,5	—	—	—	—	+	—	—	0,5	0,5	—	+	—	0,5	—	90,0	3,0	—		
	19	Мергель алевритовый	36,0	0,16	—	—	6,0	3,5	0,5	—	—	90,0	—		—	+	+	—	—	—	—	—	7,0	—	—	—	—	—	—	—	0,5	—	—	32,0	—	—	—	—	60,0	—	—		
	1781	Мергель песчанисто-алевритовый	40,3	0,3	—	0,5	8,0	1,5	1,0	—	—	89,0	—		—	2,5	+	—	—	+	0,5	—	3,5	—	0,5	—	0,5	—	+	—	—	1,5	—	0,5	—	—	—	—	81,0	11,0	—		
Пирокласто-осадочная флишоидная субформация, Pg_2^2	4169	Туфопесчаник разнозернистый	2,88	1,68	—	—	5,0	+	—	—	—	95,0	—		—	+	—	—	—	—	—	—	—	—	53,0	—	7,0	—	—	—	40,0	—	—	—	+	—	—	—	—	—		
	Э	Туфопесчаник разнозернистый	1,34	2,5	—	—	70,0	2,0	0,5	—	—	27,5	—		—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	38,0	0,5	1,0	—	—	—	53,0	1,0	1,0	—	+	+	5,0	—	—	—		
	4258	Туффит псаммитовый	—	5,40	—	8,0	15,0	—	—	—	—	77,0	—		—	—	—	—	—	—	—	—	+	+	48,0	—	2,0	—	—	—	50,0	—	—	+	—	—	—	+	—	—		
	4267	Туфоалевролит	—	0,5	—	—	23,5	+	—	—	—	76,0	—		—	0,5	—	—	—	—	+	—	—	—	72,0	—	—	—	—	—	23,0	—	—	—	0,5	—	2,0	2,0	—	—		
	573	Туфоалевролит известковистый	12,15	0,5	10,0	—	75,0	1,0	2,0	2,0	—	10,0	—		—	—	—	—	—	—	—	—	2,0	—	60,0	1,5	—	4,0	—	—	26,0	—	4,0	—	—	1,0	—	—	—	—		
	4256	Туфоаргиллит алевритистый	—	0,2	—	10,0	—	—	—	—	—	90,0	—		—	+	—	—	—	—	+	—	—	—	87,0	—	2,0	—	—	—	6,0	—	—	—	—	1,0	1,0	2,0	—	—		
	574	Туфоаргиллит алевритистый	3,88	0,16	—	—	26,5	1,5	1,0	—	1,0	70,0	—		—	—	—	—	—	—	—	—	1,0	—	58,0	1,5	—	5,0	—	—	27,0	—	3,5	—	—	0,5	—	—	—	—		
Терригенно-карбонатная флишоидная субформация, Pg_2^1	1929	Известняк органогенный	50,5	0,30	2,0	—	35,0	7,0	1,0	—	—	55,0	—		+	50,0	2,5	1,5	4,0	2,5	7,0	—	—	—	—	—	—	5,0	1,0	—	+	—	—	0,5	+	2,5	—	4,0	19,0	2,5		
	234	Алевролит песчаный известковый	25,0	2,1	11,0	—	50,0	10,0	5,0	1,0	—	23,0	—		2,0	0,5	0,2	—	0,5	—	1,6	0,3	—	—	21,0	—	—	1,2	—	—	23,0	—	23,0	—	—	—	20,0	2,0	3,5	1,0		
	4801	Мергель песчанисто-алевритистый	45,4	0,5	—	—	3,0	—	—	—	—	97,0	—		0,5	1,5	+	+	+	—	+	—	—	—	8,0	1,0	5,0	—	—	5,0	—	—	—	—	—	—	67,0	—	12,0	—		
	235	Глина алевритистая, песчанистая известковистая	24,0	0,53	—	—	33,0	3,0	—	—	—	64,0	—		1,8	0,6	0,2	0,5	—	—	0,5	0,1	—	—	35,0	6,5	—	—	—	—	21,0	—	15,0	—	—	—	17,0	1,0	—	—		

обнаруживается лишь по суммарному действию на поляризованный свет. Цвет породы серый, голубоватый, серовато-зеленый, местами черный. В мергелях часто наблюдаются шаровые образования. Местами они пересечены сетью микротрещин, выполненных кальцитом.

Терригенная примесь состоит из полевых шпатов, турмалина, кварца, граната, эпидота. Из аутигенных минералов определены барит, целестин, пирит. Отмечается, кроме того, примесь пирокластического материала. Форма терригенных частиц полуокатанная. По данным гранулометрического анализа, мергели в той или иной степени песчанистые; фракция <0,01 *мм* составляет более 75%, 0,1—0,01 *мм*—10—15%; крупные фракции составляют в сумме 2—5%.

Пирокласто-осадочная флишоидная субформация (средний эоцен)

Отложения этой субформации распространены в бассейне среднего течения р. Азат, в районе сс. Гохт, Зовашен; они вскрыты также скважиной у с. Вохчаберд. Мощность их достигает 1100 *м*. Представлены туфопесчаниками, туфоалевролитами, туффитами, туфоаргиллитами и глинами (рис. 126).

Ниже приводится описание отрезка разреза субформации в районе с. Гохт, где наблюдается ритмичное чередование определенных наборов пород с градационной слоистостью.

R_1—1. (a_1) Туфопесчаник светло-серый средне-крупнозернистый, слабо известковистый, с плоскими механоглифами в основании слоя. Мощность 45 *см*. 2.(a_2) Туфопесчаник зеленовато-серый мелкозернистый, слабо известковый. Мощность 25 *см*. 3.(a_3) Туфоалевролит светло-серый песчанистый, известковистый. Мощность 15 *см*. 4.(b_1) Туфоаргиллит алевритовый зеленовато-серый слабо известковистый. Мощность 10 *см*. 5.(b_2) Туфоаргиллит алевритистый желтовато-серый, слабо известковистый, кусковатый. Мощность 8 *см*.

R_2—1. Туфопесчаник алевритовый, типа a_2. Мощность 8 *см*. 2. Туфоаргиллит типа b_1. Мощность 6 *см*.

R_3—1. Туфоалевролит типа a_3. Мощность 5 *см*. 2. Туфоаргиллит типа b_1. Мощность 7 *см*.

R_4—1. Туфопесчаник типа a_2. Мощность 10 *см*. 2. Туфоалевролит рассланцованный. Мощность 6 *см*. 3. Туфоаргиллит типа b_1. Мощность 8 *см*. 4. Туфоаргиллит типа b_2. Мощность 10 *см*.

R_5—1. Туфопесчаник типа a_1. Мощность 40 *см*. С механоглифами и биоглифами. 2. Туфоалевролит песчаный. Мощность 20 *см*. 3. Туфоаргиллит типа b_1. Мощность 11 *см*.

R_6—1. Туфопесчаник типа a_2. Мощность 22 *см*. 2. Туфоалевролит типа a_3. Мощность 15 *см*. 3. Туфоаргиллит типа b_1. Мощность 4 *см*.

R_7—1. Туфоалевролит песчаный. Мощность 5 *см*. 2. Туфоаргиллит типа b_1. Мощность 12 *см*.

R_8—1. Туфопесчаник типа a_1. Мощность 50 *см*. 2. Туфоалевролит песчаный. Мощность 21 *см*. 3. Туфоаргиллит типа b_1. Мощность 12 *см*.

R_9—1. Туфоалевролит песчаный. Мощность 20 *см*. 2. Туфоаргиллит типа b_1. Мощность 5 *см*.

R_{10}—1.Туфоалевролит с биоглифами. Мощность 4 *см*. 2. Туфоаргиллит типа b_1. Мощность 5 *см*. 3. Туфоаргиллит типа b_2. Мощность 2 *см*. 4. Туфоаргиллит типа b_1. Мощность 6 *см*.

Вулканогенно-осадочные породы

Туфопесчаники в разрезе сел. Байбурд слагают около 40% общей мощности субформации, но западнее их доля в разрезе уменьшается до 10%. В разрезе сел. Зовашен грубо- и крупнозернистые разности сменяются среднезернистыми. Цвет туфопесчаников светло-серый, серый, зеленовато-серый, серовато-зеленый, желтовато-серый, желтый, буровато-желтый. Порода плотная, реже—относительно слабо сцементированная. Слоистость нечеткая, горизонтальная. Мощность отдельных слоев колеблется в пределах 0,08—4 *м*, преобладают слои мощностью 0,3—0,7 *м*. В массивных и толстослоистых туфопесчаниках наблюдаются шаровые, эллипсоидальные образования, диаметром 0,2—1 *м*, сложенные в основном тем же материалом, что и вмещающие породы. В центрах этих образований часто встречаются комки хлоритизированного туфового материала. В средней и верхней частях толщи, на по-



Рис. 127. Туфопесчаник. Средний эоцен, с. Байбурд. Николь 1, Ув. 50х.

верхностях слоев туфопесчаников, отмечены редкие механоглифы и биоглифы, скопления обуглившихся растительных остатков. В породе изредка встречаются вкрапленники пирита размером 0,1—2 *см*, по краям иногда почти полностью замещенные гидроокислами железа. Отсортированность обычно низкая, реже средняя. Структура кристаллолитокластическая, разнозернистая. Форма зерен преимущественно округло-угловатая. Обломочный материал состоит из обломков андезитов, диабазов (20—85%), реже—кислых эффузивных пород. В средней части толщи обломки кислых пород составляют 20—55%. Обломки эффузивных пород среднего и основного состава пелитизированы, хлоритизированы, лимонитизированы. Встречаются редкие обломки слюдистых сланцев. Обломки пород в грубо- и крупнозернистых туфопесчаниках резко преобладают над минералами.

Из аллотигенных минералов установлены: полевые шпаты (в грубозернистых туфопесчаниках составляют 10—20%, в мелкозернистых—60—70%, причем андезин и лабрадор преобладают над олигоклазом и ортоклазом), кварц (1—8%), авгит, диопсид, магнетит, реже гематит, гиперстен, энстатит, обыкновенная роговая обманка, биотит, гидроокислы железа, эпидот, циозит, гранат, циркон, турмалин.

Цемент туфовый, карбонатно-туфовый; первый представлен тон-

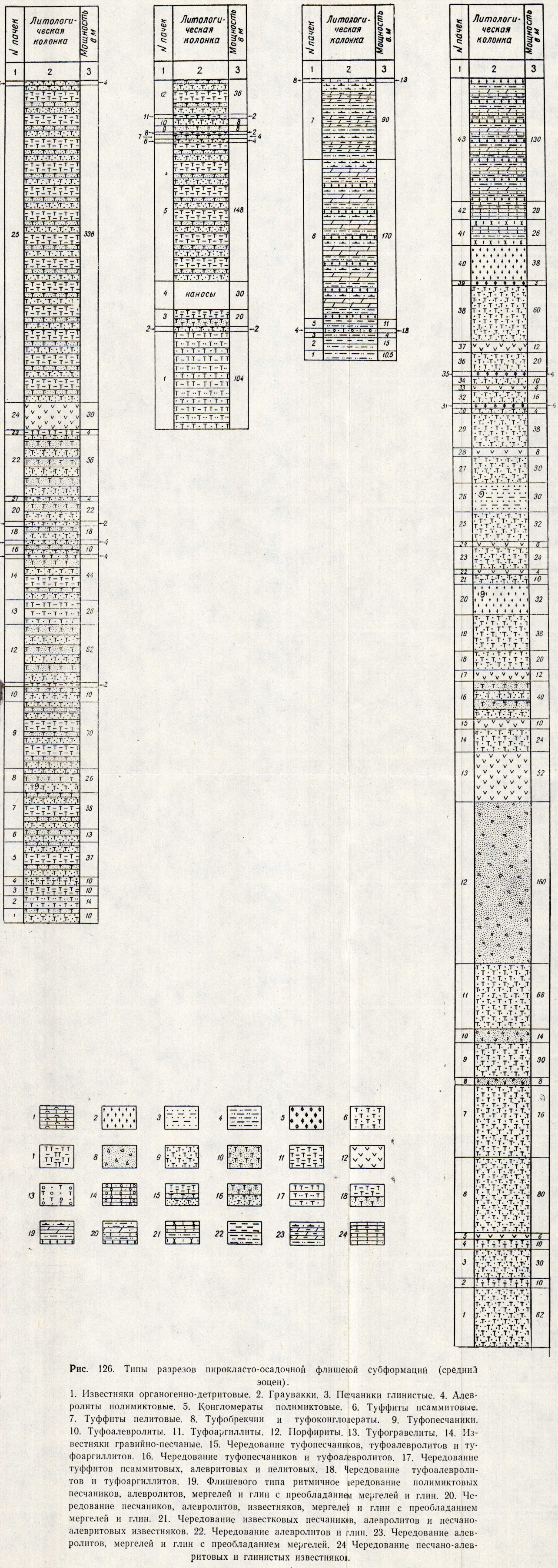


Рис. 126. Типы разрезов пирокласто-осадочной флишеюй субформаций (средний эоцен).

1. Известняки органогенно-детритовые. 2. Граувакки. 3. Песчаники глинистые. 4. Алевролиты полимиктовые. 5. Конгломераты полимиктовые. 6. Туффиты псаммитовые. 7. Туффиты пелитовые. 8. Туфобрекчии и туфоконгломераты. 9. Туфопесчаники. 10. Туфоалевролиты. 11. Туфоаргиллиты. 12. Порфириты. 13. Туфогравелиты. 14. Известняки гравийно-песчаные. 15. Чередование туфопесчаников, туфоалевролитов и туфоаргиллитов. 16. Чередование туфопесчаников и туфоалевролитов. 17. Чередование туффитов псаммитовых, алевритовых и пелитовых. 18. Чередование туфоалевролитов и туфоаргиллитов. 19. Флишевого типа ритмичное чередование полимиктовых песчаников, алевролитов, мергелей и глин с преобладанием мергелей и глин. 20. Чередование песчаников, алевролитов, известняков, мергелей и глин с преобладанием мергелей и глин. 21. Чередование известковых песчаников, алевролитов и песчано-алевритовых известняков. 22. Чередование алевролитов и глин. 23. Чередование алевролитов, мергелей и глин с преобладанием мергелей. 24 Чередование песчано-алевритовых и глинистых известняков.

ким пирокластическим материалом, значительно хлоритизированным, частично серицитизированным и окремненным. В карбонатно-туфовом цементе карбонатный материал представлен сгустками мелко- и среднезернистого кальцита. Тип цементации поровый, базальный, реже контактовый сгустковый. В туфопесчаниках, особенно в грубо- и крупнозернистых, изредка встречаются нуммулиты. Содержание карбонатного материала колеблется в пределах 0,8—3%.

Туфоалевролиты составляют 28% толщи в разрезе сел. Байбурд и Гохт и около 14%—в разрезе сел. Зовашен. Цвет породы преимущественно серый, с зеленым и желтым оттенком, зеленый, желтый, буровато-желтый. Слоистость горизонтальная, волнистая. Мощность слоев варьирует от 0,02 до 5 *м*, часто составляет 0,1—0,4 *м*. Маломощные тонкослоистые туфоалевролиты обычно наблюдаются в верхней части туфогенной толщи. Как и в туфопесчаниках, в них наблюдаются скопления пирита и обуглившихся растительных остатков, отмечены биоглифы. Выделяются разнозернистые и крупнозернистые разности, преобладают крупнозернистые песчанистые туфоалевролиты. Порода обычно плотная, реже встречаются сравнительно слабо сцементированные разности.

Степень отсортированности средняя, низкая, форма зерен в основном угловатая. Кластическая часть породы представлена полевыми шпатами (60—80%, преобладают плагиоклазы), обломками пород (преимущественно эффузивных—15—25%), пироксенами (3—5%), кварцем (2—3%), хлоритом (3—4%), амфиболами, биотитом; реже встречаются магнетит, ильменит, гематит, эпидот, циркон, турмалин, апатит.

Цемент туфовый, с незначительной примесью мелкозернистого кальцита, редко известковый, с примесью туфового материала. Тип цементации поровый и базальный. Содержание карбонатного материала в туфоалевролитах колеблется от 0,8 до 12%, часто составляет 1,5—3,2%.

Туфоаргиллиты в разрезе сел. Байбурт достигают 26% мощности субформации и 44%—в разрезе сел. Зовашен. Макроскопически светло-зеленые, желтовато-зеленые, желтые, буровато-желтые, желтовато-серые, зеленовато-серые, светло-серые плотные породы. Слоистость горизонтальная, мощность слоев составляет 0,04—5 *м*. В породе наблюдаются концентрические, иногда изогнутые, тонкие кольца гидроокислов железа. В районе с. Байбурт, в средней части толщи, мощные слои туфоаргиллитов разбиты диагональными трещинами на тонкие (2—5 *см*) плитки. Иногда встречаются мелкие включения пирита и хлорита.

Карбонатность колеблется в пределах 1—20%. Гранулометрический состав: фракция <0,001 *мм* составляет 47%; 0,001—0,01—24%; 0,01—0,1—15%; >0,1—14%. Под микроскопом структура лептопелитовая, мегапелитовая, алевропелитовая; структура беспорядочная, иногда пятнистая и слабо ориентированная. Основная масса представлена хлоритизированным, частично лимонитизированным пирокластическим материалом, перерожденным в глинистое вещество, в котором наблюдаются пятна и мелкие участки мелко- и микрозернистого кальцита. В средней и верхней частях толщи изредка встречаются известковистые раковины микрофауны. Крупные частицы составляют 10—23% объема породы; размеры их колеблются в пределах 0,03—0,12 *мм*, преобладают частицы размером 0,05—0,09 *мм*. Представлены они полевыми шпатами (главным образом плагиоклазами), кварцем, мусковитом, биотитом, авгитом, диопсидом, гиперстеном, энстатитом, обыкновенной роговой

обманкой, магнетитом, гематитом, хлоритом, эпидотом, гранатом, цирконом, турмалином. Из аутигенных минералов отмечены: барит, целестин, пирит, гидроокислы железа.

Монтмориллонит фиксируется на рентгенограммах насыщенных глицерином образцов по серии базальных рефлексов с d=17,7Å; 8,9Å и т. д. После прокаливания рефлекс с d (001)=17,7 Å сокращается до 10Å. Состав межслоевых промежутков в монтмориллоните однородный, о чем свидетельствуют узкие базальные отражения на рентгенограммах прокаленных и насыщенных глицерином образцов. В результате электронографического исследования установлены следующие параметры элементарной ячейки монтмориллонита: a=5,18kX; b=8,98kX; c=10kX; $\beta \sim 100°$.

Линии средней интенсивности с d=14Å, 7Å, 3,5Å на рентгенограммах природного образца свидетельствуют о присутствии примеси хлорита; после нагревания образцов при 500°С отражения первого порядка сохраняются.

Слабые линии с d=10Å на рентгенограммах природного образца свидетельствуют о присутствии незначительной примеси гидрослюды (указанное отражение не изменяется после обработки образцов глицерином и прокаливания). Таким образом, породообразующим глинистым минералом является монтмориллонит; второстепенными — хлорит и гидрослюда.

Результаты полного силикатного анализа среднеэоценовой глины (образец № 7 (121а) приведены в табл. 116.

Таблица 116

Химический состав глин

SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	CaO	MgO	MnO	H_2O	п.п.п.	Na_2O	K_2O
62,55	0,66	13,55	4,98	1,38	4,06	1,53	0,02	1,77	4,10	1,90	3,90

Туффиты. Туффиты алевро-псаммитовые составляют 1—2% общей мощности туфогенной толщи в разрезе сел. Байбурт; в разрезе сел. Зовашен они отсутствуют. Порода серая, зеленовато-серая, зеленая, синевато-зеленая, очень плотная, крепкая, массивнослоистая, слоистость горизонтальная. Мощность слоев 2—3 *м*. Характерны косые почти перпендикулярные к плоскости напластования, трещины, дробящие породу на тонкие плитки. Структура алевро-псаммитовая. Степень отсортированности низкая. Основная масса представлена тонким девитрифицированным хлоритизированным пепловым материалом с незначительной примесью кальцита. Зерна кластической части породы имеют угловатую форму и представлены (в убывающем порядке): полевыми шпатами (преимущественно плагиоклазами), обломками эффузивных пород (преобладают эффузивы основного и среднего состава), пироксенами (авгит, диопсид), рудными минералами (магнетит, гематит). Содержание карбонатного материала незначительное — 0,4—0,76%.

Туффиты алевро-пелитовые составляют 5% общей мощности туфогенной толщи в Байбурдском разрезе и 16%—в разрезе у сел. Зовашен. Имеют значительное распространение в нижней и средней частях толщи. Макроскопически сходны с туфоаргиллитами. Цвет зеленый, синевато-зеленый, зеленовато-серый, реже серый, буровато-желтый. Слоистость горизонтальная. Мощность слоев составляет

2—11 *м*. В средней части байбурдского разреза алевро-пелитовые туффиты разбиты косыми, почти перпендикулярными напластованию, трещинами на тонкие плитки. В нижней части толщи у сел. Зовашен туффиты оскольчатые, разбиты на неправильные мелкие куски. В породе часто наблюдаются тонкие концентрические полосы гидроокислов железа. Основная масса туффитов представлена девитрифицированным хлоритизированным пепловым материалом с незначительной примесью микро- и мелкозернистого кальцита. Кластическая часть (3—5%) имеет алевритовую размерность. Минеральный состав: полевые шпаты (преобладают плагиоклазы), кварц, редкие обломки эффузивных пород, пироксены, биотит, гематит, пирит, гидроокислы железа. Из акцессорных минералов встречаются гранаты, циркон, рутил. Карбонатность незначительная—0—1,14%.

Карбонатно-терригенная флишевая субформация (средний—верхний эоцен)

Наиболее полно развита в бассейне р. Азат, где ее мощность в обнажениях достигает 850 *м*, а также в скважинах у сс. Мхчян и Вохчаберд, где она составляет 900 *м*. В скважинах на площади бассейна р. Раздан мощность субформации сокращается до 500—600 *м*, западнее гор. Эчмиадзин—до 100 *м*. Подразделяется на четыре ритмоподсвиты (рис. 128, 129).

Ниже приводится описание характерных интервалов разреза указанных подсвит в районе сс. Зовашен и Барцрашен.

1. Ритмично чередующиеся песчаники, алевролиты и желтовато-серые оскольчатые известковистые глины. Мощность 237,0 *м*. На нижних поверхностях песчаников, редко в слоях, наблюдаются биоглифы.

Ниже приводится послойное описание отрезка разреза нижней части флишевых отложений.

R_1—1. Песчаник среднезернистый, полимиктовый, известковистый, Мощность 2 *см*. 2. Песчаник мелкозернистый, полимиктовый, известковистый. Мощность 8 *см*. 3. Алевролит полимиктовый известковистый. Мощность 9 *см*. 4. Глина плотная, известковая. Мощность 8 *см*.

R_2—5. Алевролит известковистый. Мощность 1 *см*. 6. Глина известковистая. Мощность 4 *см*.

R_3—7. Песчаник мелкозернистый, известковистый. Мощность 1 *см*. 8. Алевролит крупнозернистый, известковистый. Мощность 1 *см*. 9. Алевролит средне-мелкозернистый, известковистый. Мощность 1 *см*. 10. Глина известковистая. Мощность 6,5 *см*.

R_4—11. Песчаник среднезернистый, известковистый. Мощность 3,5 *см*. 12. Песчаник мелкозернистый, известковистый. Мощность 13,0 *см*. 13. Алевролит известковистый. Мощность 6,5 *см*. 14. Глина известковая. Мощность 19 *см*.

R_5—15. Алевролит известковый. Мощность 0,5 *см*. 16. Глина известковистая. Мощность 6 *см*.

R_6—17. Алевролит известковистый. Мощность 1 *см*. 18. Глина известковистая. Мощность 2 *см*.

R_7—19. Песчаник средне-мелкозернистый, известковистый. Мощность 3 *см*. 20. Алевролит известковый. Мощность 3,5 *см*. 21. Глина известковая. Мощность 20,0 *см*.

2. Ритмичное чередование песчаников, алевролитов и глин.

Наблюдается увеличение мощности песчаников до 25 *см*, алевролитов—до 16 *см*, глин—до 90 *см*. В основании ритмов, на нижних поверхностях песчаников, наблюдаются механоглифы, заостренные языки

которых в основном ориентированы на СВ 10—15°. На нижних поверхностях песчаников и алевролитов часто встречаются биоглифы (преимущественно ходы червей-пескожилов). Общая мощность 253,7 *м*.

Ниже приводится послойное описание разреза (интервала флишевой гаммы) средней части субформации.

R_1—1. Песчаник полимиктовый, плохо отсортированный, крупно- и мелкозернистый, известковистый, с механоглифами, 4 *см*. 2. Песчаник средне- и мелкозернистый, известковый, 7 *см*. 3. Алевролит крупнозернистый, песчанистый, известковистый, 8 *см*. 4. Алевролит средне-мелкозернистый, известковистый, 15 *см*. 5. Глина песчано-алевритистая, известковистая, 14 *см*.

R_2—6. Алевролит песчанистый, известковистый, 2 *см*. 7. Глина алевритистая, известковистая, 97 *см*.

R_3—8. Алевролит песчанистый, известковистый, 2 *см*. 9. Глина алевритистая, известковистая, 32 *см*.

R_4—10. Алевролит песчанистый, известковистый, 2 *см*. 11. Глина алевритистая, известковистая, 62 *см*.

R_5—12. Алевролит песчанистый, известковистый, 1,5 *см*. 13. Глина алевритистая, известковистая, 23 *см*.

R_6—14. Песчаник средне-мелкозернистый, известковистый, 5 *см*. 15. Алевролит песчанистый, известковистый, 10 *см*. 16. Глина алевритистая, известковистая, 93 *см*.

3. Чередование мелкозернистых, алевритовых серых песчаников, серых алевролитов, зеленовато-серых, серых глинистых мергелей и глин, 149, 2 *м*.

На этом интервале разреза наблюдается некоторое увеличение карбонатности глин и появление глинистых мергелей. В основании ритмов, на нижних поверхностях песчаников и алевролитов, наблюдаются биоглифы. В глинах и мергелях редко встречаются цилиндры длиною до 40 *см*, заполненные алевритовым материалом.

Ниже приводится послойное описание характерного интервала флишевой гаммы этой части разреза, графически изображенной на ритмограмме.

R_1—1. Песчаник мелкозернистый, алевритовый, известковистый, 2 *см*. 2. Алевролит крупнозернистый, песчанистый, известковистый, 9 *см*. 3. Алевролит среднезернисто-мелкозернистый, известковистый, 2 *см*. 4. Мергель глинистый, 16 *см*.

R_2—5. Песчаник мелкозернистый, алевритовый, известковистый, 3 *см*. 6. Алевролит крупнозернистый, песчанистый, глинисто-известковистый, 12 *см*.

R_3—7. Алевролит средне-мелкозернистый, известковистый, 4 *см*. 8. Мергель глинистый, 3 *см*.

R_4—9. Алевролит крупнозернистый, известковистый, 3 *см*. 10 Алевролит средне-мелкозернистый, известковистый, 4 *см*. 11. Мергель глинистый, 6 *см*.

R_5—12. Алевролит крупнозернистый, песчанистый, известковистый, 1 *см*. 13. Алевролит средне-мелкозернистый, известковистый, 2,5 *см*. 14. Мергель глинистый, 6,5 *см*. 15. Глина известковистая, 1,5 *см*.

4. Чередование разнозернистых буровато-желтых, буровато-серых песчаников, алевролитов и зеленовато-серых известковых глин, 209,4 *м*.

Здесь наблюдается (вверх по разрезу) постепенное огрубение песчаников и увеличение мощности (до 0,5 *м*) их слоев.

На рис. 129 показана флишевая гамма части разреза.

Ниже приводится описание интервала флишевой гаммы верхней части разреза.

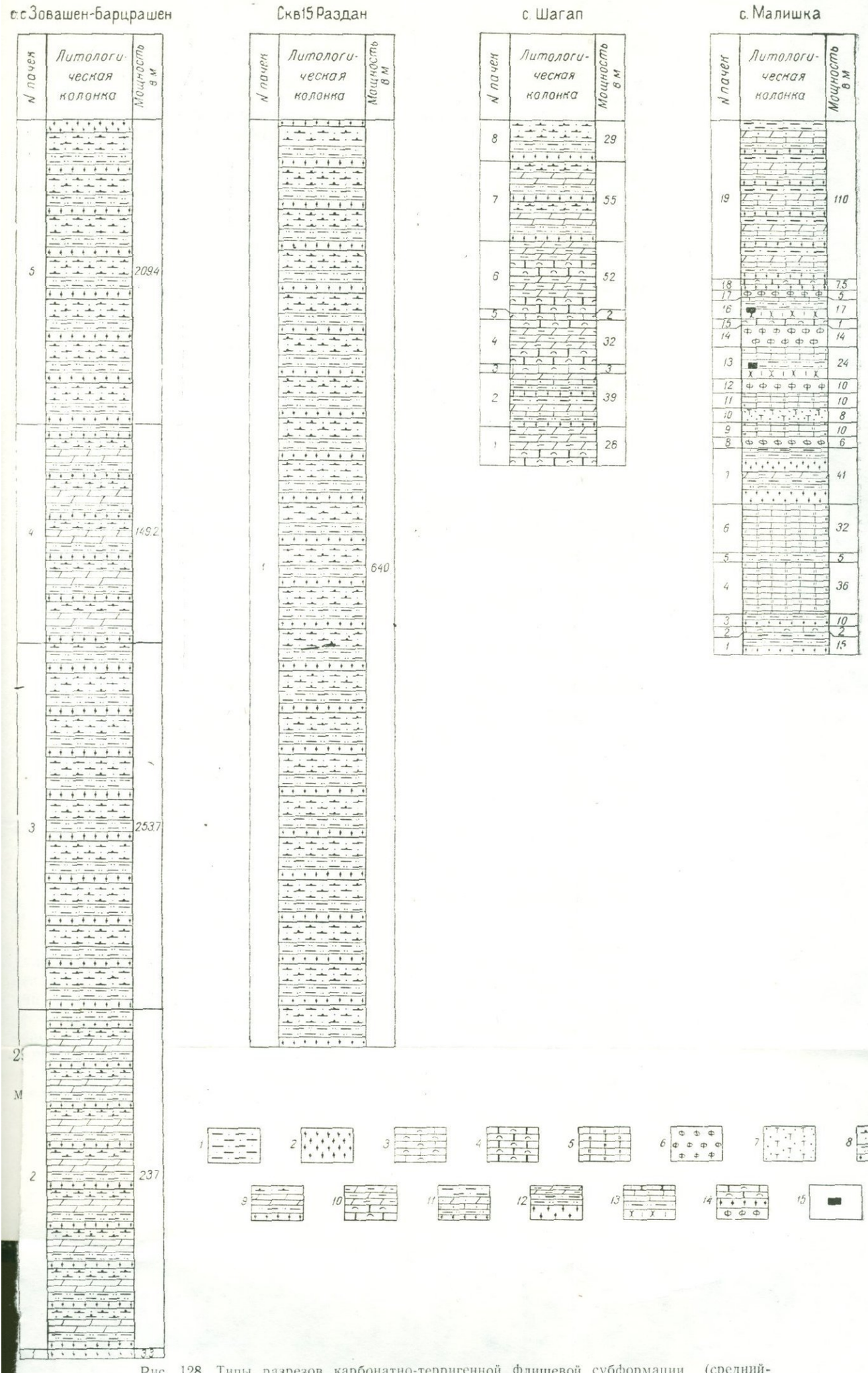


Рис. 128. Типы разрезов карбонатно-терригенной флишевой субформации (средний-верхний эоцен).

1. Глины алевритовые и песчанистые. 2. Граувакки. 3. Известняки органогенно-детритовые. 4. Известняки органогенно-обломочные окатаннозернистые. 5. Известняки окремнелые. 6. Конгломераты полимиктовые. 7. Туфопесчаники. 8. Флишевого типа ритмичное чередование полимиктовых песчаников, алевролитов и известковистых глин с преобладанием глин. 9. Флишевого типа ритмичное чередование полимиктовых песчаников алевролитов, мергелей и известковистых глин с преобладанием мергелей и глин. 10. Чередование органогенно-обломочных известняков и мергелей с преобладанием мергелей. 11. Чередование песчаников, алевролитов, известняков, мергелей и глин с преобладанием мергелей и глин. 12. Чередование песчаников, алевролитов, мергелей и глин с преобладанием песчаников. 13. Чередование известковых песчаников, алевролитов и песчано-алевритовых известняков. 14. Чередование мелкогалечных конгломератов, песчаников и известняков. 15. Целестиновые друзы.

R_1—1. Песчаник средне-крупнозернистый, известковистый, 2 *см*. 2. Песчаник средне-мелкозернистый, известковистый, 23 *см*. 3. Алевролит крупнозернистый, песчанистый, известковистый, 7 *см*. 4. Алевролит средне-мелкозернистый, известковистый, 10 *см*. 5. Глина известковая, 20 *см*.

R_2—6. Песчаник среднезернистый, известковистый, 2 *см*. 7. Песчаник средне-мелкозернистый, известковистый, 6 *см*. 8. Алевролит крупнозернистый, известковистый, 4 *см*. 9. Алевролит средне-мелкозернистый, известковистый, 2 *см*. 10. Глина известковая, 21 *см*.

R_3—11. Песчаник среднезернистый, известковый, 2 *см*. 12. Песчаник средне-мелкозернистый, известковый, 10 *см*. 13. Алевролит крупно-зернистый, песчанистый, известковый, 7 *см*. 14. Алевролит средне-мелкозернистый, известковистый, 2 *см*. 15. Глина известковая, 16 *см*.

R_4—16. Песчаник средне-мелкозернистый известковистый, 2 *см*. 17. Алевролит крупнозернистый, известковистый, 3 *см*. 18. Алевролит средне-мелкозернистый, известковистый, 4 *см*. 19. Глина известковая, 22 *см*.

Карбонатно-терригенно флишевая субформация среднего—верхнего эоцена по характеру ритмов, процентному содержанию отдельных элементов и подэлементов ритма, изменению карбонатности по разрезу разделяется на четыре подсвиты.

1. Нижняя (мелкоритмичная) подсвита имеет мощность 237 *м*. Мощность ритмов 3—49 часто 5—25 *см*. Ритмы первого порядка R_1=Ic+II+III или R_1=Ic+III. составляют 64,5% всех ритмов. Ритмы второго порядка R_2=Iв+Ic+III или R_2=Iв+Ic+II+III составляют 35,5%.

I в п.э.р.—песчаники составляют 4,4% суммарной мощности подсвиты, I с п.э.р.—алевролиты—22,5%; II э.р.—глины 73,1%.

Флишевой коэффициент f=0,37.

Часто наблюдаются биоглифы, ходы мелких пескожилов и илоедов. Средняя карбонатность подсвиты составляет 20,0%.

2. Вторая (крупно-среднеритмичная) подсвита—253 *м*. Мощность ритмов колеблется от 7 до 108 *см*, часто—20—60 *см*. Ритмы первого порядка R_1 составляют 57,1%, а ритмы второго порядка—42,9%.

I в п.э.р.—составляет 4,4%, I с п.э.р—18,6%, II э.р.—77,0% при общей мощности подсвиты, f=0,30.

Основной отличительной чертой ритмов второй подсвиты является их значительная мощность. Помимо биоглифов, здесь встречаются механоглифы. Последние наблюдаются в основании ритмов и, как правило, только на нижних поверхностях средне-крупнозернистых песчаников. Средняя карбонатность подсвиты составляет 21,3%.

3. Третья (мелкоритмичная) подсвита—150 *м*. Мощность ритмов 7—68 *см*, часто 12—30 *см*. Ритмы первого порядка составляют 61,5%, R_2—38,5% всех ритмов подсвиты. Iв п.э.р.—3,6%, Ic п.э.р.—36%, а II э.р. составляет 60,4% общей мощности подсвиты, f=0,65.

В основании ритмов наблюдаются биоглифы. Редко встречаются длинные, пересекающие породы ритма шестовидные цилиндрики, заполненные алевритовым материалом. Характерной особенностью отложений этой подсвиты является резкое преобладание алевролитов над песчаниками. Здесь наблюдается некоторое повышение содержания карбонатного материала. Средняя карбонатность подсвиты равна 29,5%.

4. Четвертая (верхняя, средне-крупноритмичная) подсвита имеет мощность 210 *м*. I в п.э.р.—песчаники составляют 15,8% общей мощно-

сти подсвиты; 1с п.э.р.—алевролиты—30,8%, а II э.р.—известковые глины—53,3%. Мощность ритмов колеблется от 11 до 136 *см*. Ритмы мощностью более 1 *м* появляются в верхней части верхней подсвиты. R_1 составляет 23,7%, а R_2—76,3% всех ритмов подсвиты, f=0,87. Среднее содержание карбонатного материала составляет 17,5%. Для подсвиты характерно значительное увеличение процентного содержания 1 э.р.—46,7% и резкое преобладание ритмов второго порядка над ритмами первого порядка.

Терригенные породы

Гравелиты слагают единичные прослои в средней и верхней частях разреза по правобережью р. Раздан. В южной же части района и на правобережье р. Азат они отсутствуют. Макроскопически гравелиты серые, светло-серые, плотные, реже сравнительно слабо сцементированные, горизонтально-слоистые породы. Мощность слоев 10—15 *см*. Гравелиты слагают основание ритмов и связаны постепенным переходом (вверх по разрезу) с песчаниками. Контакт с подстилающими глинами резкий.

По данным гранулометрического анализа, среднее содержание фракции >5 *мм* составляет 11,39%; 5—2 *мм*—48,65%; 2—1 *мм*—12,89%;1—0,1 *мм*—12,18%; 0,1—0,01 *мм*—2,38%; <0,01 *мм*—12,47%.

Медианный размер зерен 2,51 *мм*. Степень отсортированности средняя—S_0=3. Кривая распределения двувершинная. Первая вершина довольно пологая, с невысоким максимумом в интервале 0,25—0,5 *мм;* вторая вершина резкая, остроугольная, с максимумом в пределах фракции 2—5 *мм*. Форма гравийных зерен полуокруглая, угловато-округлая. Кластическая часть резко преобладает над цементом и представлена преимущественно обломками эффузивных пород основного, среднего и кислого состава (50—55%); обломки интрузивных и жильных пород составляют 14—15%; встречаются также обломки кварцитов (5—6%), силицитов (4—5%) и слюдисто-амфиболовых сланцев (3%). Полевые шпаты (8—12%) обычно представлены округло-угловатыми зернами псаммитовой размерности. Преобладают измененные плагиоклазы; реже встречаются ортоклаз и микроклин. Кварц (6—8%) представлен округло-угловатыми, угловатыми зернами псаммитовой и гравийной размерности. Встречаются также (в убывающем порядке): авгит, диопсид, актинолит, эпидот, магнетит, обыкновенная роговая обманка, биотит, гидроокислы железа, гематит, тремолит, цоизит, сфен, циркон, глаукофан, анатаз, оливин. Содержание цемента незначительное. Тип цемента порово-контактовый, поровый, состав глинистый, с примесью карбонатного и тонкого хлоритизированного пирокластического материала. Наблюдаются единичные раковины известковых фораминифер.

Песчаники и алевролиты. Граувакки. В бассейне среднего течения р. Азат слагают 6,0—8,0% общей мощности субформации. Здесь снизу в верх по разрезу содержание песчаников увеличивается (табл. 117).

Таблица 117

Содержание песчаников в ритмоподсвитах

Первая ритмоподсвита /нижняя/	Вторая ритмоподсвита	Третья ритмоподсвита	Четвертая ритмоподсвита /верхняя/
4,1%	4,8	3,6%	15,9%

На долю песчаников в разрезе субформации приходится 9—11% ее мощности. Серые, светло-серые, желтовато-серые, буровато-желтые, плотные, реже сравнительно слабо сцементированные породы. Слоистость преимущественно горизонтальная, реже горизонтально-волнистая. Мощность слоев колеблется от 1 до 25 *см*, часто 3—8 *см*.



Рис. 130. Песчаник граувакковый. Верхний эоцен. Бассейн р. Азат. Ув. 40х. Николь 1.

Снизу вверх по разрезу мощность песчаников возрастает.

В основании ритмов, на нижних поверхностях крупнозернистых песчаников, часто наблюдаются механоглифы. Биоглифы встречаются как на нижних поверхностях, так и в слоях породы. Биоглифы преимущественно представлены ходами пескожилов. Контакт с глинами резкий, неровный. По гранулометрическому составу песчаники флишевой субформации верхнего эоцена разнозернистые: содержание отдельных фракций (0,1—0,25; 0,25—0,5; 0,5—1 и 1—2 *мм*) не превышает 50%. Медианный размер зерен (Md) колеблется от 0,10 до 0,635 *мм*. В бассейне р. Азат, в первой (нижней), второй и третьей ритмоподсвитах Md в основном не больше 0,11 *мм*, в верхней его части значение Md резко увеличивается до 0,635 *мм*.

В скважинах, заданных в бассейне р. Раздан, сверху вниз по разрезу, а также с юга на север, северо-восток значение Md песчаников возрастает. Коэффициент сортировки (So) колеблется от 2,8 до 9,3. Порода в основном плохо отсортирована. Хорошо отсортированные (So<2,5) песчаники практически отсутствуют. Снизу вверх по разрезу отмечается некоторое уменьшение значений коэффициента сортировки. Кривые распределения обычно двухвершинные, реже трехвершинные. В двухвершинных кривых минимумы между двумя вершинами часто расположены в интервале 0,11—0,08 *мм*, а в трехвершинных—между 0,10—0,15 и 0,8—1 *мм*. Форма зерен округло-угловатая, реже угловато-округлая; как правило, сравнительно больше окатаны крупные псаммитовые зерна. Окатанность основных компонентов песчаников ухудшается в следующем порядке: обломки эффузивов основного состава—обломки кислых эффузивов—полевые шпаты—кварц.

В составе грубо- и крупнозернистых песчаников преобладают обломки пород (45—75%). Они представлены эффузивными породами основного и среднего состава—порфиритами, андезитами, спилитами, частично пелитизированными, хлоритизированными лимонитизированными, реже опацитизированными. В порфиритах фенокристаллы пред-

ставлены плагиоклазом, реже калиевыми полевыми шпатами, пироксенами, амфиболами. Отмечаются также обломки кислых эффузивных пород (10—15%), гранитоидов (0—4%), кремнистых пород (кварциты, яшмы—0—8%), известняков (0—5%), мергелей (—3%), слюдистых и глинистых сланцев (0—1,5%). Полевые шпаты (25—45%) представлены преимущественно плагиоклазами (15—40%) андезин-лабрадорового ряда (№ 40—63); часто серицитизированы, иногда пелитизированы, карбонатизированы, нередки и сравнительно свежие зерна. Форма зерен преимущественно угловатая, короткопризматическая. Встречаются также ортоклаз, реже микроклин (5—15%). С увеличением содержания средне- и крупнозернистой псаммитовой фракции количество полевых шпатов в песчаниках уменьшается.

Кварц (2—10%) представлен округло-угловатыми зернами с волнистым и мозаичным погасанием. С юго-востока (бассейн р. Азат) на север-северо-запад (правый берег р. Раздан) содержание кварца возрастает. Слюды (0,5—2%) представлены преимущественно биотитом, встречаются зеленая и буровато-коричневая разновидности (преобладают последние); чешуйки их часто деформированы.

Встречаются также (в убывающем порядке) магнетит, гематит, биотит, гидроокислы железа, барит, целестин, эпидот, пирит, обыкновенная роговая обманка, актинолит, авгит, диопсид, циркон, цоизит, гранат, тремолит, глаукофан, мусковит, сфен, рутил, гиперстен, турмалин, апатит, пикотит, корунд.

Цемент глинистый, с примесью карбонатного и тонкого пирокластического материала. Глинистые минералы представлены преимущественно гидрослюдой, монтмориллонитом, хлоритом. Нередко цемент карбонатный, с примесью глинистого материала. Карбонатное вещество представлено микрозернистым, часто мелкозернистым, иногда крупнозернистым кристаллическим кальцитом. Имеется также примесь доломита, реже—сидерита. Тип цемента поровый, иногда базальный, реже контактовый и пленочный. Количество глинистого вещества составляет 9,7—26,3%, часто 15—20%, а карбонатного—от 1,3 до 21%. Количество карбонатного материала с юга (бассейн среднего течения р. Азат) на север-северо-восток (бассейн среднего течения р. Раздан) уменьшается. В бассейне р. Азат снизу вверх по разрезу карбонатность пород постепенно увеличивается до верхней (IV) подсвиты; здесь она снова постепенно уменьшается.

По данным валового химического анализа, содержание SiO_2 в песчаниках колеблется от 48,58 до 58,10; CaO—от 4,76 до 12,81%. Отношение $SiO_2/CaO=3,9—12,2$, т. е. заметно меньше, чем в туфопесчаниках среднеэоценовой туфогенной свиты. Отношения $SiO_2/Al_2O_3=3,2—4,0$; $CaO/MgO=2,0—17,1$; $Na_2O/K_2O=0,85—1,36$, т. е. в 2—3 раза меньше, чем в туфопесчаниках. Наблюдается увеличение процентного содержания CaO и уменьшение SiO_2 снизу вверх по разрезу и с юга на север-северо-восток—по простиранию. Результаты анализа солянокислой вытяжки указывают на незначительное содержание доломита и отсутствие сидерита в карбонатном цементе песчаников.

Алевролиты в бассейне среднего течения р. Азат имеют значительное распространение. Они преобладают над песчаниками и составляют 27—28% разреза субформации. Содержание алевролитов снизу вверх по разрезу неравномерно увеличивается.

В бассейне р. Раздан составляют 23—27%. Порода серая, темно-серая, светло-серая, зеленовато-серая, буровато-желтая, зеленовато-желтая, плотная, реже сравнительно слабо сцементированная. Слоистость градационная, преимущественно горизонтальная, иногда горизон-


ОТРЕЗКИ РИТМОГРАММ
ОТЛОЖЕНИЙ КАРБОНАТНО-ТЕРРИГЕННОЙ ФЛИШЕВОЙ СВИТЫ
Горизонтальный масштаб 1:10
R-55
R-54
R-53
R-50
R-45
R-43
R-40
R-37
R-36
R-32
R-28
R-24
R-22
R-19
R-15
R-12
R-10
R-7
R-4
R-1
А
R-42
R-41
R-36
R-31
R-26
R-21
R-16
R-10
R-5
R-1
В
R-26
R-25
R-20
R-15
R-10
R-5
R-1
С
R-35
R-35
R-30
R-25
R-20
R-15
R-10
R-5
R-1
Д
У С Л О В Н Ы Е О Б О З Н А Ч Е Н И Я
Песчаники с заметным содержанием средне-крупнозернистой песчаной фракции.
Песчаники с заметным содержанием средне-мелкозернистой песчаной фракции.
Алевролиты.
Глины известковые.
Глины известковистые.

Рис. 129.

тально-волнистая, реже волнистая; отмечены текстуры смятия, завихрения. Переход от подстилающих песчаников к алевролитам и от

Таблица 118

Содержание алевролитов в ритмоподсвитах

Первая /нижняя/ ритмоподсвита	Вторая ритмоподсвита	Третья ритмоподсвита	Четвертая /верхняя/ ритмоподсвита
12,5%	18,6%	36,0%	30,8%

последних к глинам—постепенный. В так называемой переходной зоне (от алевролитов к глинам) часто встречаются разнообразные комки, сгустки глин, реже—остатки обуглившейся растительности. Мощность слоев колеблется от 1 до 30 *см*. В алевролитах, преимущественно в основании ритмов, наблюдаются биоглифы.

Алевролиты в основном разнозернистые, с некоторым преобладанием крупнозернистой алевролитовой фракции. Md зерен колеблется от 0,011 до 0,089 *мм*, увеличиваясь постепенно снизу вверх по разрезу, коэффициент сортировки алевролитов (So) варьирует от 1,46 до 7,7, часто от 3 до 4,5. Кривые распределения одновершинные и двувершинные.

Форма зерен угловатая, округло-угловатая. В составе обломочного материала преобладают плагиоклазы (40—60%), представленные преимущественно андезином и лабрадором. Форма зерен угловатая, нередко короткопризматическая. Встречаются в основном серицитизированные, реже карбонатизированные зерна. Калий-натриевые полевые шпаты (ортоклаз, микроклин) количественно резко уступают плагиоклазам. Обломки пород (10—35%) представлены значительно измененными, в основном хлоритизированными эффузивными породами кислого и основного состава; реже встречаются обломки кварцитов. Кварц составляет 3—15% обломочного материала; форма зерен угловатая, реже округло-угловатая. Слюды (1—5%) представлены преимущественно биотитом; чешуйки биотита удлинены, деформированы; цвет буровато-коричневый, реже зеленый. Минеральный состав нерастворимого остатка приведен в таблице 114.

Состав цемента глинистый, с примесью карбонатного и измененного (хлоритизированного) тонкого пирокластического материала, нередко—карбонатный, с примесью глинистого вещества. Из глинистых минералов в цементе установлены монтмориллонит, гидрослюда, хлорит. Карбонаты представлены преимущественно мелкозернистым кристаллическим кальцитом с незначительной примесью доломита и (реже) сидерита. Тип цемента поровый и базальный. Количество глинистого материала колеблется от 15,9 до 41,0%, (обычно 20—25%), карбонатного—от 3,5 до 16,0%, (обычно 5—10%). Наблюдаются раковины известковой микрофауны, реже (в верхней части разреза) их обломки; встречаются также обуглившиеся растительные остатки. Последние иногда образуют также пропластки, подчеркивая слоистость породы. По данным валового химического анализа, содержание SiO_2 составляет 52,78—54,39%, CaO—4,76—7,45%. Отношение SiO_2/CaO = =6,95—12,2; отношение SiO_2/Al_2O_3=3,35—3,57; CaO/MgO=2,01—4,0; Na_2O/K_2O=1,14—1,33. С юга (бассейн р. Азат) на север (бассейн р. Раздан) наблюдается заметное увеличение модуля SiO_2/CaO и уменьшение CaO/MgO, что, вероятно, связано с увеличением примеси пирокластического материала.

Глины имеют большое распространение, составляют 60—65% общей мощности субформации.

В бассейне р. Азат (правобережье) снизу вверх по разрезу глинистые породы по ритмоподсвитам распределяются следующим образом.

Таблица 119

Содержание глинистых пород

Первая /нижняя/ритмоподсвита	Вторая ритмоподсвита	Третья ритмоподсвита	Четвертая /верхняя/ ритмоподсвита
73,0%	76,0%	60,0%	53,0%

По содержанию частиц песчано-алевритовой фракции выделяются песчанисто-алевритовые, песчанисто-алевритистые, реже алевритистые глины.

Глины известковистые. Наиболее распространенный тип глинистых пород описываемой субформации. Они представлены песчанисто-алевритовыми, песчанисто-алевритистыми и алевритистыми разностями; преобладают песчанисто-алевритистые глины. Цвет породы серый, светло-серый, зеленовато-серый, нередко с буровато-желтым, желтым оттенком. Оскольчатый, реже с мелкими эллипсоидальными отдельностями. Излом землистый, раковистый, зернистый. Слоистость горизонтальная. Мощность слоев колеблется от 2 до 97 *см*. В глинах, особенно в средней части разреза, наблюдаются линзы и прожилки гипса. В основной массе породы равномерно, иногда сгустками, рассеяны скопления микрозернистого, реже мелкозернистого кальцита. Нередко наблюдаются мельчайшие бурые пятна гидроокислов железа, чешуйки хлорита и мелкие стяжения пирита. Встречается обуглившийся растительный детрит, иногда с вкрапленниками пирита, а также споры, пыльца, раковины известковых фораминифер, ядра которых иногда заполнены пиритом, хлоритом, реже гидроокислами железа. Крупные частицы составляют 5—30% объема породы. Более известковые разности распространены главным образом в средней части разреза; обычно это светло-серые, зеленовато-желтые, буровато-желтые, сравнительно плотные породы с неровным, шероховатым, реже раковистым изломом. Часто распадаются на мелкие остроугольные куски. Нередки также скорлуповатые, эллипсоидальные отдельности. Слоистость горизонтальная. Мощность слоев колеблется от 10 до 80 *см*.

Встречаются алевритовые и алевритистые разности. Примесь песчаных частиц незначительная или вовсе отсутствует. В них чаще (чем в известковистых глинах) встречаются раковины фораминифер, каемки которых обычно сложены мелкозернистым кристаллическим кальцитом, а ядра заполнены карбонатно-глинистым веществом, реже пиритом, гидроокислами железа, хлоритом. Глины содержат углефицированный мелкий растительный детрит, споры и пыльцу, стяжения пирита.

Ниже приводится детальное описание некоторых, наиболее типичных, глин карбонатно-терригенной субформации.

Гранулометрический состав: фракция <0,001 *мм* в среднем составляет 46%; 0,001—0,01 *мм*—28%; 0,01—0,1 *мм*—22%; >0,1 *мм*—4%. Карбонатность глин колеблется от 1 до 25%.

Под микроскопом структура лептопелитовая, мегапелитовая, алевропелитовая; текстура беспорядочная, слабо ориентированная, иногда пятнистая (неравномерное распределение гидроокислов железа

в глинистой основе). Алевритовые и редкие песчаные частицы представлены плагиоклазами (нередко простыми и полисинтетическими двойниками андезина, реже лабрадора), гексагональными чешуйками (или их фрагментами) биотита, вулканическим стеклом и обломками пород. Отмечается примесь пирокластики и тонкочешуйчатого кальцита. Характерно также наличие раковин микрофауны, частично замещенных кремнистым минералом, иногда окисленным пиритом.

В песчано-алевритовой фракции наиболее распространенными неглинистыми минералами являются: обломки эффузивных пород, полевые шпаты, гипс, пирит, гидроокислы железа, реже—циркон, авгит, гиперстен, биотит, роговая обманка обыкновенная, рутил, турмалин, пикотит.

Из глинистых минералов установлены: монтмориллонит, гидрослюда, хлорит и смешанно-слойное образование с неупорядоченно расположенными слюдистыми и монтмориллонитовыми слоями.

На рентгенограммах насыщенных глицерином образцов имеется нецелочисленная серия базальных отражений с $d = 17{,}5$Å; 9,2Å; 5,8Å; после прокаливания на рентгенограммах фиксируется уже практически рациональная серия отражений с d (001) = 10 Å, поскольку монтмориллонитовые слои существенно не отличаются от слюдистых по вертикальной оси; сказанное свидетельствует о наличии смешанно-слойной фазы с неупорядоченным чередованием межслоевых промежутков слюдистого и монтмориллонитового типа. Монтмориллонит с однородными межслоевыми промежутками фиксируется по целочисленной серии базальных отражений на рентгенограммах насыщенных глицерином образцов (d=17,7Å; 8,9Å и т. д.); после прокаливания d (001) сокращается до 10Å. Монтмориллонит диоктаэдрический: d (060) = 1,499Å, в октаэдрах содержится преимущественно алюминий. О присутствии хлорита свидетельствует отражение с d (001) = 14,0Å, которое не изменяется после насыщения образцов глицерином и их прокаливания. Незначительная примесь гидрослюды фиксируется на рентгенограммах природных, прокаленных и насыщенных глицерином образцов по отражению с d=10Å слабой интенсивности.

В результате электронографического исследования ряда образцов для монтмориллонита установлены следующие параметры элементарной ячейки: a=5,17 *кх*; b=8,97 *кх*; c=10 *кх*; $\beta \sim 100°$.

Дифференциальные кривые нагревания типичны для монтмориллонитовых глин (примеси не улавливаются): весьма интенсивный эндоэффект при выделении слабосвязанной воды, гораздо менее интенсивные второй (выделение воды типа «ОН») и третий (окончательное разрушение решетки минерала) эндоэффекты. Характерно также наличие на кривых нагревания весьма интенсивного низкотемпературного экзоэффекта, вызванного окислением тонкодисперсного органического вещества.

Таким образом, основными глинистыми минералами в глинах являются: монтмориллонит и смешанно-слойное образование с неупорядоченно расположенными слюдистыми и монтмориллонитовыми слоями; в качестве примесей (иногда значительной) присутствуют хлорит и гидрослюда.

Ниже приводятся результаты полного силикатного анализа образца глины (№ 5/87) описываемой субформации.

Таблица 120

Химический состав глин

SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	CaO	MgO	MnO	H_2O	п.п.п.	Na_2O	K_2O
52,32	0,66	15,81	7,77	0,64	1,89	2,50	0,02	7,69	7,67	0,70	3,00

Карбонатные породы

Известняки обломочно-органогенные имеют подчиненное значение, встречаются в виде единичных прослоев в средней и верхней частях разреза. Порода светло-серая, желтая, буровато-желтая, плотная, с горизонтальной слоистостью. Мощность слоев 8—20 *см*.

Структура породы детритовая. Основная масса представлена микрозернисто-мелкозернистым карбонатом кальция с примесью глинистого материала. Наблюдаются участки раскристаллизованного среднекрупнозернистого кальцита. В основной массе рассеяны раковины известковой микрофауны (преимущественно глобигерины), обломки раковин мшанковых водорослей, реже—известковой макрофауны. Иногда раковины фораминифер заполнены пиритом, хлоритом, в единичных случаях—глауконитом. Пирит и хлорит встречаются также в виде мелких стяжений.

Обломочная часть составляет 5—20% объема породы, имеет в основном алевритовую размерность и представлена полевыми шпатами, кварцем, реже слюдами.

НИЖНЯЯ МОЛАССОВАЯ (ШЛИРОВАЯ) ФОРМАЦИЯ (НИЖНИЙ-СРЕДНИЙ ОЛИГОЦЕН)

Отложения шлировой формации обнажаются на правом берегу р. Азат и в шорахбюрской долине (Шорахбюрская свита). Они вскрыты также глубокими скважинами. Наиболее полные разрезы формации наблюдаются на южном крыле Ацаванской синклинали, на северо-западном крыле Шорахбюрской антиклинали и в скважинах бассейна р. Раздан. Переход от отложений верхнего эоцена к нижнему олигоцену здесь постепенный. К северо-западу и западу от областей максимального прогибания (в сторону Аштарак-Спандарянского и Айнтап-Эчмиадзинского поднятий) наблюдается сокращение мощностей и выклинивание шлировой формации. Мощности формации в некоторых (полных) разрезах колеблются от 327 до 814 *м*. (табл. 121).Отложения шлировой формации представлены в основном глинами и песчаниками; меньше распространены алевролиты, известняки (рифовые). Указанные породы содержат примесь (до 20%) пирокластического материала.

Таблица 121

Схема расчленения молассовой формации на ритмоподсвиты

Ритмоподсвита	Ацаванский разрез в *м*	Шорахбюрский разрез в *м*	Разрез скважины 15 (Раздан) в *м*
Нижняя	148	17	94
Средняя	186	171,5	78
Верхняя	480	578,9	155
		(556,4)	

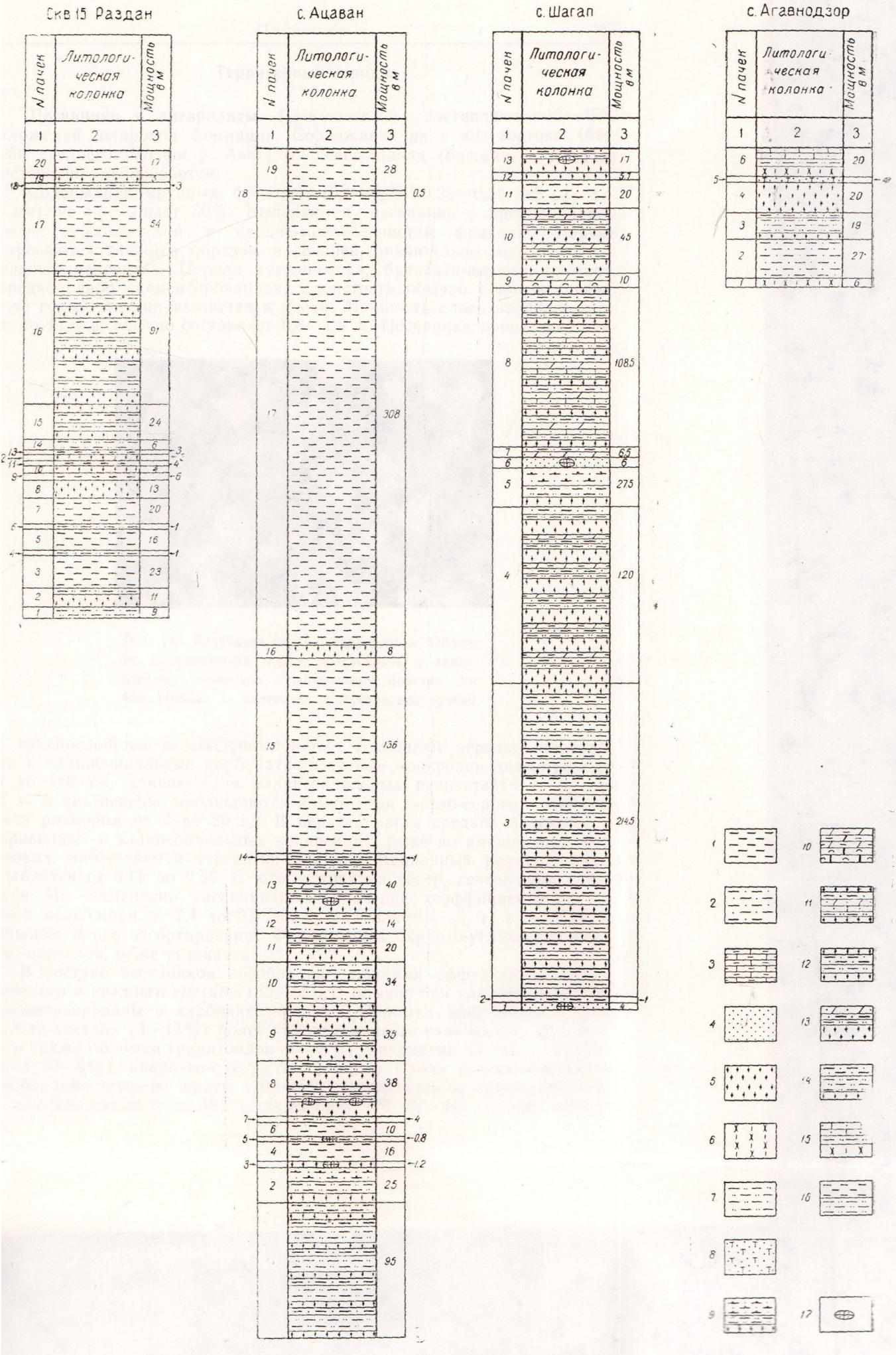


Рис. 131. Типы разрезов шлировой формации (нижний—средний олигоцен). 1. Глины. 2. Глины алевритовые и песчанистые. 3. Известняки глинистые. 4. Песчаники. 5. Граувакки. 6. Песчаники известковые. 7. Алевролиты. 8. Туфопесчаники. 9. Флишевого типа ритмичное чередование полимиктовых песчаников, алевролитов и известковых глин с преобладанием глин. 10. Чередование органогенно-обломочных известняков 11. Чередование песчаников, алевролитов, и мергелей с преобладанием мергелей, известняков, мергелей и глин с преобладанием мергелей и глин. 12. Чередование песчаников, алевролитов и глин. 13. Чередование песчаников, алевролитов, глин и мергелей с преобладанием песчаников. 14. Чередование песчаников, алевролитов и глин с преобладанием алевролитов. 15. Чередование известковых песчаников, алевролитов и песчано-алевритовых известняков. 16. Чередование алевролитов и глин. 17. Карбонатно-песчаные, карбонатно-алевритовые конкреции.

Терригенные породы

Песчаники и алевролиты. Граувакки составляют 15—40% отложений шлировой формации. Содержание их с юго-востока (бассейн среднего течения р. Азат) на северо-запад (бассейн р. Раздан) постепенно увеличивается.

Содержание крупных фракций (0,1—0,25, 0,25—0,55 0,5—1; 1—2 *мм*) не превышает 50%. Выделяются песчаники с преобладанием средне-грубозернистой и средне-мелкозернистой фракций. Первые встречаются главным образом в средней, значительно меньше—в остальных подсвитах. Порода светло-серая, буровато-желтая, плотная, нередко слабо сцементированная. Слоистость обычно горизонтальная, реже горизонтально-волнистая и косая. Мощность слоев колеблется от 0,6 до 14,5 *м*, обычно составляет 0,8—1,2 *м*. Песчаники преимущественно крупнослоистые и массивнослоистые. Включают нередко шаровидные и эллипсоидальные карбонатно-песчаные конкреции диаметром от 20 до 110 *см*, длиною (для эллипсоидальных разностей)—от 0,6 до 3,7 *м*. В них нередко наблюдаются комки глин светло-серого и желтого цвета размером от 3 до 20 *см*. В верхней части средней подсвиты, в шаровидных и эллипсоидальных конкрециях, реже во вмещающих песчаниках, наблюдаются отпечатки листьев. Медианный размер зерен колеблется от 0,11 до 0,35. С юго-востока на север, северо-запад значение Md постепенно увеличивается. Значение коэффициента сортировки колеблется от 2,4 до 9,5 часто составляет 4—5, т. е. породы в основном плохо отсортированы. Форма зерен округло-угловатая, угловато-округлая, реже угловатая.

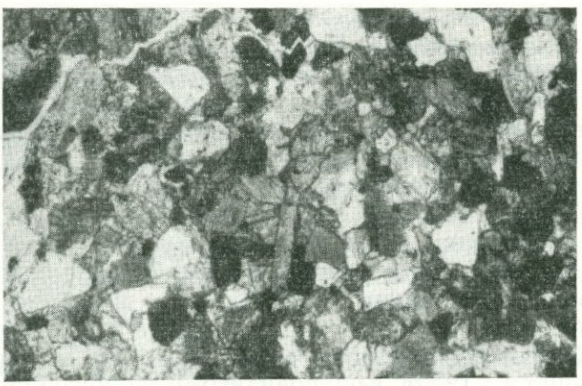


Рис. 132. Грауваккa вулкано-терригенная. Обломки вулканических пород, плагиоклаза и темноцветных минералов в известковом цементе. Ув. 45х. Николь 1, олигоцен, приереванский прогиб.

В составе песчаников преобладают обломки эффузивных пород основного и среднего состава (35—65%); обычно они хлоритизированы, лимонитизированы и карбонатизированы. Обломки эффузивных пород кислого состава (3—14%) более крупные и менее измененные. Встречаются также обломки гранитоидов (0—5%), кварцитов (0—4%), известняков (0—4%), кварцево-слюдистых сланцев. Среди кристаллокластов преобладают полевые шпаты (20—45%), представлены преимущественно плагиоклазами (18—40%), андезином (№ 37—44) и реже олиго-

клазом (№ 17—20). Встречаются свежие и измененные (серицитизированные, карбонатизированные) разности; последние обычно преобладают. Форма зерен округло-угловатая, нередко—угловатая. Последняя обычно характерна для свежих плагиоклазов. Содержание калий-натриевых полевых шпатов небольшое (до 4%); по ним также развивается тонкоагрегатное глинистое вещество. Кварц (2—10%) имеет округло-угловатую форму. Размер зерен обычно не превышает 0,6 *мм*. С юга (бассейн р. Азат) на север—северо-запад (бассейн р. Раздан) содержание кварца постепенно увеличивается. Биотит (до 2%) представлен буровато-коричневыми, реже зелеными чешуйками. Иногда они деформированы. Кроме того, в тяжелой фракции отмечены (в убывающем порядке): магнетит (5—70%), гематит (2—23%), биотит (4—30%, часто 10—15%), эпидот, обыкновенная роговая обманка, пирит, барит, целестин, авгит, циркон, гранаты, цоизит, актинолит, глаукофан, сфен, рутил, мусковит, турмалин, апатит.

В ацаванском и шорахбюрском разрезах обыкновенной роговой обманки больше, чем эпидота. На разданской площади увеличивается содержание эпидота. Здесь возрастает также содержание барита и целестина. В легкой фракции, кроме полевых шпатов, обломков пород и кварца в небольших количествах встречаются хлориты, глауконит, реже—цеолиты и гипс, раковины фораминифер, обломки макрофауны и обугливщийся растительный детрит.

Состав цемента в основном карбонатно-глинистый, реже глинисто-карбонатный. Песчаники с глинисто-карбонатным цементом чаще встречаются в верхней части разреза свиты. Тип цементации поровый, реже контактовый и базальный. Карбонатное вещество представлено мелкозернистым, реже крупнозернистым кристаллическим кальцитом с незначительной примесью доломита. Содержание его колеблется от 1 до 42% (обычно 4—12%), в шаровидных и эллипсоидальных конкрециях составляет 31—40%. Количество глинистого (хлоритизированного) вещества составляет 2—39%, часто 12—20%. С юга (бассейн р. Азат) на север и северо-запад количество карбонатного материала постепенно уменьшается.

По данным валового химического анализа, содержание SiO_2 колеблется от 38,68 до 58,47%, CaO—от 3,88 до 20,47. Отношение $\frac{SiO_2}{CaO} = 1{,}88-17{,}07$; $\frac{SiO_2}{Al_2O_3} = 2{,}6-3{,}4$; $\frac{CaO}{MgO} = 1{,}65-15{,}50$; $\frac{Na_2O}{K_2O} = 0{,}9-1{,}5$.

Результаты химического анализа солянокислых вытяжек указывают на небольшое содержание доломита и сидерита.

Вторая разновидность граувакк, средне- и мелкозернистая, распространена в ацаванском, а также в нижней (флишоидной) и верхней (песчано-глинистой) частях других разрезов.

В отличие от вышеописанных песчаников они обычно среднеслоистые и в них относительно реже встречаются шаровые и эллипсоидальные отдельности (отмечены только в ацаванском разрезе). В гранулометрическом их составе преобладает средне- и мелкозернистая псаммитовая фракция. Кроме двувершинных, встречаются также одновершинные кривые распределения фракций. Отсортированность несколько улучшается—So=3—5,7, часто 3—4; повышается (особенно в верхней части свиты) содержание карбонатного цемента.

Алевролиты на южном крыле Ацаванской синклинали составляют 13—15% разреза, на северо-западном крыле Шорахбюрской антиклинали—6—8%, а в скважинах в бассейне р. Раздан—10—12%.

Порода серая, светло-серая, с желтым, бурым оттенком (образцы из естественных обнажений), темно-серая, реже светло-серая, зеленовато-серая (образцы из скважин); плотная, реже сравнительно рыхлая, слабо сцементированная (особенно в естественных обнажениях). В алевролитах обычно наблюдается горизонтальная, реже горизонтально-волнистая, в единичных случаях— косая слоистость. Мощность слоев колеблется от 0,1 до 3 *м*, часто составляет 0,2—0,4 *м*. Массивнослоистые алевролиты встречаются лишь на южном крыле Ацаванской синклинали. Содержат шаровидные карбонатно-песчаные конкреции. Медианный размер зерен алевролитов колеблется от 0,011 до 0,05 *мм*. Степень отсортированности пород в основном средняя. Коэффициент сортировки колеблется от 1,5 до 4,4, часто составляет 3—3,5. Форма зерен угловатая, округло-угловатая. В составе обломочного материала установлены: плагиоклазы и калий-натриевые полевые шпаты (45—65%); первые преобладают; обломки эффузивных пород (до 50%) основного, среднего и, реже, кислого составов, силицитов, кварц (1—18%, часто 2—8%). Кроме того, в шлифах отмечены биотит (до 5%), амфиболы (до 1%), магнетит, гематит, пирит, хлорит, глауконит, обуглившиеся растительные остатки. В тяжелой фракции встречаются также (в убывающем порядке): пирит, магнетит, эпидот, биотит, гематит, циркон, гидроокислы железа, цоизит, барит, целестин, обыкновенная роговая обманка, гранаты, актинолит, авгит, диопсид, мусковит, глаукофан, сфен. В легкой фракции, кроме породообразующих компонентов, встречаются хлорит и глауконит.

Состав цемента карбонатно-глинистый и карбонатный с примесью глинистого вещества. Содержание глинистого цемента составляет 9—32%, часто 15—22%, карбонатного—1,44—42,0, часто—4—12%. Тип цементации поровый, базальный.

Содержание SiO_2 составляет 39,0%, CaO — 19,54%. Отношение $\frac{SiO_2}{CaO}=2$; $\frac{SiO_2}{Al_2O_3}=4{,}59$; $\frac{CaO}{MgO}=4{,}88$; $\frac{Na_2O}{K_2O}=1{,}17$.

Глины составляют около 60% отложений шлировой формации. Они обычно светло-серого и буровато-серого цвета; окраска равномерная. Выветрелая поверхность глин имеет желтовато-бурый цвет. Часто встречаются обуглившиеся растительные остатки (стебли, листья и т. д.) и шарообразные стяжения пирита. В трещинах отмечены прожилки гипергенного гипса; в верхней части свиты глины интенсивно огипсованы; здесь гипс представлен хемогенной разностью. Иногда встречаются образцы глин, представляющие собой шаровидную отдельность концентрического строения (разновидность текстуры «конус—в конус»); концентры состоят из одного и того же глинистого материала, но их плоскости ориентированы различно.

Глины обычно плотные, но хорошо размокают в воде, образуя пастообразную массу. Встречаются сильно песчанистые, алевритовые и алевритистые разности глин. Излом неровный, иногда раковистый. Средняя карбонатность глин по всем изученным разрезам составляет около 18%, причем вверх по разрезу она заметно возрастает.

Глины наиболее детально изучены в разрезах Аванской опорной скважины, Егвардской скважины и в разрезе Шорахбюрской антиклинали. По этим разрезам и дается их описание.

Средний гранулометрический состав глин по трем разрезам: фр. <0,001 *мм*—50%; 0,001—0,01—30%; 0,01—0,1—20%; >0,1—10%. Структуры мегапелитовые, лептопелитовые, алевропелитовые; текстуры—слабо ориентированные, ориентированные и пятнистые (последние вызваны неравномерным распределением гидроокислов железа).

Песчаные и алевритовые частицы распределены в породе равномерно; представлены измененными в различной степени полевыми шпатами, кварцем, биотитом, хлоритом, вулканическим стеклом и обломками эффузивных, реже осадочных пород.

Цвет серый, желтовато-серый, В основной массе много рассеянного тонкозернистого кальцита. Часто встречаются раковины мелких фораминифер, заполненные или нацело замещенные диагенетическим пиритом. Гидроокислы железа присутствуют в виде отдельных скоплений и примазок. Весьма обычна (особенно в глинах аванского разреза) значительная примесь пеплового материала (по-видимому, перерожденного в монтмориллонит); на фоне глинистой массы (которая в проходящем свете имеет желтовато-серые тона) обнаруживается темно-бурым цветом и причудливыми узорами, нарушающими слабоориентированную текстуру терригенной основы. Пепловый материал легко можно принять за налеты гидроокислов железа, однако в отраженном свете он бесцветен и почти сливается с терригенной глинистой массой.

В крупных фракциях глин установлены те же неглинистые минералы, что и в песчаниках; поэтому здесь отметим лишь характерные особенности минерального состава крупных фракций глин сравнительно с песчаниками. К ним можно отнести: повышенное содержание эпидота, биотита, мусковита, хлорита и более глубокое изменение минералов легкой фракции, в частности полевых шпатов (во многих образцах легкая фракция представлена нацело разложенными плагиоклазами и обломками пород). Весьма характерно сходство глинистых минералов глинистого цемента песчаников и самих глин.

По данным рентгеноструктурного анализа основным компонентом глин является диоктаэдрический монтмориллонит. Последний фиксируется на рентгенограммах насыщенных глицерином образцов по серии рефлексов с d=18Å, 8,9Å и т. д. После прокаливания на рентгенограммах появляются линии с d=10Å; 4,9Å; 3,38Å и т. д. Кроме того, в них содержится примесь гидрослюды и хлорита. О наличии последнего свидетельствует линия с d =14Å на рентгенограммах естественных и обработанных образцов; гидрослюда фиксируется по наличию на рентгенограммах естественных и обработанных образцов серии рефлексов с d (001)=10Å. Параметры элементарной ячейки монтмориллонита (определены в результате электронографического анализа двух образцов монтмориллонитовых глин) имеют следующие значения: a=5,17 *кх*, $в$=8,96 *кх*, c=10 *кх*., $\beta \sim 100°$.

Дифференциальные кривые характерны для монтмориллонитовых глин; на некоторых фиксируется примесь гидрослюды и хлорита (значительно меньшая интенсивность первого эндоэффекта, более резко выраженный второй эндотермический пик и т. д.) На электронномикроскопических снимках образцов глин из самых верхних горизонтов шлировой формации присутствуют редкие игольчатые кристаллики палыгорскита, наличие которого подтверждается данными рентгеноструктурного анализа.

Таким образом, для шорахбюрской свиты намечаются гидрослюда-хлорит-монтмориллонитовая и палыгорскит-гидрослюда-хлорит-монтмориллонитовая ассоциация глинистых минералов.

Первая характерна для всей формации, вторая—только для ее верхних горизонтов. Глины шорахбюрской свиты отличаются большим содержанием щелочных земель, влаги ($H_2O^+ + H_2O^-$), высоким значением отношения SiO_2/R_2O (3,9—4,1) и незначительным содержанием суммы щелочей.

Результаты полного силикатного анализа шорахбюрских глин приводятся в табл. 122.

Таблица 122

Химический состав глин

Окислы в %	Номера образцов					
	2076	2079	2693а	1480	1793	1630
SiO_2	48,84	47,06	48,98	45,78	46,68	46,46
TiO_2	0,52	0,15	0,67	0,60	0,68	0,68
Al_2O_3	28,94	19,98	18,54	17,95	17,01	19,88
Fe_2O_3	0,47	2,47	3,33	4,57	4,91	2,84
FeO	4,30	2,30	3,30	5,46	2,91	2,07
MnO	0,06	0,01	0,03	0,03	0,04	0,06
CaO	3,90	4,00	3,02	3,41	3,49	3,15
MgO	3,51	2,74	3,34	2,83	2,15	3,62
Na_2O	2,60	1,83	2,63	1,42	1,53	1,89
K_2O	1,77	0,95	2,95	2,48	3,55	2,08
H_2O	8,00	10,0	8,24	10,79	14,16	11,58
п.п.п.	6,97	7,31	5,65	8,11	4,16	5,45
P_2O_5	0,20	0,06	0,20	—	0,04	0,29
SO_3	0,08	0,09	0,21	0,16	0,08	0,09

Карбонатные породы

Известняки. Органогенные известняки распространены на северо-западном крыле Шорахбюрской антиклинали; здесь в верхней части разреза, небольшими островками, вытянутыми в юго-западном направлении (развалины с. Шорахбюр—с. Толк), наблюдаются скопления (банки) органогенных известняков размером от 3×5 *м* до 8×15 *м*. Средняя высота составляет 0,8—2 *м*. Они сложены рифовыми и ракушняковыми (органогенно-детритовыми) известняками, причем рифовые известняки иногда залегают на органогенно-детритовых.

Органогенно-детритовые известняки светло-желтые, светло-серые, плотные, иногда сравнительно слабо сцементированные породы. Основная масса представлена мелко- и крупнозернистым кристаллическим кальцитом с незначительной примесью глинистого материала. В нем распределены раковины и обломки раковин гастропод, пелеципод, реже нуммулитов, кораллов. Макроскопически эффектно выделяются в породе крупные гастроподы (Natica).

Кластическая часть имеет псаммитовую размерность, составляет 2—8% породы и представлена полевыми шпатами, обломками пород, реже кварцем. Мощность слоев (линз) составляет 0,4—1 *м*.

Известняки рифовые встречаются в виде небольших банок в верхней и средней частях разреза (в песчаной подсвите и на контакте его с глинистой подсвитой).

Порода желтовато-белая, светло-желтая, очень плотная, массивная. Нередко в известняках наблюдаются скопления (колонии и одиночные образования) шестилучевых кораллов. Излом породы зернистый, сахаровидный. Трубки (канальца) кораллов часто перекристаллизованы, нередко заполнены арагонитом. Микроскопически порода представлена средне- и крупнозернистым кристаллическим кальцитом. В основной массе изредка наблюдаются своеобразные причудливые образования, представленные темным микрозернистым карбонатным материалом. В них встречаются кружочки (иногда вытянутой формы), заполненные

кристаллическим кальцитом основной массы. Содержание обломочного материала в породе не превышает 1%.

По данным химического анализа рифового известняка (обр. 50, р-10), содержание SiO_2 составляет 1,04%; CaO—52,58%, отношение $\frac{SiO_2}{CaO}=0{,}02$; $\frac{SiO_2}{Al_2O_3}=3{,}58$; $\frac{CaO}{MgO}=60{,}44$.

ПОДЗОНА ШАГАПСКОЙ СИНКЛИНАЛИ

Синклиналь сложена почти исключительно палеогеновыми морскими осадочными отложениями. От палеогеновых отложений (особенно средне-верхнеэоценовых) Приереванского прогиба (на западе) и Айодзорского синклинория (на востоке) они отличаются сравнительно незначительными мощностями, повышенным содержанием карбонатного вещества и малой примесью пирокластического материала. Типы формаций отложений Шагапской синклинали приведены в табл. 123.

ФЛИШЕВАЯ ФОРМАЦИЯ (ДАНИЙ—ЭОЦЕН)

Отличается от флишевой формации Приереванского прогиба наличием высококарбонатных пород и меньшей насыщенностью пирокластическим материалом, а от своего аналога в пределах Айоцдзорского синклинория—отсутствием вулканогенных и типичных пирокластических пород и незначительными мощностями. Она состоит из трех субформаций: терригенно-карбонатной, пирокласто-осадочной и карбонатно-терригенной).

Терригенно-карбонатная флишоидная субформация (нижний эоцен)

Отложения терригенно-карбонатной субформации распространены на южном борту синклинали (северный склон Урцского хребта), где они непрерывной полосой протягиваются с запада на восток. Представлены конгломератами, алевролитами и органогенными известняками. Общая мощность 75 *м*.

Известняки

В разрезе субформации распространены значительнее, чем остальные типы пород*. Среди них выделяются органогенно-обломочные и органогенные (цельнораковинно-детритовые) известняки.

Известняки органогенно-обломочные песчано-гравийные. Желтые, светло-серые, желтовато-розовые, плотные, горизонтально слоистые породы. Мощность слоев колеблется от 0,3 до 1,5 *м*. В основной массе рассеяны угловатые гравийные зерна темно-серых известняков и кремня, реже отмечены гальки размером 1—4 *см*. Основ-

* Терригенные породы в составе субформации представлены, в основном алевролитами, на долю которых приходится около 5% общей ее мощности; они изучены слабо и поэтому описание их не приводится.

Ряды формаций палеогеновых отложений Шагапской синклинали

Таблица 123

Тектонический этап	Подэтап	Формационный комплекс	Формации и субформации	Мощности в *м*	Главные типы пород	Обстановка накопления
Альпийский	Среднеальпийский	Раннеорогенный	Шлировая Pg_3^{1-2}	600	Глины, песчаники, алевролиты, мергели, известняки	Морская мелководная
		Позднегеосинклинальный	Флишевая с субформациями:			
			Карбонатно-терригенная флишоидная Pg_2^3	300	Песчаники, глины, мергели, известняки	Морская умеренно глубоководная
			Пирокласто-осадочная флишоидная Pg_2^2	300	Песчаники, алевролиты, мергели, известняки	
			Терригенно-карбонатная Pg_2^1	80	Известняки, алевролиты	

Таблица 124

Характеристика разрезов осадочных формаций Шагапской синклинали

Формации и субформации	Местоположение разреза	Главные /формациеобразующие/ типы пород	Мощность в м	Возраст	Условия залегания на подстилающей формации/субформации/ и возраст последней
Шлировая формация	Шагапская синклиналь, в районе с. Шагап	Глины, песчаники, алевролиты, известняки	550	Pg_3^{1-2}	Согласное на Pg_2^3
Флишевая формация					
а) карбонатно-терригенная субформация		Глины, алевролиты, песчаники, мергели, известняки	300	Pg_2^3	Согласное на Pg_2^2
б) пирокласто- осадочная субформация		Туфопесчаники, алевролиты, мергели, известняки, глины, песчаники	300	$Pg_2^2 — Pg_2^1$	Согласное на Pg_2^1
в) терригенно-карбонатная субформация		Известняки, мергели, алевролиты, гравелиты, конгломераты	75	Pg_2^1	Несогласное на Pz_{2-3}

ная масса представлена микрозернистым, участками перекристаллизованным среднезернистым кальцитом. Часто встречаются известковые раковины (цельные и детрит) фораминифер: глобигерин, дискоциклин, реже нуммулитов. Обломочная часть представлена полуокатанными обломками известняков, часто микрозернистых, реже светлых, органогенных (коралловых, мшнаковых, водорослевых, вероятно более молодого возраста). Обломки известняков составляют 60—80% обломочной части пород.

Сравнительно часто встречаются также обломки кварцитов, зерна полевых шпатов, кварца, угловатой и угловато-округлой формы. Отмечаются скопления гидроокислов железа, иногда заполняющих ядра раковин. В тяжелой фракции терригенной примеси отмечены: (в убывающем порядке): гидроокислы железа, гематит, циркон, эпидот, гранаты (бесцветные и коричневые), авгит-диопсид, барит-целестин, магнетит, цоизит, рутил.

Известняки органогенные цельнораковинно-детритовые, обогащенные алеврито-песчаным материалом, представлены желтовато-серой, тонко- и среднеслоистой (8—20 *см*), реже грубослоистой породой. Основной составной частью породы являются известковые раковины микрофауны (цельные, реже детрит), представленные дискоциклинами, реже нуммулитами и мелкими гастроподами. Цельные раковины иногда слабо окатаны. Встречаются также полуокатанные обломки водорослевых мшанковых известняков и округлые обломки темно-серых микрозернистых разностей. Иногда обломки микрозернистых известняков покрыты пленкой гидроокислов железа. В небольшом количестве отмечены угловатые, полуокатанные корродированные зерна полевых шпатов и кварца.

Основная цементирующая масса (45—60%) представлена преимущественно перекристаллизованным средне- и мелкозернистым кальцитом. Содержание гидроокислов железа (встречаются в виде каемок, мелких скоплений) составляет 5—15%. Кроме того, отмечены магнетит, гематит и пирит.

Пирокласто-осадочная флишоидная субформация (средний эоцен)

Отложения субформации распространены на левом берегу р. Шагап, где мощность их достигает 300 *м*. Представлены в основном песчаниками, алевролитами, мергелями, известняками, собранными в серию ритмопачек. В составе субформации типичные пирокластические породы отсутствуют, однако во всех типах пород содержится значительная примесь пирокластического материала.

Терригенные породы

Песчаники полимиктовые разнозернистые; различаются песчаники с рыхлым цементом, состоящим из гидроокислов железа и глинистого вещества с примесью кальцита, и песчаники, в которых цемент состоит из карбоната и анальцима. Мелко-крупнозернистые, слабо сцементированные (в естественных обнажениях почти рыхлые) песчаники желтовато-бурого цвета, распространены в нижней и верхней частях разреза субформации; в глинистых пачках залегают в виде маломощных (5—8 *см*) слоев. Цементирующий материал состоит из гидроокислов железа с примесью глинистого вещества; содержит также мелкие скопления

пирита. Тип цементации базально-поровый, поровый и контактовый. Размер песчаных частиц колеблется в пределах 0,2—1,5 *мм* и обычно составляет 0,3—0,7 *мм*. Степень отсортированности низкая, средняя. Обломочная часть состоит из плагиоклазов олигоклаз-андезинового ряда, реже микроклина. Зерна полевых шпатов часто трещиноватые; трещины заполнены гидроокислами железа: подчиненное значение имеют обломки пород, кварц, обыкновенная роговая обманка, гидроокислы железа, гематит, циркон, биотит, авгит, диопсид, гранаты.

Песчаники разнозернистые с карбонатным цементом и значительной примесью цеолитов имеют сравнительно большое распространение в средней части разреза. Серые, буровато-серые, буровато-коричневые тонкослоистые (1—5 *см*) плотные породы; на поверхностях напластования нередко отмечаются биоглифы.

Структура разнозернистая; содержание всех песчаных фракций почти равное. Содержание карбонатного вещества достигает 31,68%. Степень отсортированности пород низкая: So колеблется от 5 до 7. Тип цементации поровый, базально-поровый; цемент представлен карбонатным веществом со значительной примесью анальцима. Вероятно, анальцим является продуктом изменения пирокластического материала. Карбонатное вещество состоит из мелко- и крупнозернистого перекристаллизованного кальцита. Обломочная часть песчаников представлена (в убывающем порядке): обломками эффузивных пород кислого и основного состава, вулканическим стеклом, плагиоклазами (олигоклаз-андезинового ряда), кварцем, биотитом, амфиболами, авгитом, хлоритом, пиритом, гидроокислами железа. В тяжелой фракции встречаются (в убывающем порядке): авгит, диопсид, магнетит, обыкновенная роговая обманка, биотит, гематит, гидроокислы железа, эпидот.

По данным полного силикатного анализа, содержание SiO_2 составляет 38,02%; Fe_2O_3—3,57%; CaO—18,2%; Na_2O—2,80%; отношение $\frac{SiO_2}{Al_2O_3} = 2{,}40$; $\frac{Fe_2O_3}{FeO} = 3{,}07$; $\frac{CaO}{MgO} = 22{,}75$; $\frac{Na_2O}{K_2O} = 1{,}33$.

Алевролиты встречаются в нижней части разреза; они известковистые, серые с желтоватым или зеленоватым оттенком. Среди алевролитов выделяются сравнительно рыхлые (менее известковые), массивнослоистые и плотные (более известковые), тонкослоистые разности. Слоистость горизонтальная. На нижних поверхностях слоев плотных алевролитов наблюдаются биоглифы. Структура алевритовая. В сравнительно слабо сцементированных разновидностях содержание песчаной фракции увеличивается. Степень отсортированности пород высокая; значение So колеблется от 2,23 до 2,64. Порода часто крупноалевритовая, Md составляет 0,056—0,063 *мм*. Цемент глинисто-карбонатный, тип цементации порово-базальный, базальный. Нередко цементирующий материал составляет 50—60% площади шлифа. Обломочная часть породы представлена: полевыми шпатами (преимущественно плагиоклазами), кварцем, обломками кремнистых пород и известняков, деформированными пластинками биотита, амфиболами. Встречаются мелкие скопления хлорита и глауконита. Тяжелая фракция состоит (в убывающем порядке) из магнетита, барита, целестина, биотита, обыкновенной роговой обманки, гематита, гидроокислов железа, гранатов, эпидота, сфена.

Карбонатные породы

Мергели являются наиболее распространенной породой.

В нижней и средней частях разреза преобладают менее известко-

Таблица 125

Минеральный состав пород формаций Шаганской синклинали

Название формаций, субформаций.	№ обр.	Название пород	Растворимая часть в %	Выход тяжелой фракции в %	Легкая фракция							Тяжелая фракция															
					Обломки пород	Вулканичес. стекла	Полевые шпаты	Кварц	Хлорит	Халцедон	Разложен. частицы	Гранат	Циркон	Сфен	Эпидот	Цоизит	Биотит	Авгит	Базальтич. рог. обм.	Обыкновен. рог. обм.	Актинолит	Магнетит	Ильменит	Гематит	Гидрооксиды железа	Пирит	Барит+Целестин
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
НИЖНЯЯ МОЛАССОВАЯ (ШЛИРОВАЯ)	1/82	Песчаник полимиктовый алевритово-глинистый известковистый	6,72	6,40	—	2,0	31,0	3,0	1,0	—	63,0	0,5	1,5	+	5,0	1,0	—	2,0	5,0	30,0	2,0	43,0	—	5,0	5,0	—	—
	1/87	Алевролит глинисто-песчанистый известковистый	5,4	0,5	—	0,5	11,0	3,0	0,5	—	85,0	2,0	1,5	—	3,0	0,5	12,0	—	—	6,0	1,0	35,0	—	6,0	20,0	—	13,0
	1/77	Глина известков. песчанисто-алевритистая	17,60	0,9	—	—	9,0	1,0	—	—	90,0	1,0	1,5	—	3,0	0,5	1,5	—	—	2,0	—	5,0	—	5,0	80,5	—	—
	1/71	Известняк органогенный	93,76	0,8	—	—	9,0	1,5	0,5	—	89,0	1,5	—	—	0,5	—	—	3,0	4,0	55,0	—	4,0	—	—	32,0	—	—
КАРБОНАТНО-ТЕРРИГЕННАЯ ФЛИШОИДНАЯ	1/58	Песчаник полимиктовый разнозерн. с базальным карбонатным цементом.	36,16	4,1	60,0	—	35,0	5,7	—	—	—	1,0	1,5	—	1,0	—	8,0	1,5	—	40,0	—	42,0	1,0	—	4,0	—	—
	1/60	Глина песчано-алевритовая, известковистая	15,36	0,1	8,0	2,0	—	—	—	—	90,0	1,0	2,5	—	2,5	0,5	3,0	—	—	1,5	—	71,0	—	8,0	10,0	—	—
	1/51	Мергель песчано-алевритистый	43,20	0,2	—	—	17,0	3,0	—	—	80,0	+	—	1,0	—	—	6,0	—	—	3,0	—	2,0	—	—	73,0	5,0	10,0
	1/47	Известняк органогенный	98,24	2,57	—	—	38,0	4,0	4,0	—	54,0	—	—	—	—	—	—	—	—	1,0	—	—	—	5,0	80,0	—	14,0

Продолжение таблицы 125

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
ПИРОКЛАСТО-ОСАДОЧНАЯ ФЛИШОИДНАЯ	1/36	Песчаник полимиктовый разнозернистый, с анальцимокарбонатным цементом	31,68	5,3	—	3,0	15,0	2,0	—	—	8,0	—	—	—	1,0	—	3,0	48,0	—	8,0	—	38,5	1,0	0,5	—	—	+
	1/25	Алевролит полимиктовый глинистый	8,32	0,2	—	—	6,0	1,0	—	—	93,0	0,5	0,5	—	—	—	2,0	+	—	5,0	—	84,5	1,4	6,0	+	+	—
	1/38	Глина известковая с примесью пепла	25,92	0,2	—	5,0	9,0	1,0	—	—	85,0	—	—	—	1,5	—	5,0	33,0	—	0,5	—	50,0	1,0	—	8,0	1,0	+
	1/31	Мергель алевритистый песчанистый	39,04	0,2	—	—	12,0	3,0	—	—	85,0	—	0,5	—	1,0	0,5	—	5,0	—	10,0	—	60,0	1,0	2,0	1,0	19,0	—
	1/44	Известняк органогенно-детритовый алевритисто-песчаный	51,20	0,2	—	—	10,0	1,0	—	—	89,0	—	—	—	+	—	1,5	—	—	1,0	—	—	—	—	97,5	—	—
ТЕРРИГЕННО-КАРБОНАТНАЯ ФЛИШОИДНАЯ	1/18	Известняк алевропесчаный железистый	53,44	2,0	—	—	8,0	2,0	—	1,0	89,0	0,5	+	+	+	—	—	—	—	—	+	30,0	1,5	5,0	62,0	1,0	—
	1/13	Известняк органогенный алевритистый	67,84	2,8	—	—	25,0	1,5	—	—	73,0	0,5	0,5	+	—	—	—	—	—	—	—	43,0	1,0	5,0	47,0	3,0	—
	1/4	Известняк органогенный	78,40	0,3	10,0	—	20,0	5,0	—	—	65,0	2,5	7,0	—	4,0	1,0	—	2,5	—	—	—	1,0	—	5,0	76,5	—	2,5

вые, глинистые (содержание $CaCO_3$ составляет 30—50%) мергели, а в верхней части—более известковые ($CaCO_3$ составляет 50—70%); глинистые мергели темно-серые, зеленовато-серые, а известковые—желтовато-серые, светло-серые. Глинистые мергели мелкокусковатые, известковые же—крупнокусковатые, более плотные. Породы средне- и массивнослоистые; слоистость горизонтальная. Структура алевро-пелитовая. Основная масса представлена пелитоморфным мелко-зернистым карбонатным веществом с глинистой примесью. Отмечаются мелкие, нередко шаровидные, образования, состоящие из перекристаллизованного кальцита. Встречаются также раковины известковой микрофауны, ядра которых обычно заполнены хлоритом, глауконитом, пиритом. Обломочная часть составляет 10—15% объема породы; она имеет алевритовую размерность и представлена полевыми шпатами, кварцем, обломками эффузивных пород. В глинистых мергелях встречаются крупные пирокласты угловатой формы.

Известняки органогенные. Выделяются три разновидности: гравийно-песчаные, песчано-алевритовые (с примесью туфового материала) и почти лишенные терригенной примеси.

Органогенные, цельнораковинно-детритовые известняки с гравийно-песчаной терригенной примесью встречаются в нижней части разреза. Плотная массивнослоистая (с мощностью слоев до 2,4 *м*) зеленовато-желтая порода; зеленоватый оттенок характерен для пород нижней части слоя. Здесь же преобладают гравийные, мелкогалечные обломки, нередко представленные известняками и кремнистыми породами. Характерно наличие грушевидных, цилиндрических, шаровидных мелких (диаметром до 4 *см*) карбонатных конкреций. Основная масса представлена мелкозернистым карбонатным веществом с редкими участками перекристаллизованного крупнозернистого кальцита. В породе часто встречаются раковины дискоциклин, нуммулитов, изредка более мелких фораминифер, обломки водорослевых, коралловых известняков. Отмечаются створки пелеципод, известковые стебельки морских лилий. Терригенная примесь (25%) представлена обломками кремнистых пород и известняков, кварцем, полевыми шпатами (преимущественно плагиоклазами), обломками эффузивных пород, туфа, кварцитов, реже зернами амфиболов и чешуйками биотита. Часто встречаются скопления хлорита, реже—глауконита. Тяжелая фракция состоит из магнетита, обыкновенной роговой обманки, гидроокислов железа, гематита, гранатов, эпидота, авгита, диопсида, циркона, цоизита, базальтической роговой обманки, сфена, турмалина.

Органогенные песчано-алевритовые известняки с примесью туфового материала встречаются в средней части разреза; имеют небольшое распространение. Макроскопически серые, светло-серые тонко- и среднеслоистые породы. Слоистость горизонтальная. На нижней поверхности слоев отмечаются биоглифы.

Терригенная часть составляет 20—30% объема породы, имеет песчано-алевритовую размерность и представлена полевыми шпатами (преимущественно плагиоклазами), обломками известняка, эффузивных пород и кварцитов, кварцем, эпидотом, амфиболами, биотитом. Наблюдаются мелкие скопления хлорита и глауконита. Рудные минералы представлены пиритом, магнетитом, гидроокислами железа.

Органогенные, цельнораковинно-детритовые, известняки встречаются в верхней части разреза. Представлены серовато-желтыми, буровато-желтыми, тонко- и среднеслоистыми, в самой верхней части разреза—массивнослоистыми породами. Обычно плотные, изредка встречаются сравнительно рыхлые, ракушнякоподобные разности. В массивно-

слоистых известняках наблюдаются полости размером от 1×1×1 *см* до 3×4×5 *см*, заполненные окисленным пиритом.

Основная связующая масса (25—30%) представлена микрозернистым, участками перекристаллизованным кальцитом. Значительную часть породы составляют раковины и детрит известковой фауны (преимущественно дискоциклин и нуммулитов), обломки коралловых и водорослевых известняков. Характерно незначительное содержание (до 4%) терригенной примеси песчано-алевритовой размерности (полевые шпаты, кварц, обломки кремня). Отмечаются мелкие скопления хлорита, глауконита.

Тяжелая фракция представлена гидроокислами железа (60—90%), пиритом (6—30%), гематитом, баритом, целестином.

Карбонатно-терригенная флишевая субформация (верхний эоцен)

По сравнению с другими членами флишевой формации, отложения карбонатно-терригенной субформации верхнего эоцена имеют наибольшее распространение. Развиты они на левом берегу р. Шагап, в районе сс. Ланджанист (Кадрлу), Шагап. Здесь мощность субформации составляет 238 *м*. Отложения карбонатно-терригенной субформации представлены песчаниками, алевролитами, глинами, известняками, образующими ряд ритмопачек, характер ритмичности которых показан на рис. 128, 129.

Терригенные породы

Граувакки встречаются в верхней части разреза. Представлены серыми, буровато-серыми мелко- и крупнослоистыми плотными породами, с биоглифами, часто встречающимися на нижних поверхностях слоев.

Структура породы алевро-псаммитовая. Форма зерен угловатая, округло-угловатая. Степень отсортированности плохая: S_0=4,8—5. Цемент карбонатный, тип—порово-базальный, поровый.

Обломочная часть представлена (в убывающем порядке) обломками эффузивных пород среднего, основного и кислого состава, полевыми шпатами, в основном плагиоклазами (№ 25—28), кварцем, обломками известняков. В тяжелой фракции встречаются (в убывающем порядке): магнетит, обыкновенная роговая обманка, биотит, гидроокислы железа, авгит, диопсид, циркон, эпидот, гранаты.

Глины распространены в верхней части разреза. Цвет серый с зеленоватым и буроватым оттенком. Слоистость горизонтальная, часто массивная. Содержание карбонатного материала колеблется от 15 до 25%. Частицы алевро-псаммитовой размерности составляют 29—36%. Основными глинистыми минералами являются монтмориллонит, гидрослюда и хлорит.

Карбонатные породы

Мергели являются наиболее распространенными породами. Среди них выделяются более известковые (с содержанием $CaCO_3$ до 42—48%) разности, встречающиеся в нижней части разреза и более глинистые, распространенные в верхней ее части. Цвет мергелей светло-серый, желтовато-серый и зеленовато-серый. Порода мелко- и среднекускова-

тая, с раковистым изломом. Обломочная часть породы составляет 15—25%; представлена полевыми шпатами, кварцем, обломками пород, фемическими минералами. Встречаются известковые раковины фораминифер, мелкие скопления хлорита и глауконита.

По данным химического анализа содержание SiO_2 составляет 31,5%, Fe_2O_3—3,44, CaO—25,4, отношение $\frac{SiO_2}{Al_2O_3}=3{,}08$; $\frac{Fe_2O_3}{FeO}=3{,}04$; $\frac{CaO}{MgO}=23{,}1$.

Известняки органогенные, цельнораковинно-детритовые, имеют большое распространение. Желтого, светло-серого, буровато-желтого цвета плотные породы с горизонтальной слоистостью. Мощность слоев колеблется от 0,15 до 3 *м*, обычно составляет 0,2—0,5 *м*. В верхней части слоев массивнослоистые известняки более алевритистые и разбиты по напластованию на тонкие плитки мощностью до 3 *см*. Основная масса известняков представлена микрозернистым кальцитом с перекристаллизованными участками. В породе преобладают раковины (часто цельные) нуммулитов и дискоциклин. Встречаются пелециподы (нередко гиганты-устрицы длиной до 23 *см*), кораллы. Наблюдаются обломки водорослевых известняков. В массивно-слоистых известняках нижней части разреза редко отмечаются друзы барита и целестина. Содержание $CaCO_3$ в известняках высокое (часто достигает 90—98%). Обломочная часть имеет алевритовую размерность; представлена полевыми шпатами, кварцем, обломками кварцита. Отмечаются мелкие скопления хлорита, глауконита, иногда заполняющие ядра фораминифер.

По данным химического анализа (обр. 1/54, алевритистый известняк), содержание SiO_2 составляет 2,51%, Fe_2O_3—0,89, CaO—35,9. Отношение $\frac{SiO_2}{Al_2O_3}=2{,}85$, $\frac{Fe_2O_3}{FeO}=1{,}23$, $\frac{CaO}{MgO}=3{,}07$.

Характерно сравнительно высокое содержание MgO и низкое значение отношения $\frac{CaO}{MgO}$.

НИЖНЯЯ МОЛАССОВАЯ (ШЛИРОВАЯ) ФОРМАЦИЯ (НИЖНИЙ—СРЕДНИЙ ОЛИГОЦЕН)

Отложения шлировой формации слагают центральную часть синклинали; развиты они на левом берегу р. Шагап, в районе одноименного села. Неполная (вследствие размыва) мощность формации здесь составляет 590 *м*. Отложения рассматриваемой формации представлены песчаниками (включающими характерные для шлировых формаций конкреции), алевролитами, глинами, мергелями, известняками. Нижняя часть разрезов формации характеризуется ритмичным наслоением указанных пород.

Терригенные породы

Песчаники и алевролиты. Граувакки. Серые с буроватым оттенком, горизонтально слоистые разнозернистые, полимиктовые породы с глинисто-карбонатным цементом. В разрезе формации они распространены весьма широко. Мощность слоев составляет 0,06—2 *м*, обычно 0,2—0,4 *м*. Тонкослоистые песчаники встречаются главным образом в нижней части разреза.

Выделяются сравнительно слабо сцементированные и плотные разновидности. В слабо сцементированных грубослоистых, массивно-слоистых песчаниках наблюдаются карбонатно-песчаные конкреции шарообразной и эллипсоидальной формы с диаметром 0,2—0,8 *м*. В плотных, сильно сцементированных песчаниках нередко (преимущественно в нижней части разреза) отмечаются биоглифы и механоглифы. Последние отмечены на нижних поверхностях слоев грубослоистых крупнозернистых песчаников.

Структура породы алевропсаммитовая; размеры обломочных частиц составляет 0,05—3 *мм*, часто 0,08—1 *мм*. Форма зерен округло-угловатая, полуокатанная, угловатая. Степень отсортированности зерен в основном низкая, с So от 5 до 6,15. Цемент карбонатный, глинисто-карбонатный; в слабо сцементированных разновидностях отмечается примесь гидроокислов железа. Тип цементации порово-базальный, поровый, реже контактовый. Встречаются единичные известковые раковины мелких фораминифер.

Основными компонентами обломочной части песчаников являются (в убывающем порядке): обломки эффузивных пород (среднего, основного и кислого состава), которые обычно преобладают в среднезернисто-грубозернистых песчаниках; полевые шпаты (преимущественно плагиоклазы), обломки известняков, кварцитов, кварц, реже—амфиболы (актинолит, обыкновенная роговая обманка), биотит, обломки вулканического стекла. В тяжелой фракции песчаников встречаются (в убывающем порядке) магнетит, обыкновенная роговая обманка, гидроокислы железа, биотит, гематит, эпидот, авгит, диопсид (в некоторых песчаниках, включающих песчано-карбонатные конкреции, содержание авгита и диопсида возрастает до 25—55%), актинолит, базальтическая роговая обманка, циркон, гранаты, сфен (табл. 125).

Содержание SiO_2, Fe_2O_3, CaO, CO_2 в слабо сцементированных песчаниках соответственно составляют: 44,15; 9,12; 9,74; 8,7%, в песчано-карбонатных конкрециях—35,67; 6,32; 21,30; 13,22%. По сравнению со слабо сцементированными вмещающими песчаниками, в песчано-карбонатных конкрециях содержания SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3 заметно уменьшаются. Отношение $\frac{SiO_2}{Al_2O_3}$ в слабо сцементированных песчаниках составляет 2,78, в песчано-карбонатных конкрециях—2,75; отношение $\frac{Fe_2O_3}{FeO}$ соответственно составляет 10,48 и 10,89, а $\frac{CaO}{MgO}$—3,00 и 21,30.

Алевролиты имеют ограниченное распространение, они серые, с желтым и зеленоватым оттенком, тонко- и среднеслоистые породы. Встречаются глинистые, мелкозернистые, зеленовато-серые и более песчаные, крупнозернистые алевролиты. Цемент породы карбонатно-глинистый, тип поровый или порово-базальный. Основными компонентами являются полевые шпаты, кварц, обломки пород, вулканическое стекло, хлорит. В тяжелой фракции встречаются (в убывающем порядке) магнетит, гидроокислы железа, барит, целестин, биотит, гематит, обыкновенная роговая обманка, эпидот, гранат, циркон, актинолит, цоизит.

Глины имеют широкое распространение в разрезе формации. Цвет их серый, зеленовато-серый, буровато-серый, серовато-зеленый; излом мелкокусковатый. Карбонатность колеблется от 17,60 до 28,16%. Характерно повышенное содержание обломочных частиц песчано-алевритовой фракции (20—30% объема породы). По данным термического и рентгеноструктурного анализов, основным породообразующим минералом

является монтмориллонит; имеется примесь гидрослюды и хлорита.

По данным химического анализа, содержание SiO_2=38,79%; Fe_2O_3=4,88; CaO=16,00. Отношение $\frac{SiO_2}{Al_2O_3}$ = 3,07, $\frac{Fe_2O_3}{FeO}$ =8,41; $\frac{CaO}{MgO}$ = 8,51; $\frac{Na_2O}{K_2O}$ =0,51.

Карбонатные породы

Мергели глинистые, песчано-алевритовые распространены в средней части разреза шлировой формации. Представлены серыми мелкокусковатыми средне- и грубослоистыми породами. Содержание карбонатного материала составляет 31,3—35%. Терригенная примесь (20—28%) имеет алеврито-песчаную размерность и полимиктовый состав. Встречаются раковины известковой микрофауны.

Известняки органогенно-детритовые распространены в средней и верхней частях разреза. Цвет желтый, желтовато-серый. Слоистость горизонтальная; породы мелко- и среднеслоистые. Выделяются органогенные, цельнораковинно-детритовые и рифовые (преимущественно коралловые) известняки; последние образуют мелкие банки.

Основная связующая масса органогенно-детритовых известняков представлена мелкозернистым, частично перекристаллизированным, кальцитом. Значительную часть породы (около 40%) составляют раковины известковых фораминифер, обломки водорослевых (литотамний) известняков, мшанок, кораллов и др. Терригенная часть имеет песчано-алевритовую размерность, составляет 3—5% объема породы. Представлена полевыми шпатами, кварцем, обломками пород. В рифовых (преимущественно коралловых) известняках терригенная примесь почти отсутствует.

ПОДЗОНА АЙОЦДЗОРСКОГО (ВАЙКСКОГО) СИНКЛИНОРИЯ

На юго-востоке Армянской ССР отложения палеогена слагают ряд крупных, параллельно протягивающихся в общекавказском направлении линейных структур: Урцско-Айоцдзорский антиклинорий (на юго-западе), Арпинскую синклиналь, Тексарскую антиклиналь и Варденисскую синклиналь (на северо-востоке).

Типы формаций палеогеновых отложений приведены в табл. 126.

ФЛИШЕВАЯ ФОРМАЦИЯ (ЭОЦЕН)

Разрез флишевой формации Айоцдзорского синклинория отличается от аналогичных разрезов Приереванского прогиба и Шагапской синклинали насыщенностью вулканогенными и вулканогенно-осадочными образованиями. Последние характерны для восточных участков синклинория; к западу вулканогенные породы сменяются вулканогенно-осадочными, а затем и осадочными отложениями. В этом же направлении отмечается резкое уменьшение мощностей палеогеновых отложений.

Терригенно-карбонатная флишоидная субформация (нижний эоцен)

Отложения терригенно-карбонатной субформации распространены в районе сс. Арени, Гандзак, Барцруни, Ахкенд, Таратумб; вскрыты также скважинами в районе сс. Заритап и Мартирос. Мощность их обычно не превышает 300 *м*.

Во многих пунктах они залегают с размывом на пелитоморфных известняках и известковых конгломератах верхнего мела (верхний сенон), а в скважинах у с. Заритап подстилаются терригенно-туфогенными породами коньяка.

Терригенные породы

Конгломераты обнажаются на Гандзакском и на Ага-Софинском участках, а также к западу от села Агаракадзор, где они чередуются с пластами грубозернистых известковистых песчаников. Слоистость конгломератов выражена нечетко. Структура псаммито-псефитовая, обычный размер галек 5—6 *см*, встречаются и более крупные. Большинство галек состоит из известняков реже—кварцитов и песчаников. Цемент известковистый и песчано-известковистый. Цвет породы светло-серый или желтовато-серый, пестрый. Тип цемента—поровый и контактово-поровый, структура—мелкокристаллическая, зернистая, псаммитовая.

Песчаники (составляют 25—30% толщи) средне- и тонко-зернистые, в нижней части толщи—грубозернистые. Цвет зеленоватый, светло-серый, коричневый, иногда пестрый. Слоистость горизонтальная. Отсортированность низкая; преобладают фракции 1,00—0,25 *мм* (от 20 до 21,6%), 0,25—0,05 *мм* (36,4—37,3%), 0,05—0,01 *мм* (40—42%). Карбонатность колеблется в пределах 12—19%. Структура псаммитовая, неравномернозернистая, крупно-, средне- и мелкозернистая, Песчаники местами окварцованы и пересечены трещинами, заполненными окислами железа и глинистым веществом. Основная масса обломочного материала представлена полевыми шпатами, кварцем, обломками кварцитов, песчаников, порфиритов; последние составляют более 80% объема породы.

Иммерсионным методом определены циркон (до 20%), кварц (до 25%), обломки силицитов (1—8, редко до 80%), авгит (до 3%), полевые шпаты (1—10, редко 20%), биотит (до 1%), эпидот (до 3%). Из аутигенных минералов установлены барит (1—40%), гидроокислы железа (до 100%), глауконит (до 20—35%) и пирит (до 90%).

Цемент песчаников (15—30%) известковистый, с примесью хлорита и глинистого материала; местами он пропитан гидроокислами железа. Тип цемента контактово-поровый, структура микрокристаллическая, неравномерно- и мелкозернистая.

Глины имеют незначительное распространение. В районе с. Гандзак отдельные пропластки глин (мощностью 2—3 *м*) подстилают плотные известняковые карнизы или переслаиваются с алевролитами и мергелями. Глины оскольчатые, часто оскольчато-слоистые, в разной степени алевритовые, серого, желтовато-серого цвета.

Отсортированность глин плохая, карбонатность колеблется в пределах 25—30%. Структура под микроскопом алевропелитовая, текстура тонкополосчатая, пятнистая или беспорядочная; участками наблюдаются многочисленные скопления гидроокислов железа. В основной массе крупные частицы составляют 10—35%; представлены они зернами полевых шпатов, кварца, чешуйками биотита и хлорита; встреча-

Ряды формаций палеогеновых отложений подзоны Айоцдзорского синклинория

Таблица 126

Тектонический этап	Подэтап	Формационный комплекс	Формации и субформации	Мощности в *м*	Главные типы пород	Обстановка накопления
Альпийский	Среднеальпийский	Раннеорогенный	Шлировая	150	Песчаники, глины, конгломераты, известняки	Морская прибрежная
		Позднегеосинклинальный	Флишевая с субформациями:			Морская умеренно глубоководная, местами мелководная
			карбонатно-терригенная флишоидная Pg_2^{2-3}	400	Глины, песчаники, конгломераты, известняки	
			пирокласто-осадочная флишевая Pg_2^2	1500	Туфопесчаники, конгломераты, глины, известняки	
			терригенно-карбонатная флишоидная Pg_2^1	300	Известняки, мергели, песчаники, глины	

Таблица 127

Характеристика разрезов осадочных формаций Айоцдзорского синклинория

Формации и субформации	Местонахождения разреза	Главные/формациеобразующие/типы пород	Мощность в *м*	Возраст	Условия залегания на подстилающей формации /субформации/ и возраст последней
Шлировая формация	В районе сс. Ахавнадзор, Намазалу, Ринд, Элпин, Зовашен	Глины, песчаники алевролиты, известняки	150	Pg_3^{1-2}	Согласное на Pg_2^3
Флишевая формация а) карбонатно-терригенная субформация	В районе сс. Малишка, Агавнадзор, Элпин, Ринд	Глины, алевролиты, песчаники, мергели, известняки, конгломераты	400	Pg_2^{2-3}	Согласное на Pg_2^2
б) пирокласто-осадочная субформация	В районе сс. Агаракадзор. Ахавнадзор, Элпин, Чива, Арпа, Малишка, Гандзак, Ехегнадзор, Гетап, Ринд	Туфопесчаники, туфоаргиллиты, туффиты, песчаники, алевролиты, глины, гравелиты	1500	Pg_2^2	Согласное на Pg_2^1 и несогласное на более древние отложения
в) терригенно-карбонатная субформация	В районе сс. Гандзак, Ахкенд, Таратумб, Арени	Известняки, мергели, песчаники, глины, алевролиты, гравелиты, конгломераты	300	Pg_2^1	Согласное на Cr_2 и несогласное на более древние отложения

ются раковины микроорганизмов, заполненные диагенетическим пиритом или хлоритом.

По данным рентгеноструктурного, электронномикроскопического и термического анализов, основными глинистыми минералами являются монтмориллонит, хлорит и гидрослюда. Указанные минералы находятся обычно почти в равных соотношениях, но иногда хлорита несколько меньше.

Карбонатные породы

Мергели широко распространены в юго-восточной части района. Цвет их серый, зеленовато-серый, розовато-коричневый, слоистость горизонтальная. Мощность отдельных слоев колеблется от 0,1 до 1 *м*. Структура породы преимущественно алевро-пелитовая, редко—псаммито-алевро-пелитовая. Обломочная примесь в основном представлена полевыми шпатами, кварцем, слюдами, пироксенами. Отмечаются мелкие скопления хлорита. Часто наблюдаются известковые раковины и детрит мелких фораминифер. Отмечены мелкие трещины, заполненные кальцитом, реже—гидроокислами железа. Содержание карбонатного материала составляет 35—40%.

Известняки органогенные и органогенно-обломочные, толстослоистые, серовато-желтые. Составляют более 50% общей мощности терригенно-карбонатной субформации. В толще известняков имеются прослойки глин мощностью 3—8 *см*. В нижней части толщи известняки обогащены терригенным материалом (в верхних горизонтах количество его доходит до минимума). В песчанистых красновато-бурых известняках отмечены мелкие линзочки (размером до 1—3 *см*) тонкозернистого песчаника и микроконкреции гидроокислов железа. Обломочные известняки частично окварцованы и пересечены системой тонких трещин, которые заполнены глинисто-карбонатным веществом с примесью окислов железа. Излом раковистый, структура органогенная, обломочная, неравномернозернистая, иногда криптокристаллическая, пелитоморфная. Часто встречаются раковины мелких фораминифер.

Пирокласто-осадочная флишоидная субформация (средний эоцен)

Наиболее полные разрезы субформации описаны на южном склоне г. Текеар, в районе с. Малишка, где мощность ее достигает около 1300 *м*. Характеризуется ритмичным наслоением пород, типичным для флишоидных толщ, но, в отличие от смежных субформаций, элементами ритма здесь являются не только осадочные, но и пирокластические породы. В составе субформации имеются также и вулканогенные породы.

Терригенные и вулканогенно-осадочные породы

Конгломераты и туфобрекчии неотсортированные, толстослоистые породы; составляют 35—38% от общей мощности субформации. Структура псефитовая, обломочная; отдельные обломки окатаны, но обычно они угловато-округлые или угловатые. Гальки и обломки состоят из эффузивных (андезиты), интрузивных и жильных пород, известняков, плотных известковых песчаников. Диаметр галек колеблется от 1 до

15 *см*, иногда встречаются и валуны (40—80 *см*). Окраска пород пестрая, местами желтовато-серая или зеленовато-серая.

Цемент (29—35%) песчанистый, с примесью кальцита и туфового материала. Цементация контактово-поровая, поровая. Структура цемента псаммитовая, неравномерно зернистая. В составе его отмечены: полевые шпаты, плагиоклазы, кварц, обыкновенная роговая обманка, хлорит, пирит, гидроокислы железа, вулканическое стекло, обломки различных изверженных пород. Из глинистых минералов установлены хлорит и гидрослюда. Снизу вверх по разрезу размерность обломочного материала уменьшается; крупногалечные конгломераты постепенно сменяются мелкогалечными, затем они переходят в грубозернистые туфопесчаники.

Туфопесчаники составляют 30—35% от общей мощности субформации. Распространены преимущественно в нижней и средней частях разреза. Слоистость горизонтальная, цвет светло-серый, зеленовато-серый.

По данным гранулометрического анализа, содержание фракции 1—0,5 *мм* составляет 2—10 %; 0,5—0,25 *мм*—25—35%; 0,25—0,05 *мм*—35—45%; 0,05—0,01 *мм*—10—15%. В районе с. Гандзак туфопесчаники становятся грубозернистее. Карбонатность пород низкая, составляет в среднем 6—14%. Структура псаммитовая, под микроскопом неравномернозернистая, средне- и мелкозернистая. Обломочная часть (65—80%) песчаников представлена обломками эффузивных пород (и их пирокластов), реже встречаются обломки интрузивных пород, полевые шпаты и кварц. В тяжелой фракции установлены авгит, диопсид, циркон, хлорит, лимонит, корунд, гематит, биотит, гидроокислы железа, пирит, обыкновенная роговая обманка, эпидот.

Цемент туфопесчаников (20—35%) состоит из туфового материала с примесью карбоната с криптокристаллической структурой. Тип цемента поровый, реже контактово-сгустковый.

Песчаники глинисто-известковистые буровато-серые, буровато-зеленоватые, полимиктовые, средне- или тонкозернистые, с горизонтальной слоистостью. Выделяются плотные и сравнительно слабо сцементированные разности. Структура алевро-псаммитовая. Обломочный материал составляют: обломки эффузивных, реже интрузивных пород, а также известняков и кварцитов (30—45%), плагиоклазы (15—20%), кварц (5—10%), реже авгит, гиперстен, биотит, хлорит; отмечен редкий детрит раковин микроорганизмов.

Цемент песчаников (15—40%) поровый, контактово-поровый, изредка базальный; представлен карбонатом с примесью глинистого, отчасти тонкозернистого туфогенного материала, нередко пропитанного гидроокислами железа. Структура цемента в основном мелкокристаллическая, тонкозернистая, пелитовая, неравномернозернистая.

Иммерсионным методом определены: авгит, магнетит, хлорит, биотит, обыкновенная роговая обманка, апатит, циркон. Из аутигенных установлены гидроокислы железа и барит.

Глины оскольчатые, часто со скорлуповатым изломом, слоистые, серого цвета, нередко с желтоватым оттенком. Содержание примеси песчаных фракций достигает 20—40%. Отмечены отпечатки растительных остатков; часто содержат раковины микроорганизмов. Иногда порода огипсована. Известковистость глин варьирует в пределах 20—35%. Структура под микроскопом лептопелитовая и алевропелитовая; текстура беспорядочная или слабо ориентированная. Крупные частицы представлены в основном полевыми шпатами. В глинистой массе много тонкодисперсного кальцита; отмечены участки, пропитанные гидроокис-

лами железа, а также раковины микроорганизмов, заполненные хлоритом, гидроокислами железа или кремнистым минералом. Пирокластический материал в глинах составляет 15—20%.

По данным рентгеноструктурного анализа, глины содержат монтмориллонит, хлорит и гидрослюду.

Карбонатные породы

Известняки рифовые, органогенные; встречаются большей частью в северной, центральной и юго-западной частях района. Порода с желтым или розоватым оттенком. Рифовые разности известняков светло-серые, мелкозернистые, крепкие. В них часто наблюдаются шестилучевые кораллы, реже нуммулиты. Местами прослеживаются жеоды арагонита или тонкие прожилки кальцита. Содержание $CaCO_3$ в известняках колеблется от 65 до 85%. Структура под микроскопом кристаллическая, кристалло-зернистая, неравномерно зернистая, в отдельных участках—обломочно-органогенная.

В некоторых разрезах (сс. Элпин, Ринд) известняки более песчаные; в отдельных горизонтах они обогащены хлоритом или глауконитом, вследствие чего порода приобретает зеленоватый оттенок.

Карбонатно-терригенная флишоидная субформация (средний—верхний эоцен)

Отложения субформации распространены в бассейне р. Арпа, в районе сс. Ехегнадзор и Малишка. Представлены осадочными породами, сгруппированными в серию мелких ритмов. Субформация подразделяется на несколько ритмоподсвит. Первая (нижняя) сложена известняками, известковистыми песчаниками и глинами. Вторая ритмоподсвита представлена глинами, песчаниками и грубообломочными породами. Третья (верхняя) ритмоподсвита сложена преимущественно известняками, песчаниками и плотными (аргиллитоподобными) глинами и конгломератами.

Терригенные породы

Конгломераты пользуются ограниченным распространением, представлены мелко- и среднегалечными разностями; встречаются в основном в верхних горизонтах субформации. Они нередко переслаиваются с грубозернистыми песчаниками, с которыми связаны постепенным переходом. Структура псефитовая, мелко- и среднегалечная. Слоистость выражена нечетко. Цвет конгломератов темно-серый, серовато-зеленый. Гальки представлены эффузивными породами (порфиритами), кварцитами, известняками, известковыми песчаниками, реже—жильными породами размером от 2—5 до 50—70 *см*. Нередко встречаются включения комков известковистых глин и конкреций рудных минералов и хлорита. Мелкая галька окатана лучше. Гальки эффузивных пород и туфогенных пород нередко изменены; продукты изменения представлены глинистым веществом и бурыми окислами железа.

Цемент конгломератов (20—35%) известково-туфовый с примесью песчаного и глинистого материала. Часто он пропитан гидроокислами железа.

Песчаники полимиктовые, известковистые, составляют 15—20% субформации. Цвет серый, темно-серый, коричневый, иногда зеленый.

Слоистость пород хорошо выражена. Мощность отдельных пачек колеблется в пределах 0,5—1 *м* и более. На плоскостях напластований пород наблюдаются ходы червей, отпечатки обуглившихся растительных остатков и раковин микроорганизмов. Отмечены микроконкреции рудных минералов и комки глин с примесью карбоната кальция. Крупнозернистая фракция в песчаниках составляет более 50% обломочного материала, в известковых разностях преобладают зерна средней и мелкой размерности; фракция 0,5—0,25 *мм* составляет 20—25%; 0,25—0,05 *мм*—более 35%; 0,05—0,01 *мм*—25—30%. В целом все разности песчаников субформации плохо отсортированы. Карбонатность пород составляет 20—23%. Структура пород псаммитовая, часто неравномерно зернистая. Обломки пород представлены порфиритами (25—30%), кварцитами, туфами (более 25%). Кроме того, отмечены полевые шпаты (20—25%), разложенные минералы. Часто обломки пород хлоритизированы и коалинитизированы.

Иммерсионным методом установлены: пирит, мусковит, хлорит, авгит, апатит, магнетит, лимонит, обыкновенная роговая обманка, эпидот, циркон; из аутигенных—барит и гидроокислы железа.

Цемент песчаников (15—30%) представлен кальцитом, пепловым и глинистым материалом с примесью хлорита; порода участками пропитана гидроокислами железа. Тип цементации контактово-поровый, поровый, редко—базальный. Структура цемента мелкозернистая.

Глины макроскопически почти не отличаются от (описанных выше) среднеэоценовых. Карбонатность их изменяется в пределах 20—30%. Структура под микроскопом лептопелитовая, текстура слабоориентированная, пятнистая. Последняя вызвана скоплениями гидроокислов железа. В глинистой основе отмечается примесь пирокластики и тонкозернистого кальцита. Остатки микроорганизмов частично замещены кремнистым веществом, иногда окисленным диагенетическим пиритом. По данным рентгеноструктурного анализа, глины содержат монтмориллонит, смешанно-слойный минерал типа гидрослюда-монтмориллонит, хлорит и гидрослюду. Породообразующими являются первые два минерала.

Карбонатные породы

Известняки рифовые и органогенные, распространены довольно широко, особенно в верхней и нижней частях толщи, где они переслаиваются с терригенными породами.

Цвет серый, желтовато-серый, часто с кремовым или розоватым оттенком. Слоистость местами выражена слабо. Нередко известняки очень плотные, благодаря чему (в частности, в районе сс. Ринд и Арени) образуют карнизы мощностью 0,2—1 *м*, реже до 3—5 *м* и более. Характерно наличие трещин, заполненных глинисто-карбонатным веществом и гидроокислами железа. Отмечены отпечатки обуглившихся растительных остатков. Весьма характерным является наличие органических остатков, в основном нуммулитов; размер раковин колеблется от долей до 1,5 *см* в диаметре; участками порода переполнена ими. Содержание $CaCO_3$ колеблется от 67 до 95%, выше по разрезу понижается до 50—54%. Структура известняков под микроскопом обломочная, органогенная, неравномерно зернистая, реже мелкозернистая (0,25—0,01 *мм*). В верхней части разреза известняки состоят из обломков или кристаллов кальцита терригенных частиц, ракушек фораминифер, нуммулитов и их детритов. Терригенная примесь составляет от 5 до 33% объема породы. Из некарбонатных минералов определены полевые

Минеральный состав отложений палеогена Айоцдзорского синклинория

Таблица 128

Формации, субформации и их возраст	№ образцов	Наименование пород	Карбонатность в %	Выход тяжелой фракции в %	Легкая фракция								Тяжелая фракция																				
					Аутигенные		Аллотигенные						Аутигенные				Аллотигенные																		
					Хлорит	Цеолиты	Вулканическ. стекло	Кварц	Плагиоклазы	Калиевые полевые шпаты	Обломки пород	Разложен. мин.	Пирит	Барит	Целестин	Гидроокислы железа	Разложен. минералы	Магнетит	Рудные (немагнит. мин.)	Халькопирит	Гранаты	Апатит	Сфен	Циркон	Авгит	Диопсид	Гиперстен	Обыкновен. роговая обманка	Базальтич. роговая обманка	Биотит	Мусковит	Эпидот и цоизит		
Нижняя молассовая (шлировая) (Олигоцен.)	4871	Конгломерат мелкогалечный с глинисто-известковым цементом	23,0	8,75	—	—	2,0	—	10,0	—	—	68,0	—	—	—	17,0	—	—	—	—	—	—	0,5	3,0	25,0	—	40,0	1,5	1,5	—	1,5	
	4859	Конгломерат мелкогалечный с алевритово-песчаным цементом	3,5	1,5	—	—	2,0	—	8,0	—	—	90,0	—	—	—	64,0	—	—	—	—	0,5	—	1,0	+	—	1,0	—	25,0	+	3,5	—	5,0	
	4855	» » »	4,2	1,5	—	—	3,0	—	7,0	—	—	90,0	—	—	—	35,0	—	—	—	—	1,0	—	1,5	—	—	—	—	57,0	—	1,5	1,5	2,5	
	4866	Песчаник полимиктовый неравномернозернистый	22,0	3,0	—	—	—	+	10,0	—	—	90,0	—	—	—	62,0	—	—	—	—	1,0	—	+	1,0	2,0	17,5	—	12,5	1,0	1,5	—	1,5	
	4864	Песчаник полимиктовый	32,0	5,0	—	—	1,5	—	12,5	—	—	86,0	—	—	—	40,0	—	—	—	—	1,0	—	1,5	+	—	—	—	56,0	+	1,5	—	+	
	5352	Песчаник полимиктовый	30,0	3,65	—	—	—	—	15,0	—	—	85,0	—	—	—	45,5	1,5	5,0	—	—	—	—	1,0	0,5	—	27,0	—	15,0	3,5	+	—	1,5	
	6740	Глина алевритовая	7,7	0,25	—	—	—	—	4,0	—	—	96,0	—	—	—	5,0	82,0	1,5	—	—	0,5	—	0,5	2,0	+	—	—	—	—	5,0	—	3,5	
	6739	Глина	8,0	0,02	—	—	—	—	3,0	—	—	97,0	—	—	—	7,5	87,0	+	—	—	0,5	—	—	+	—	—	—	—	—	5,0	—	+	
	6727	Глина алевритовая	12,8	0,25	—	—	—	—	10,0	—	—	90,0	—	—	—	17,0	70,0	3,0	—	—	0,5	—	0,3	1,5	0,2	—	—	—	—	5,0	—	2,5	
	6724	Известняк тонкозернистый	90,0	10,5	—	—	—	—	5,0	—	—	95,0	—	25,0	—	75,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	+	—	—	
	6723	Известняк пелитоморфный	80,0	0,10	—	—	—	—	3,0	—	—	97,0	—	1,5	—	80,0	7,0	1,5	—	—	2,5	—	—	—	7,0	—	—	—	—	0,5	—	—	
Карбонатно-терригенная флишоидная (средний-верхний эоцен)	6688	Конгломерат среднегалечный с глинисто-песчано-известковым цементом	32,0	0,75	—	—	—	—	15,0	—	—	85,0	3,5	5,0	—	10,8	27,0	50,0	—	1,0	1,0	—	0,5	—	—	—	—	—	—	1,2	—	—	
	6678	Конгломерат мелкогалечный с песчаным цементом	20,0	5,0	—	—	—	—	15,0	—	—	85,0	—	—	—	47,0	3,4	40,0	—	—	—	0,3	—	+	3,8	2,0	—	+	—	3,5	—	—	
	6677	Конгломерат среднегалечный с грубопесчаным цементом	19,0	4,0	—	—	—	—	10,0	—	—	90,0	—	0,5	—	52,0	—	45,0	—	—	—	—	—	—	+	—	—	—	—	2,5	—	—	
	6687	Песчаник полимиктовый грубозернистый с известковым цементом	32,0	0,50	—	—	—	—	25,0	—	—	75,0	5,0	3,5	—	5,0	80,0	2,0	—	3,0	—	—	+	—	—	—	—	—	—	21,5	—	—	
	6680	Песчаник граувакковый неравномернозернистый	36,0	1,50	—	—	—	—	35,0	—	—	65,0	7,0	2,0	—	33,0	42,5	10,0	—	—	—	—	—	—	2,0	0,5	0,5	—	—	2,5	—	—	
	6670	Песчаник полимиктовый глинистый	18,0	0,50	—	—	—	—	15,0	—	—	85,0	98,0	—	—	+	—	+	—	—	—	—	—	+	+	—	—	+	—	2,0	—	—	
	6684	Глина алевритовая	24,0	1,0	—	—	—	—	7,0	—	—	93,0	—	12,0	—	83,0	—	—	—	2,0	—	—	—	0,3	+	—	—	—	—	2,7	—	—	
	6675	Глина	9,0	0,20	—	—	—	+	5,0	—	—	95,0	7,0	40,0	—	15,0	30,0	3,0	—	+	—	—	—	5,0	+	—	—	—	—	—	—	—	
	5544	Мергель	30,0	0,15	—	—	—	—	—	—	—	100,0	—	—	—	100,0	+	—	—	—	—	—	—	+	—	—	—	—	—	+	—	—	
	6683	Мергель	40,0	1,50	—	—	—	—	15,0	—	—	98,0	—	—	—	94,0	3,0	+	—	—	—	—	—	0,2	1,3	—	—	—	—	1,5	—	—	
	6681	Мергель	36,0	0,40	—	—	—	—	+	—	—	100,0	—	—	—	4,0	96,0	—	+	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	+	—	—	
	5546	Мергель	31,0	0,40	—	—	—	—	—	—	—	100,0	—	—	—	96,0	—	+	—	—	+	—	—	0,5	0,5	—	—	+	+	3,0	—	—	
	6672	Известняк органогенный	90,0	2,8	—	—	—	—	2,0	—	—	98,0	96,0	3,0	+	—	—	+	—	—	—	—	—	+	+	—	—	+	+	1,0	—	—	
	6690	Известняк глинисто-алевритовый	60,0	0,4	—	—	—	+	10,0	—	—	90,0	—	62,0	+	25,0	5,0	3,0	+	—	—	—	—	1,0	1,0	—	0,5	+	—	1,5	—	—	
	5541	Известняк глинистый	85,0	2,75	—	—	—	1,0	3,0	—	—	96,0	—	—	—	98,0	—	+	—	—	—	—	—	+	—	—	—	—	—	2,0	—	—	
Пирокласто-осадочная (средний эоцен)	2303	Туфопесчаник неравномернозернистый	1,28	19,60	0,5	1,5	1,0	1,0	30,0	—	—	66,0	—	—	—	5,0	—	35,0	0,5	—	—	—	—	—	52,5	—	—	6,0	—	0,5	—	0,5	
	2300	» »	3,20	14,80	1,0	1,0	—	1,0	27,0	—	—	70,0	—	—	—	8,0	—	25,0	—	—	—	—	—	—	56,0	—	—	10,0	—	—	+	1,0	
	2309	Туфоалевролит	13,12	1,5	—	—	—	5,0	45,0	—	6,0	44,0	85,0	11,5	—	3,5	—	20,0	—	—	—	—	—	+	—	—	—	—	10,0	—	—	—	
	2302	Туфоаргиллит алевритовый	1,28	0,34	—	—	—	2,0	18,0	—	—	80,0	—	—	—	9,0	—	20,0	—	—	—	—	0,5	59,0	—	—	10,0	—	—	—	1,5	
	2308	Туфоаргиллит	9,92	0,10	1,0	0,5	—	1,0	25,0	—	—	72,5	—	—	—	49,0	—	30,0	+	—	—	—	—	16,5	—	—	4,0	—	0,5	—	—	
Терригенно-карбонатная (нижний эоцен)	5339	Песчаник мелкозернистый	2,24	0,01	—	—	—	—	+	—	—	100,0	—	+	—	—	97,0	3,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
	5338	Мергель алевритовый	35,20	0,03	—	—	—	+	—	—	—	100,0	—	7,0	+	2,0	60,0	30,0	1,0	—	+	—	—	—	+	—	+	—	—	—	—	—	
	5337	» »	40,64	1,1	—	—	—	—	+	—	—	100,0	+	—	—	30,0	2,0	10,0	—	—	—	—	—	50,0	—	—	8,0	—	—	—	—	—	

шпаты, циркон, биотит, магнетит, кварц, гранат (розовый и бесцветный), рутил, сфен, турмалин, авгит, реже эпидот, обыкновенная роговая обманка, мусковит, корунд, обломки изверженных и осадочных пород; из аутигенных минералов отмечены барит, глауконит.

НИЖНЯЯ МОЛАССОВАЯ (ШЛИРОВАЯ) ФОРМАЦИЯ (ОЛИГОЦЕН)

Отложения шлировой формации распространены преимущественно в западной части Айоцдзорского синклинория, в районе сс. Зовашен, Ринд, Агавнадзор, Гетап, Элпин. Мощность ее сравнительно небольшая; так, в районе с. Элпин она составляет около 150 *м*. Шлировая формация сложена песчаниками и глинами, содержащими прослои известняков, конгломератов и алевролитов. В районе сс. Зовашен и Ринд они замещаются вулканогенными породами трахиандезитового состава.

Терригенные породы

Конгломераты зеленовато-серого и серого цвета. Размер галек обычно колеблется от 1 до 7 *см*, но иногда встречаются и более крупные (10—15 *см*). Окатанность галек средняя. Представлены обломками эффузивных пород кислого и основного состава, реже известняками, известковистыми глинами, песчаниками, кварцитами и другими типами метаморфических пород.

Цемент (до 35%) грубозернистый, песчаный, с примесью карбоната кальция. Структура крупно-псаммитовая, пелитовая, неравномернозернистая. Тип цемента контактовый, базальный. В составе его обнаружны обломки эффузивных и кремнистых пород, а также магнетит, гидроокислы железа, вулканическое стекло, плагиоклазы, биотит. Из глинистых минералов установлены гидрослюда и хлорит.

Песчаники плотные и рыхлые, составляют более 50% толщи. Встречаются разности глинистые и известковистые. Карбонатность в среднем составляет 5—8%. Структура неравномерно зернистая, средне- и мелкозернистая, псаммитовая. В основном тонкослоистые; на поверхностях напластований отмечены отпечатки обуглившихся растительных остатков. Среди песчаников встречаются среднезернистые хлоритовые и глауконитовые разности темно-зеленого цвета. Содержание фракции 0,25—0,05 *мм* составляет 51,5%; 0,05—0,01 *мм*—18,4%; <0,01 *мм*—19,3%. Кластический материал песчаников состоит из обломков изверженных пород (12—20%), плагиоклаза (7—15%), вулканического стекла, кварца; установлены также авгит, биотит, амфиболы, обыкновенная и базальтическая роговая обманка, магнетит, гранаты, циркон, эпидот, цоизит, гиперстен. Аутигенные минералы—гидроокислы железа, хлорит, глауконит, целестин.

Цемент песчаников сложен глинистым веществом с примесью карбоната и тонкого пирокластического материала; часто в его составе встречаются зерна глауконита и хлорита. Количество цемента колеблется в широких пределах (15—40%). Структура мелкозернистая, криптокристаллическая. Тип цемента поровый, реже базальный. В нижних горизонтах в цементе песчаников карбонаты преобладают над глинистым материалом. По данным рентгеноструктурного и других анализов в составе цемента песчаников из глинистых минералов установлены монтмориллонит, гидрослюда и хлорит.

Туфопесчаники. В верхней части разреза формации отмечены прослои туфопесчаников, переслаивающиеся с песчаниками других типов. Слоистость их хорошо выражена. Плотные разновидности образуют карнизы. Цвет темно-серый, серый, с зеленоватым оттенком. В песчаниках встречаются остатки фауны. Фракция 0,5—0,25 *мм* составляет более 40%; 0,25—0,01 *мм*—35—40%; 0,1—0,01 *мм*—10—15%; 1—0,5 *мм*—5—10%. Структура мелко- и среднезернистая. Основная масса туфопесчаников состоит из обломков и угловатых зерен изверженных, метаморфических, отчасти осадочных пород (более 60%), вулканического стекла (10—15%), плагиоклазов, кварца, авгита, обыкновенной роговой обманки, биотита, хлорита, гидроокислов железа, гематита. Среди обломков пород преобладают порфириты среднего состава (50—60%); в большинстве случаев они подвергнуты хлоритизации и, как правило, сильно ожелезнены. Очевидно разрушение эффузивных пород сопровождалось выносом железа из силикатной массы.

Цемент песчаников представлен тонким туфогенным материалом с примесью тонкокристаллического кальцита и глинистого вещества. Тип цемента контактовый и поровый.

Глины плотные, известковистые. Структура под микроскопом алевропелитовая, псаммопелитовая, реже мегапелитовая; текстура беспорядочная, слабоориентированная, пятнистая (вызвана неравномерным распределением в глинистой основе гидроокислов железа). Алевритовые и песчаные частицы представлены главным образом полевыми шпатами, иногда амфиболами и пироксенами. На фоне терригенной основы желтовато-серого цвета выделяются бурые участки, состоящие из перерожденного пирокластического материала. Глинистая масса пронизана тонкочешуйчатым кальцитом, гидроокислами железа и хлоритизированным пирокластическим материалом.

В крупной фракции глин наиболее распространенными неглинистыми минералами являются: полевые шпаты, кварц, пирит, биотит, гидроокислы железа, обломки пород (в основном эффузивных). Встречается обугливщийся растительный детрит, иногда с пиритом; характерно наличие раковин фораминифер, выполненных диагенетическим пиритом; присутствуют споры и пыльца.

Из глинистых минералов установлены: неупорядоченное смешанно-слойное образование гидрослюда—монтмориллонитового типа, монтмориллонит, хлорит, гидрослюда и минерал из группы каолинита.

Ниже приводятся результаты полного силикатного анализа двух образцов олигоценовых глин.

Таблица 129

Химический состав глин

№ обр.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	CaO	MgO	MnO	H_2O	п.п.п.	K_2O	Na_2O
4/77	54,51	0,95	17,75	6,59	0,46	2,52	1,36	0,03	5,29	5,79	2,2	3,4
4/70	52,94	0,82	16,16	7,38	0,64	1,53	2,09	0,03	7,07	7,03	1,3	3,4

Карбонатные породы

Известняки обломочно-органогенные, плотные, светло-серого и желтовато-серого цвета, частично перекристаллизованные. Отмечены мелкие гнезда (2—3 *см*), заполненные арагонитом радиальнолучистого строения, а также пиритом и хлоритом. Структура мелко- и неравно-

мерно зернистая, микрокристаллическая, органогенно-детритовая. Основная масса состоит из мелкозернистого карбоната кальция, ракушек и детрита различных организмов (70—80%) с примесью глинистого материала (15—18%). Отмечены также полевые шпаты, рудные минералы, кварц, пирит, гидроокислы железа, хлорит.

ПРИАРАКСИНСКАЯ ЗОНА

ПОДЗОНА ОКТЕМБЕРЯНСКОГО (НИЖНЕАХУРЯНСКОГО) ПРОГИБА

Октемберянский прогиб расположен в западной части Приараксинской зоны. На северо-востоке и востоке он ограничен погребенными выступами фундамента и поперечными поднятиями (Айнтапским и др.), а на юге, юго-западе и западе простирается за пределы республики— на территорию восточной Анатолии.

Данных о глубинном геологическом строении Октемберянского прогиба очень мало, поэтому вопрос о времени его заложения, строении фундамента, границах во многом еще остается неясным. Нельзя считать окончательно решенным и вопрос о возрасте слагающих осадочных формаций. В Октемберянском прогибе выделяется ряд локальных прогибов (Лукашинский, собственно Нижнеахурянский и др.), разделенных внутренними погребенными поднятиями (Кармрашенский и др.). Указанные внутренние структуры имеют главным образом северо-западное простирание. Октемберянский прогиб для неогенового времени является в основном наложенной (местами и унаследованной) структурой. Типы формаций отложений палеогена Октемберянского прогиба приведены в табл. 130.

ТЕРРИГЕННО-КАРБОНАТНАЯ ФЛИШОИДНАЯ ФОРМАЦИЯ (СРЕДНИЙ—ВЕРХНИЙ ЭОЦЕН)

Слагает основание разреза палеогеновых отложений Октемберянского прогиба (более древние формации скважинами не вскрыты). Неполная мощность формации составляет около 300 *м*. Сложен песчаниками, алевролитами, глинами, известняками, сгруппированными в серию ритмопачек.

Терригенные породы

Конгломераты зеленовато-серые, темно-зеленые, плотные; сцементированы песчано-глинистым материалом (сходным по составу с крупными обломками), реже глинисто-карбонатным веществом. Цемент составляет 20—35% общего объема породы. Известковистость колеблется от 10 до 38%. Среди галек, наряду с обломками спилитовых и андезитовых порфиритов и альбитофиров, отмечается большое количество галек метаморфических пород (серпентиниты, эпидозиты, эпидот-кальцит-кремнистые, глаукофан-плагиоклаз-эпидотовые, кремнисто-карбонатные породы, метадиабазы); встречаются также обломки яшм и глинисто-кремнистых пород.

Песчаники грубо-, крупно- и среднезернистые, серые, светло-серые, зеленовато-серые, содержащие единичные, плохо сохранившиеся раковины нуммулитов. По составу обломочного материала среди песчаников выделяются граувакки и граувакковые аркозы.

Таблица 130

Ряды формаций палеогеновых отложений Октемберянского прогиба

Тектонический этап	Подэтап	Формационный комплекс	Формации и субформации	Мощность в *м*	Главные типы пород	Обстановка накопления
Альпийский	Среднеальпийский	Раннеорогенный	Шлировая с субформациями: терригенная (мелкообломочная) сероцветная Pg_3	2000	Глины, песчаники, алевролиты,	Морская прибрежная
			терригенная (грубообломочная) красноцветная Pg_2^3	1000	Песчаники, глины, конгломераты, алевролиты	
		Позднегеосинклинальный	Флишевая терригенно-карбонатная Pg_2^{2-3}	900	Известняки, песчаники, алевролиты, глины	Морская умеренно глубоководная

Таблица 131

Характеристика разрезов осадочных формаций Октемберянского прогиба
(составил Г. Г. Мкртчян)

Формации и субформации	Местоположение разреза	Главные /формациеобразующие/ типы пород	Мощность в *м*	Возраст	Условия залегания на подстилающей формации /субформации/ и возраст последней
Карбонатно-терригенная формация	Скважины у сс. Кармрашен, Лукашин, Октемберян и др.	Глины, алевролиты, песчаники, мергели, известняки	500—1200 / 1000	N_1^{2-3}	Согласное на N_1^2 и несогласное на более древние отложения
Терригенно-эвапоритовая формация	Скважины у сс. Геран-Совхоз, Октемберян, Лукашин, Беркашат, Кармрашен и др.	Каменная соль, глины, гипс, алевролиты, песчаники, мергели	50—550 / 400	N_1^2	Несогласное на N_1^1
Красноцветная формация Шлировая формация	Скважины у сс. Геран-Совхоз, Октемберян, Лукашин, Кармрашен, Беркашат и др.	Глины, песчаники, алевролиты, конгломераты	50—450 / 350	N_1^1	Несогласное на Pg^3
а) мелкообломочная шлировая субформация, сероцветная	Левобережье рр. Аракс и Ахурян, скважины у сс. Октемберян, Геран-Совхоз Беркашат, Кармрашен	Глины, алевролиты, песчаники, мергели, известняки, конгломераты	1500—3200 / 2000	Pg_3	Несогласное на Pg_2^3
б) грубообломочная шлировая субформация, красноцветная	Скважины у сс. Октемберян, Ахурян и др.	Глины, песчаники, алевролиты, конгломераты, гравелиты, известняки	800—1200 / 1000	Pg_2^3	Согласное на Pg_2^2
Флишевая терригенно-карбонатная формация	Скважины у сс. Октемберян, Ахурян и др.	Известняки, песчаники, алевролиты, конгломераты, гравелиты, известняки, аргиллиты	300—1100 / 900	Pg_2^{2-3}	

Граувакки состоят (до 50%) из обломков эффузивов, реже метаморфических пород и гранитоидов, а также (до 15%) полевых шпатов и кварца. Цемент известково-глинистый. Известковистость колеблется от 11,5 до 14,5%. В шлифах установлена небольшая примесь цеолитизированного витрического пепла.

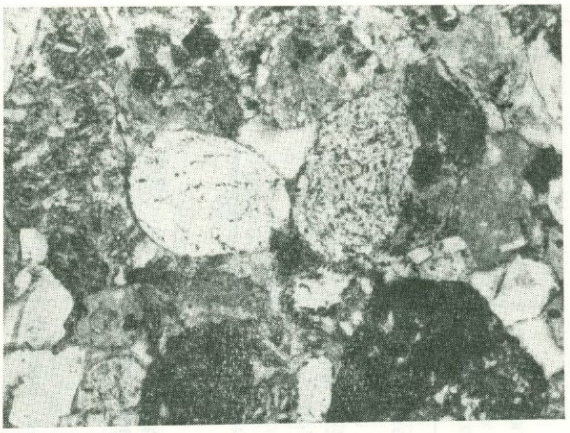


Рис. 133. Песчаник граувакковый. Ув. 35х. Николь 1, эоцен, Октемберянский прогиб.

Граувакковые аркозы крупно-, средне-, реже мелкозернистые, серого, светло-серого цвета. Отмечены в разрезе скважины в восточной и западной частях прогиба. Цемент кальцитовый, содержание

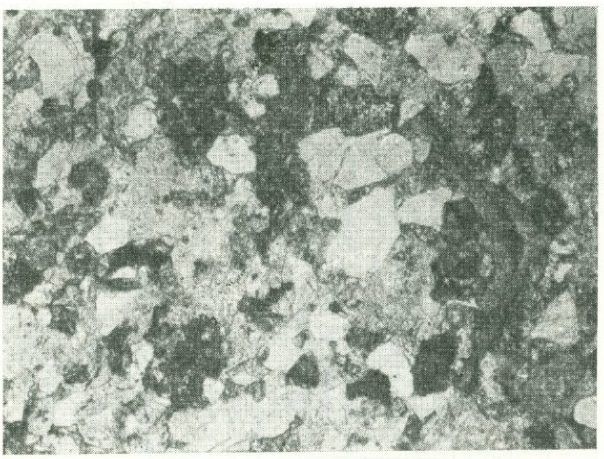


Рис. 134. Граувакковый аркоз. Обломки кристаллов кварца, полевого шпата, бластогранитоида и органогенный детрит в кальцитовом цементе. Ув. 45х. Николь 1, эоцен, Октемберянский прогиб.

его колеблется от 16,32 до 30,08%. Тип цемента поровый, контактово-поровый, местами базальный. Встречены раковины микроорганизмов плохой сохранности. Среди обломков пород (до 25%) преобладают гра-

Минеральный состав отложений неогена Октемберянского и Приереванского прогибов

Таблица 138

Формации, субформации и их возраст	№ образцов	Наименование пород	Карбонатность в %	Выход тяжелой фракции в %	Легкая фракция: Аутигенные: Глауконит	Гипс	Углистые частицы	Аллотигенные минералы: Вулканическое стекло	Обломки силицита	Кварц	Плагиоклазы	Калиевые полевые шп.	Обломки пород	Разлаженные мин.	Тяжелая фракция: Аутигенные минералы: Пирит	Барит	Целестин	Доломит-анкерит	Ангидрит	Карбонат	Гидроокислы железа	Разложен. минералы	Аллотигенные минералы: Магнетит	Рудные немагнитные	Пикотит	Гранаты	Апатит	Анатаз	Рутил	Сфен	Турмалин	Корунд	Циркон	Авгит	Диопсид	Гиперстен	Обыкнов. рог. обм.	Актинолит	Тремолит	Глаукофан	Базальт рогова обманка	Биотит	Мусковит	Зеленая слюда	Эпидот и цоизит
Карбонатно-терригенная молассовая, верхний миоцен	2458	Песчаник м/з полимиктовый	24,96	3,9	+	—	+	—	—	2	3	—	—	95	+	+	—	—	—	+	+	29,7	10,0	10,0	26,5	0,3	+	—	2,0	2,0	1,4	—	1,5	—	—	—	16,0	—	+	+	+	3,5	—	—	3,5
	2460	Песчаник м/з кварц-полевошпатовый	19,52	1,3	+	—	+	—	—	+	2	—	—	98	—	—	—	—	—	—	+	5,0	10,0	20,0	20,0	0,8	—	0,6	—	0,5	0,5	0,5	1,0	—	0,5	—	32,0	+	1,7	2,0	—	1,0	—	0,5	3,4
	2461	Песчаник г/з полимиктовый	32,88	7,0	—	—	—	—	—	3	7	+	—	90	—	—	—	—	—	—	2,0	5,0	10,0	5,0	5,0	1,5	—	—	—	1,5	—	—	2,5	—	10,0	—	48,0	—	1,0	0,5	1,5	2,0	—	—	4,5
	1333а	Туфопесчаник с/з полимиктовый	17,60	0,8	—	—	—	3	—	1	1	2	—	93	—	—	—	—	—	—	3,0	20,0	5,0	3,5	3,5	1,0	—	—	—	1,5	—	—	0,5	1,0	2,5	—	30,0	5,0	+	1,5	—	3,0	1,5	0,5	17,0
	13476	Туфопесчаник с/з полимиктовый	15,04	0,15	—	—	—	2	—	2	5	1	—	90	—	—	—	—	—	—	—	25,0	10,0	10,0	8,5	1,0	—	—	—	1,0	+	—	0,5	—	—	—	8,0	—	1,0	1,5	—	1,0	1,0	—	31,5
	2319	Алевролит глинисто-песчанистый	16,32	1,2	—	—	—	—	2	1	—	—	—	97	—	—	—	—	—	—	2,6	21,4	5,0	15,4	14,0	1,2	—	—	—	0,6	—	—	0,6	—	10,0	0,6	17,0	—	1,0	0,6	3,0	—	—	—	7,0
	2323	Алевролит глинисто-песчанистый	17,92	0,8	—	—	+	—	—	2	3	+	—	95	—	—	—	—	—	—	2,0	32,4	10,0	3,3	2,62	0,5	+	—	0,5	0,5	—	—	0,7	—	—	—	0,3	2,2	—	2,0	0,3	1,0	—	0,6	40,0
	23346	Алевролит глинистый	22,40	2,9	—	—	+	+	—	10	—	—	—	90	+	12,3	—	—	—	—	+	20,5	3,0	—	32,2	0,8	1,0	—	—	0,8	0,5	0,5	+	—	—	—	2,0	—	—	2,5	—	2,0	—	0,5	21,4
	2343	Алевролит глинисто-песчанистый	21,44	2,7	—	—	—	+	—	1	2	—	—	97	30	0,3	—	—	—	—	+	30,0	5,0	—	14,4	0,5	+	—	—	0,6	0,5	—	0,6	0,6	—	—	3,6	2,1	+	1,3	—	+	+	—	10,5
	2326	Глина песчано-алевритовая	29,76	0,28	—	—	+	—	—	—	—	—	—	100	98	+	—	—	—	+	2,0	—	—	—	+	—	—	—	+	+	—	+	—	—	—	—	+	—	—	—	—	—	—	—	+
	2330	Глина алевритовая	16,92	0,20	—	—	+	—	—	+	—	—	—	100	+	+	—	—	—	—	5,0	43,1	55,0	—	5,0	+	—	+	+	0,5	+	—	+	—	—	—	3,0	37,0	—	2,0	—	10,5	+	0,52	31,3
	2331	Глина песчано-алевритовая	16,00	0,03	—	—	—	—	—	+	+	—	—	100	—	0,2	—	—	—	—	1,0	6,2	5,0	—	60,91	0,3	—	—	0,2	0,6	0,2	0,2	0,2	—	0,2	—	1,8	0,7	—	0,6	0,1	—	0,2	0,9	20,49
	2641	Глина алевритовая	14,72	0,10	—	—	—	—	—	+	—	—	—	100	58	0,5	—	—	—	1,0	1,0	—	3,5	—	5,0	2,0	—	—	—	3,5	0,5	—	2,0	—	—	—	—	0,5	—	1,5	—	3,5	+	0,5	17,0
	1705	Глина песчано-алевритовая	22,40	0,03	—	—	—	+	—	+	+	—	—	100	—	—	—	—	—	—	8,0	8,0	7,0	15,0	10,0	1,5	—	—	—	3,5	—	+	1,0	2,0	4,0	—	10,0	5,0	3,5	1,5	—	7,0	1,0	0,5	11,5
	1708	Известняк глинистый	77,44	0,05	—	—	—	—	—	—	—	—	—	100	—	—	—	—	—	3,0	13,0	33,0	3,5	10,0	+	1,0	—	—	—	1,5	—	+	—	8,0	2,0	—	10,0	+	+	0,5	—	1,5	+	—	3,0
	1710	Известняк глинистый	61,72	0,30	—	—	—	—	—	1	1	—	—	98	1	—	—	—	—	3,0	6,0	29,0	5,0	3,5	10,0	2,0	—	—	0,5	2,0	—	—	2,0	3,5	2,5	—	5,0	7,0	2,5	1,0	—	3,5	—	—	10,0
	1523	Известняк глинисто-алевритовый	63,04	0,14	—	—	—	—	—	1,5	1	—	—	97,5	—	—	—	—	—	—	3,0	28	12,0	5,0	8,0	1,5	—	—	—	4,0	—	—	0,5	—	—	—	10,0	10,0	0,5	1,5	—	3,5	1,5	1,0	20,0
	2332	Известняк алевритовый	82,21	1,00	—	—	—	—	—	+	—	—	—	100	—	100	—	—	—	—	—	—	—	—	—	+	—	—	—	—	—	—	+	—	—	—	—	—	—	+	—	+	+	+	+
Терригенно-эвапоритовая молассовая (гипсон.-соленосная), средний миоцен	3191	Алевролит глинистый	47,0	1,5	—	+	—	—	—	—	2	—	—	98	92	—	+	—	—	—	—	7,0	—	0,5	—	—	—	—	—	—	—	—	+	—	—	—	0,5	—	—	+	—	+	+	—	—
	3192	Алевролит песчано-глинистый	18,0	0,3	—	+	—	—	—	1	2	—	—	97	23	—	2	—	—	—	—	65,0	0,5	7,0	—	—	—	—	—	—	—	—	0,5	+	—	—	3,0	—	—	+	—	1,0	+	—	—
	3196	Алевролит глинистый	10,6	0,5	—	—	—	+	—	1	2	—	—	97	83	—	+	—	—	—	0,5	15,0	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,5	—	—	1,0	—	—	—	—	—	—	—	+
	1228	Глина гипсоносная	15,6	2,0	—	10	—	—	—	—	—	—	—	90	0,4	—	98	—	—	—	0,4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	+	—	—	1,2	—	—	—	—	+	—	—	+
	1151	Глина гипсоносная	14,7	1,0	—	15	—	—	—	+	—	—	—	85	45	—	53	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	+	1,5	—	—	0,5	—	—	+	+	—	—	—	+
	1238	Глина с крист. гипса	11,5	1,0	—	6	—	—	—	—	+	—	—	94	25	—	75	—	—	—	—	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	9682	Глина гипсоносная	21,5	0,6	—	70	—	—	—	—	+	—	—	30	10	3	2	70	5,0	—	+	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	10977	Глина алевритовая	37,7	1,1	—	7	—	—	—	+	+	—	—	93	3	—	87	+	—	—	1,0	5,0	2,0	+	+	+	—	—	—	+	+	—	+	0,5	—	0,5	1,0	—	—	—	+	+	—	—	—
	4422	Известняк алеврито-глинистый	69,6	0,4	—	3	—	—	—	+	0,5	—	—	96,5	80	—	+	—	—	—	1,0	14,0	—	2,0	2,0	+	—	—	—	—	—	—	+	+	—	—	1,0	+	—	+	—	—	—	—	—
	3191	Известняк глинистый	87,2	1,2	—	+	—	—	—	—	—	—	—	100	15	—	77	—	—	—	1,0	7,0	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	+	—	—	—	—	+	—	—	—
	10978	Известняк алеврито-глинистый гипсонос.	58,8	0,6	—	80	—	—	—	—	+	—	—	20	10	—	83	—	—	—	—	5,0	0,5	—	—	+	—	—	—	—	+	—	—	+	0,5	+	—	+	—	—	—	—	0,5	—	0,5
	1177	Глина с крист. кам. соли	5,7	0,5	—	+	—	—	—	—	—	—	—	100	77	—	2	—	17,0	—	—	3,0	1,0	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	+	—	—	+	—	—	—	—	—	—	—
	1220	Глина соленосная	18,35	0,4	—	—	—	—	—	—	+	—	—	100	85	—	—	—	15,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	+	—	—	—	—	—	—	+
	473	Глина соленосная	12,5	0,6	—	—	—	—	—	—	+	—	—	100	7	—	2	1,5	83,0	—	—	5,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	+	1,5	—	+	+	—	—	—	—	+	—	—	—
	1215	Глина	11,2	0,8	—	—	—	—	—	—	—	—	—	100	3	—	—	+	97,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Красноцветная-молассовая, нижний миоцен	4008	Конгломерат м/гал. с изв. песчан. (г/з) цементом	17,5	3,0	—	—	—	—	—	+	10	—	+	90	—	1,5	—	—	—	—	90,0	—	7,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,5	0,2	—	0,3	0,2	—	—	—	—	0,3	—	—	—
	4013	—»—	29,2	3,0	+	—	—	—	—	—	2	—	—	98	—	10	—	—	—	—	65,0	4,5	20,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,3	—	—	+	—	—	—	—	—	0,2	—	—	—
	4016	Конгломерат с/гал. с глин. песчан.-изв. цементом	37,0	1,5	+	—	—	—	—	1	3	—	—	96	—	2	—	—	—	—	82,0	—	12,5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2,5	0,5	—	—	—	—	—	—	—	0,5	—	—	—
	4027	Конгломерат м/гал. с туфо-песчанистым цементом	5,2	3,0	—	—	—	+	—	—	2	—	—	98	—	28	—	—	—	—	67,0	3,5	0,2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,0	0,1	—	+	—	—	—	—	—	0,2	—	—	—
	4026	Песчаник г/з граувакков.	9,2	2,5	—	—	—	—	—	—	2	—	—	98	—	35	—	—	—	—	58,5	—	3,0	—	—	—	—	—	—	—	0,2	—	0,5	0,5	—	0,5	0,3	—	—	—	—	1,0	0,5	—	—
	4151	Песчаник алеврито-глинистый полимиктовый	6,0	1,0	—	—	—	—	—	1	3	—	—	96	—	+	—	—	—	—	93,0	3,5	1,5	—	—	0,2	—	—	+	—	0,2	—	1,5	—	—	—	—	—	—	—	—	0,1	—	—	—
	4030	Песчаник глинистый полимиктовый	4,0	1,5	—	—	—	—	—	1	2	—	+	97	—	1,5	+	—	—	—	97,0	—	1,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,2	0,2	—	—	—	—	—	—	—	0,1	—	—	—
	7282	—»—	4,83	2,0	—	—	—	—	—	7	3	—	+	90	—	4,2	—	—	—	—	86,0	—	1,5	—	—	0,5	—	—	0,2	—	—	—	1,0	1,0	0,3	1,0	0,5	—	—	—	0,3	0,5	—	—	—
	7281	Песчаник м/з граувакков.	11,8	0,75	+	—	—	+	—	3	5	—	—	92	—	+	—	—	—	—	89,0	5,5	1,5	—	—	0,5	—	—	—	—	0,5	—	1,5	0,3	—	0,2	—	—	—	—	—	0,5	—	—	0,5
	7290	Алевролит глинистый	29,6	0,02	+	—	—	—	—	1,5	0,5	—	—	98	—	5	—	—	—	—	88,0	—	3,0	—	—	—	—	0,3	—	—	—	—	1,5	—	0,5	—	0,2	—	—	—	—	1,5	—	—	—
	4015	Алевролит глинистый	26,0	1,90	+	—	—	—	—	—	2	—	—	98	—	3	—	—	—	—	78,0	—	18,5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,3	—	—	—	—	—	—	—	—	0,2	—	—	—
	2034	Алевролит песчанистый	1,2	1,50	—	—	—	—	—	1	2	—	—	97	—	—	0,2	—	0,2	—	86,0	3,0	7,3	—	—	—	—	—	—	—	0,	—	1,1	—	—	—	—	—	—	—	—	2,0	—	—	—
	2035	Глина алевритовая	24,2	1,0	—	—	—	—	—	+	2	—	—	98	—	—	+	—	+	—	—	—	7,3	—	—	—	—	—	—	—	0,2	—	1,0	—	—	—	—	—	—	—	—	2,2	—	+	—
	2067	Глина песчано-алевритовая сильно изв.	44,0	0,5	—	—	—	—	—	+	1	—	—	99	—	—	—	—	—	—	87,0	—	7,0	—	—	—	—	—	—	—	0,2	—	1,1	1,2	—	—	—	—	—	—	—	3,5	—	—	—
	2083	Глина песчанистая	12,6	0,1	—	—	—	—	—	+	+	—	—	100	—	—	—	—	—	—	100,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	1276	Глина алевритовая	7,40	0,55	—	—	—	—	—	0,5	+	—	—	100	—	1,5	—	—	—	—	96,0	—	1,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,5	0,5	—	—	—	—	—	—	—	0,5	—	—	—

нитоиды с бластогранитовой, бластогранофировой и гранобластовой структурой, в меньшем количестве встречаются серпентиниты, спилиты, кератофиры. По данным иммерсионного метода, в песчаниках установлены: кварц (ср. сод. 15%), плагиоклазы (20%), циркон (9,2%), пикотит (0,2%), актинолит (0,1%), из аутигенных минералов—пирит (63,0%), барит (10,0%).

Грауваковые аркозы в западной части прогиба метаморфизованы, рассланцованы. Внешне породы темно-серые, почти черные, тонкозернистые, плотные, с признаками тонкой сланцеватости. Трещинки заполнены кальцитом, реже кремнем и гидроокислами железа. Структура милонитовая, отчасти бластомилонитовая, обусловленная истиранием и перекристаллизацией кварца, плагиоклаза, обломков пород и кальцитового цемента. Текстура очковая, сланцеватая, волокнисто-сланцеватая, брекчиевидная.

Карбонатные породы

Известняки. Встречаются редко. Обычно они глинистые, серого цвета, тонкозернистые, плотные, содержат скелеты фораминифер (35—40%) и терригенную примесь (10—50%). Структура псаммито-алевритово-пелитовая и алевритово-пелитовая. В составе терригенной примеси отмечаются кварц, плагиоклазы, хлорит, серпентин, обломки порфиритов, цеолитизированный витрический пепел и др. (табл. 132).

НИЖНЯЯ МОЛАССОВАЯ (ШЛИРОВАЯ) ФОРМАЦИЯ (ВЕРХНИЙ ЭОЦЕН—ОЛИГОЦЕН)

Шлировая формация в пределах Октемберянского прогиба имеет более сложное строение, чем в других подзонах; состоит она из крупнообломочной шлировой (красноцветной) и мелкообломочной шлировой (сероцветной) субформаций.

Грубообломочная шлировая (красноцветная) субформация (верхний эоцен)

Сложена главным образом конгломератами, песчаниками и глинами красного цвета, среди которых имеются прослои туфопесчаников и туфоалевролитов. Мощность субформации, по данным бурения, достигает 900 *м,* причем в разрезе явно преобладают грубообломочные породы. Нужно отметить, что крупнообломочная шлировая (красноцветная) субформация развита только в пределах Октемберянского прогиба. В других подзонах ее аналоги отсутствуют.

Терригенные породы

Конгломераты плотные бурые, серовато-розовые, серые. Цемент известковый, песчано-глинистый, составляет 25—40% объема породы. Цементация прочная. Известковистость в среднем составляет 9,13%. Среди галек преобладают округлые или удлиненные по форме обломки порфиритов (базальтового, андезитового и дацитового состава) размером 2—10 *см;* встречаются также обломки силицитов, роговиков, известняков.

Минеральный состав цемента сходен с составом обломочного материала песчаников.

Песчаники и алевролиты. Граувакки кирпично-красные, коричневые, зеленовато-серые, неравномернозернистые, плотные, плохо отсор-

тированные. Цемент (20—30%) глинистый, глинисто-железистый, известковый, известково-глинисто-железистый, очень редко с примесью цеолита. Известковистость колеблется от 3,44 до 19,03%. Тип цементации поровый, контактово-поровый, местами базальный. Структура псаммитовая, псефито-псаммитовая, алеврито-псаммитовая. Обломки пород представлены спилитовыми, диабазовыми и андезитовыми порфиритами, реже альбитофирами (35—45%), метаморфическими сланцами, роговиками (до 20%) и интрузивными (гранитоиды) породами, силицитами, яшмами, осадочными породами.

Иммерсионным методом определены кварц (ср. сод. 2,5%), полевые шпаты (6,0%), эпидот (46,6%), магнетит (4,6%), цоизит (1,23%), биотит (0,77%), циркон (0,5%), авгит (0,2%), глаукофан (0,27%), мусковит (0,02%), зеленая слюда (0,1%), турмалин (0,03%), корунд, рутил, гиперстен, хлорит; из аутигенных—гидроокислы железа (43,5%), барит (5,6%), глауконит (0,01%). Минеральный состав фракции 0,25—0,1 *мм* приведен в табл. 132.

Алевролиты имеют небольшое распространение. Цвет их темно-серый, красновато-вишневый; они плотные, толстослоистые, тонкополосчатые. По сравнению с песчаниками, отсортированы лучше. Цемент глинисто-железистый и глинисто-известково-железистый. Известковистость в среднем составляет 8,8%. По составу не отличаются от песчаников, однако в них, как правило, меньше обломков пород.

Минеральный состав приведен в табл. 132.

Глины кирпично-красные, коричневые, зеленовато-серые, участками охристо-вишневые, плотные, толстослоистые, тонкополосчатые, известковые; известковистость колеблется от 4,19 до 17,28%, в среднем составляет 9,19%. Количество алевритово-песчаной примеси колеблется от 10 до 35%. Структура алевропелитовая, псаммопелитовая; текстура беспорядочная, пятнистая. По минеральному составу не отличаются от песчаников и алевролитов. Основными глинистыми минералами являются хлорит, монтмориллонит и гидрослюда; в значительных количествах установлены также разбухающий хлорит и смешанно-слойный хлорит-монтмориллонит.

Вулканогенно-осадочные породы

Туфоалевролиты и туфопесчаники распространены среди песчаных пород, вскрытых скважинами в западной части прогиба. Плотные, серого цвета; структура их алевритовая, псаммито-алевритовая. Обломочный материал представлен обломками эффузивных пород (андезитового и базальтового состава) и гранитоидов. Присутствуют также угловатые зерна плагиоклаза, пироксен, иногда биотит, роговая обманка, кварц и эпидот. Пирокластический материал выражен цеолитизированным и частично хлоритизированным витрическим пеплом (10—35%). Цементация обломков прочная; цемент— глинисто-цеолитовый, развитый по тонкому витрическому пеплу в промежутках между относительно крупными обломками.

Мелкообломочная шлировая субформация (олигоцен)

Вскрыта многочисленными скважинами (октемберянская толща). Представляет собой мощную толщу (до 2500 *м*) в основном мелкообломочных пород (песчаников, алевролитов, глин), распределенных в разрезе и на площади довольно неравномерно. Так, разрезы (по скважинам) в восточной и юго-восточной части изученной площади характе-

ризуются преобладанием грубообломочного материала, а мощность отложений не превышает 1700 *м;* сходные с ними разрезы имеются и на севере района. Указанные разрезы характеризуют зоны внутренних (подводных) поднятий. Разрезы центральной части прогиба характеризуются преобладанием высококарбонатных мелкообломочных пород (глин и алевролитов), суммарная мощность которых достигает 1500 *м*. На юге и юго-западе от зоны развития глин и алевролитов разрез субформации существенно обогащается песчаниками и алевролитами, которые количественно здесь не уступают глинам.

Терригенные породы

Песчаники и алевролиты. Граувакки серые, темно-серые, зеленовато-серые, плотные, толстослоистые, реже косослоистые, мелко- и среднезернистые, реже крупно- и грубозернистые. Содержат обрывки обуглившихся растений, обломки рыбьих скелетов (ребра, чешуи, зубы), раковины микрофауны, реже—створки пресноводной фауны. По данным гранулометрии, фракция 0,1—0,01 *мм* составляет от 6,1 до 43,06%, в среднем—14,28%, фракция <0,01 *мм*—от 10,28 до 44,16%, в среднем—25,57%. Сумма песчаных фракций колеблется от 43,22 до 80,88%, в среднем составляет 59,5%. Карбонатность колеблется от 0 до 35,5%, в среднем равна 14,91%. Выделяются полевошпатовые и сравнительно реже встречаемые, кварцево-полевошпатовые разности граувакк. Структура псаммитовая и алеврито-псаммитовая, редко пелито-алеврито-псаммитовая. Цемент поровый, контактово-поровый, реже базальный, состав известковый, известково-глинистый и глинисто-хлоритовый. В полевошпатовых граувакках обломки пород (55—75%) представлены в различной степени хлоритизированными, пелитизированными и лимонитизированными спилитовыми, андезитовыми, андезито-базальтовыми порфиритами (около 35%), альбитофирами, кератофирами, дацитами (от 0 до 15%), гранит-гранодиоритами, гранo-сиенитами (от 0 до 10%), серпентинитами, катаклазированными гранитоидами, глинистыми и кварцево-слюдистыми сланцами (до 10% и более), известняками, глинами, алевролитами, яшмами (0—5%). Кристаллокласты составляют от 25 до 45%. Полевые шпаты (15—30%) представлены в основном плагиоклазами; преобладают серицитизированные, пелитизированные, иногда карбонатизированные зерна, соответствующие андезиновому, андезин-олигоклазовому, альбитовому ряду; сравнительно свежие зерна встречаются редко. Содержание плагиоклазов колеблется от 15 до 27%. Калиевые полевые шпаты (микроклин, ортоклаз, пертиты) составляют 0—3%. Содержание кварца достигает 10%, хлорита (в основном хлоритизированное вулканическое стекло) не более 10%. Кроме того, отмечены слюды (мусковит, деформированные, в различной мере хлоритизированные и лимонитизированные пластинки биотита), эпидот, амфиболы, пироксены, рудные минералы. В кварцево-полевошпатовых граувакках содержание кварца возрастает до 25%, калиевых полевых шпатов в них до 7%, обломков кислых пород—до 20%.

Иммерсионным методом из тяжелых обломочных минералов установлены: циркон (3%), турмалин (0,5%), гранаты (2,5%), сфен (1,5%), пикотит (0,2%), рутил (0,19%), магнетит (10,5%), рудные немагнитные (3,35%), биотит (3,8%), эпидот (18,40%), цоизит (2,10%), обыкновенная роговая обманка (0,84%), актинолит (0,53%), пироксены (1%); из аутигенных наиболее характерны барит (4%),

пирит (3,5%), гидроокислы железа (2,5%). Минеральный состав алевро-псаммитовой фракции приведен в табл. 132.

Алевролиты полимиктовые, порода серая, темно-серая, серовато-зеленая и серовато-бурая; плотная, массивная, тонко- и толсто-



Рис. 135. Песчаник граувакковый. Видны обломки пород, кварца и полевого шпата. Цемент глинисто-известковый. Ув. 45х. Николь 1, олигоцен, Октемберянский прогиб.

слоистая, реже косослоистая. Часто в алевролитах встречаются углефицированные остатки растений, микро- и макрофауна. Постепенными переходами алевролиты связаны с глинами и мелкозернистыми песчаниками. По данным гранулометрии, содержание фракции 0,25—0,1 *мм* колеблется от 0 до 43,46% (в среднем—16,14%), фракции <0,01 *мм*— от 7,8 до 47,96% (в среднем—31,64%), фракции 0,1—0,01 *мм*—39,88—74,80% (в среднем—51,73%). В целом отсортированность средняя (So=2,03—3,5%). Карбонатность алевролитов колеблется в пределах 3—30% (в среднем—10,4%). Структура алевритовая, пелито-алевритовая и псаммито-пелито-алевритовая. Цемент глинистый, реже известково-глинистый и известковый. Цементация базальная, контактово-поровая и поровая. Состав обломочного материала сходен с песчаниками. В алевролитах увеличивается содержание хлорита (значительная часть представляет собой хлоритизированное вулканическое стекло) и заметно уменьшается количество обломков пород.

Алевролиты с примесью пирокластики и туфоалевролиты широко развиты в верхней части формации. По вещественному составу и текстурно-структурным особенностям они сходны с полимиктовыми алевролитами, но отличаются повышенным содержанием хлоритизированного витрического пепла (до 30%) и плагиоклазов (до 25%), значительная часть которых не изменена и может рассматриваться как пирокластическая примесь. Минералогический состав алевролитов в целом мало отличается от состава песчаников.

Глины являются самым распространенным типом пород формации. Наиболее мощные глинистые пачки отмечены в средней части толщи. Окраска серая, темно-серая, зеленовато-серая, реже буровато-серая. Глины плотные, редко аргиллитоподобные, массивные, толстослоистые, с оскольчатым и раковистым изломом; характерны «зеркала

скольжения» и значительная обогащенность углефицированными растительными остатками. Встречаются остатки микро- и макрофауны, обломки скелетов рыб. В основном глины плохо отсортированы; сравнительно хорошо отсортированные разности распространены в средней части октемберянской толщи. Содержание песчаной фракции в них не превышает 10%; алевритовая фракция составляет 5—40%. Карбонатность колеблется от 0 до 25%, в среднем составляет 11,2%.

Структура глин алевропелитовая, пелитовая, реже мегапелитовая. Песчаные и алевритовые частицы представлены плагиоклазом, хлоритом (хлоритизированный витрический пепел), кварцем, слюдами, обломками пород, рудными минералами (табл. 132). В глинистой основе иногда присутствуют скопления фосфатного вещества.

Установлены следующие глинистые минералы: монтмориллонит, хлорит, каолинит, гидрослюда, неупорядоченное смешаннослойное образование типа монтмориллонит-гидрослюда. Диоктаэдрический Al-монтмориллонит (бейделлит) является породообразующим минералом. На дифрактограммах линия с d (001) = 14,8 Å после насыщения образцов глицерином смещается к d = 17,9Å; одновременно возникает целочисленная серия рефлексов (00l) с d = 9Å; 5,9Å и т. д. Октаэдры минерала заселены главным образом Al^{+3}, о чем свидетельствует тот факт, что после кипячения в HCl он не растворяется и d (060) = 1,497Å. На рентгенограммах прокаленного образца появляются линии с d = 9,8Å; 4,9Å; 3,22Å. В результате обработки образцов в HCl образуется H-монтмориллонит с d (001) = 12,5Å. Параметр $в$ ячейки минерала во всех исследованных образцах имеет одно и то же значение [6 · d (060)], что свидетельствует о его химической однородности. Но по составу межслоевых промежутков монтмориллонит не всегда однороден, т. е. не все межслоевые промежутки содержат два слоя молекул воды (иногда фиксируется один или три слоя). Поэтому на рентгенограмме природного образца не возникает строго целочисленная серия базальных отражений, а сами рефлексы очень размыты. Вероятно, неоднородность межслоевых промежутков монтмориллонита влияет и на характер поглощения им глицерина, поскольку отражения с d = 17,9Å также заметно размыты.

Некоторые вермикулиты, имеющие малый заряд на поверхности тетраэдрических сеток, при насыщении глицерином разбухают и в этих случаях отличить их от монтмориллонита трудно. Для более точной диагностики породообразующего монтмориллонита некоторые образцы были насыщены ионами Mg^{+2} (обрабатывались в растворе $MgCl_2$). После такой обработки минерал сохраняет способность к набуханию, что свидетельствует о принадлежности его к монтмориллонитовой группе; это подтверждается также данными других анализов (термики, электронной микроскопии и др).

Каолинит присутствует в качестве постоянной, но второстепенной примеси (в глинах верхних горизонтов содержание его заметно возрастает). Обнаруживается по линиям с d (001) = 7,1Å; d (002) = 3,55Å и d (060) = 1,492Å на рентгенограммах природного образца, которые не исчезают после обработки соляной кислотой. Как правило, окристаллизован весьма плохо: линии, характерные для более или менее хорошо окристаллизованных разностей, отсутствуют; выявляется лишь по базальным отражениям.

Хлорит—характерная примесь в глинах нижних горизонтов. Относится к триоктаэдрическому типу. На рентгенограммах фиксируются базальные отражения с d = 14Å; 7Å; 3,5Å; после прокаливания и насыщения образцов глицерином не изменяют своего положения, а после

Химический

Скважина	Глубина в *м*	№ обр.	Компо					
			SiO_2	Fe_2O_3	FeO	TiO_2	Al_2O_3	CaO
11	927—931	3	53,95	0,31	6,04	0,55	16,17	4,99
„	1959—1963	15	51,98	2,27	3,38	0,62	16,72	6,91
22	877—885	269	57,10	0,74	4,32	0,55	16,16	1,98
24	908—913	354	53,89	1,40	3,88	0,75	19,67	2,36
25	800—813	226	44,90	2,75	2,50	0,45	11,17	12,33
„	380—392	421	43,60	4,59	1,44	0,45	13,61	8,96
„	545—560	420	54,62	3,71	2,23	0,72	19,46	2,43
36	914—924	4231	55,95	1,67	6,62	0,65	17,55	1,96

Химический состав

Скв.	Глубина в *м*	№ обр.	Компо					
			SiO_2	Fe_2O_3	FeO	TiO_2	Al_2O	CaO
22	1392,5—1403,5	303	9,90	0,35	1,44	сл.	0,89	45,17

обработки соляной кислотой исчезают. В глинах нижних горизонтов хлорит лучше окристаллизован. Относится к железистой разности: отражения второго и четвертого порядка сильнее отражений первого и третьего порядка.

Гидрослюда присутствует во всех исследованных образцах как второстепенная примесь. На рентгенограммах природного и насыщенного глицерином образца фиксируется слабая линия с d (001) = 10Å, указанный рефлекс не изменяется после обработки образца в соляной кислоте. Относится к диоктаэдрическому типу.

В результате электронографического исследования ряда образцов установлены следующие параметры элементарной ячейки: a=5,17 *кХ*, b=8,96 *кХ*, c=10,1 *кХ*, β=100,5°.

Гидрослюда относится к модификации 1М с нечетким проявлением периода *c*. Отличается плохой взаимной ориентацией слоев и весьма несовершенной структурой. На электронномикроскопических снимках фиксируется в виде удлиненно-призматических и неправильной формы чешуек с резкими линиями ограничения.

На некоторых рентгенограммах природного ориентированного агрегата в области малых углов имеется отражение в виде широкой полосы, наиболее интенсивная часть которой расположена в области 12,6Å и простирается с несколько меньшей интенсивностью до области с d=10,4Å. Это свидетельствует о том, что межслоевые промежутки, разделяющие пирофиллитовые слои, по составу неоднородны, т. е. образцы содержат смешанно-слойную фазу монтмориллонит-гидрослюдистого состава с различным соотношением переслаивающихся компонентов. О неоднородности межслоевых промежутков в монтмориллоните свидетельствует и тот факт, что после насыщения образца глицерином на рентгенограммах возникает весьма широкий рефлекс в области d=16—18Å и не кратный ему рефлекс «второго» порядка с d=9,6Å. В некоторых образцах преобладают межслоевые промежутки, содержащие один слой молекул воды. Эти слои дают отражения с d=12,4Å;

Таблица 133

состав глин

нент ы в %

MgO	H_2O	п.п.п.	P_2O_5	MnO	S общ.	SO_3	Na_2O	K_2O
1,96	2,70	10,10	0,22	0,10	0,57	сл.	1,00	1,50
2,14	2,76	8,46	0,35	сл.	0,20	сл.	1,92	1,80
3,74	3,22	7,70	0,16	сл.	0,82	1,45	0,84	1,20
1,74	3,25	6,99	0,30	0,10	0,20	0,50	1,66	2,56
4,88	2,95	13,90	0,21	0,07	0,20	сл.	1,66	1,26
5,97	5,90	12,65	0,14	сл.	0,60	сл.	0,82	0,91
1,71	4,30	6,50	0,22	сл.	0,20	сл.	1,66	1,90
2,40	1,27	6,23	0,22	0,07	0,20	сл.	1,92	2,16

Таблица 134

известняков

нент ы

MgO	H_2O	п.п.п.	P_2O_5	MnO	S общ.	SO_3	Na_2O	K_2O
0,80	сл.	36,98	0,42	сл.	0,92	1,97	0,15	0,09

наряду с ними имеются зоны, в которых соотношение монтмориллонитовых и слюдистых межслоевых промежутков изменяется от 0 до 100%, вследствие чего и возникает непрерывный фон в области от $d=12$Å до $d=14$Å.

Детальное изучение минерального состава глин октемберянской толщи в различных разрезах позволило выделить в ней две ассоциации глинистых минералов: а. Гидрослюда—каолинит—монтмориллонитовая. б. Гидрослюда—каолинит—хлорит—монтмориллонитовая.

Первая ассоциация характерна для верхних, вторая—для нижних горизонтов октемберянской толщи.

В заключение отметим, что в глинистой фракции песчаников установлены те же глинистые минералы, что и в самих глинах и в основном в тех же соотношениях; разница заключается лишь в том, что в цементе песчаников несколько больше гидрослюды и хлорита.

Карбонатные породы

Известняки имеют крайне ограниченное распространение. Встречаются в виде пропластков среди песчано-глинистых пород и взаимными переходами связаны с глинами. Макроскопически они серые, светло-серые, редко темно-серые, крепкие, массивные, с раковистым изломом; содержат включения микро- и макрофауны, в меньшем количестве—обуглившиеся растительные остатки. Содержание $CaCO_3$ колеблется в широких пределах—от 55 до 90%. Глинистая фракция (<0,01 *мм*) иногда достигает 50%, алевритовая и песчаная не превышают 20%. По структурным признакам среди известняков выделяются микрозернистые и органогенные.

Таблица 135

Распределение малых химических элементов в породах октемберянской свиты (по данным полуколичественного спектрального анализа)

Наименование породы	Пределы колебаний в %	Частота встречаемости элементов в %													
		Cr	Ni	Co	Mn	Ti	V	Cu	Pb	Zn	Ga	Zr	Be	Sr	Ba	P
Глины	0,3—1 и	—	1,8	—	14,8	94,7	2,0	—	—	—	—	—	—	0,4	1,4	0,8
	0,1—0,3	0,2	27,4	—	37,7	2,5	4,6	1,6	—	—	—	—	0,2	4,7	23,0	32,3
	0,01—0,1	73,6	40,2	17,0	47,5	2,8	93,2	73,8	13,1	52,7	1,9	56,8	—	85,8	74,9	33,9
	0,001—0,01	26,2	30,6	82,1	—	—	0,2	24,6	58,1	46,6	89,8	43,2	4,5	4,8	0,7	—
	0,0001—0,001	—	—	0,9	—	—	—	—	28,8	0,7	—	—	92,3	2,0	—	—
	0,00001—0,0001	—	—	—	—	—	—	—	—	—	8,3	—	—	2,3	—	—
Алевролиты	0,3—1 и	—	—	38,8	100,0	2,7	—	—	—	—	—	—	—	—	2,8	—
	0,1—0,3	4,0	1,3	25,9	—	39,0	—	—	—	—	—	—	—	36,0	31,4	6,7
	0,01—0,1	87,7	32,1	35,3	—	58,3	100,0	100,0	—	35,6	4,1	87,7	—	64,0	65,8	85,9
	0,001—0,01	8,3	66,6	—	—	—	—	—	87,5	63,0	95,9	12,3	—	—	—	7,4
	0,0001—0,001	—	—	—	—	—	—	—	12,5	1,4	—	—	68,1	—	—	—
	0,00001—0,0001	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	31,9	—	—	—
Песчаники	0,3—1 и	—	—	—	15,9	80,6	—	—	—	—	—	—	—	3,0	7,4	—
	0,1—0,3	0,7	—	—	25,4	19,4	1,4	—	—	—	—	—	—	2,7	18,3	—
	0,01—0,1	57,9	25,2	3,5	58,7	—	80,6	71,8	16,6	23,8	1,4	54,1	0,7	93,6	65,2	55,6
	0,001—0,01	40,7	74,1	93,4	—	—	1,4	28,2	73,4	76,2	98,6	29,2	32,0	0,7	9,1	44,6
	0,0001—0,001	0,7	0,7	3,1	—	—	16,6	—	10,0	—	—	—	67,3	—	—	—
	0,00001—0,0001	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	16,7	—	—	—	—

НЕОГЕН

РАСПРОСТРАНЕНИЕ

Терригенные красноцветные, эвапоритовые и карбонатно-терригенные отложения миоцена имеют широкое развитие в Приараксинской зоне. Суммарная их мощность достигает 3 *км*. В центральной складчатой зоне эти отложения развиты в Приереванском прогибе. Западнее, в Ленинаканской котловине, сарматские отложения представлены угленосными терригенными образованиями, содержащими значительную примесь пирокластического материала.

В бассейне оз. Севан распространены терригенно-карбонатные отложения миоцена. Так называемая белесоватая свита, очевидно, сарматского возраста, сложена главным образом кислыми эффузивами и их пирокластическими дериватами; она развита в Айоцдзоре, на Цахкуняцском, Варденисском и Гегамском хребтах. Вулканические, вулканогенно-осадочные и осадочные образования плиоцена имеют широкое распространение в Центральной складчатой зоне, а также в Приараксинском межгорном прогибе.

Наиболее детально изучены отложения миоценового возраста Октемберянского (Нижнеахурянского), Приереванского и Садаракского прогибов. В первых двух прогибах миоценовые отложения сходны между собой по составу, поэтому приводится их объединенное описание.

РЯДЫ ФОРМАЦИЙ

Неогеновый этап развития территории Армении качественно отличается от предыдущего, хотя процессы, определившие его специфичность начали проявляться уже в олигоцене. Общее погружение (в эоцене) сменилось в олигоцене постепенным воздыманием и формированием во всех рассмотренных подзонах шлировой формации. В миоцене воздымание области становится более интенсивным, значительно расширяется площадь поднятий—и окраинных и внутрибассейновых. Можно предполагать, что с неменьшей интенсивностью погружались прогибы, располагавшиеся между поднятиями. Эта контрастно выраженная разнонаправленность тектонических движений и определяет специфичность неогенового ряда формаций. Она обусловила накопление ряда синорогенных формаций, его ярко выраженную гетерогенность и значительную активность наземновулканических процессов.

Нижним членом ряда неогеновых (орогенных) формаций является красноцветная молассоидная формация раннемиоценового возраста (табл. 136), в составе которой, в пределах Садаракской мульды, прослеживаются вулканогенные и пирокластические породы. В течение среднемиоценового времени накапливаются отложения терригенно-эвапоритовой формации. Колонка миоценовых отложений завершается карбонатно-терригенной формацией, образование которой связано с ингрессией моря в позднемиоценовое время. Повсеместное вытеснение морских и субаквальных условий образования наземными произошло в плиоцене-антропогене.

Таблица 136

Ряды формаций неогеновых отложений Приереванского прогиба

Тектонический этап	Подэтап	Формационный комплекс	Формации и субформации	Мощность в м	Главные типы пород	Обстановка накопления
Альпийский	Позднеальпийский	Поздне-орогенный	Наземно-вулканогенная формация. Вулканогенно-осадочная и терригенная озерная субформации N_2—Q	1000	Андезиты, базальты, туфобрекчии, туфоконгломераты, пески, глины, диатомиты	Наземная и озерная
		Раннеорогенный	Карбонатно-терригенная N_1^{2-3}	900	Глины, алевролиты, песчаники, мергели, известняки, конгломераты	Морская мелководная
			Терригенно-эвапоритовая N_1^2	800	Каменная соль, глины, алевролиты, гипсы	Лагунная
			Красноцветная молассоидная N_1^1	600	Глины, песчаники, конгломераты	Континентальная (субаквальная)

Таблица 137

Ряды формаций неогеновых отложений Приараксинской зоны
(Октемберянский и Садаракский прогибы)

Тектонический этап	Подэтап	Формационный комплекс	Формации и субформации	Мощности в *м*	Главные типы пород	Обстановка накопления
Альпийский	Позднеальпийский	Позднеорогенный	Наземно-вулканогенная с диатомово-озерной и другими субформациями N_2—Q	1000	Андезиты, базальты, туфобрекчии, туфоконгломераты, пески, глины, диатомиты	Наземная и озерная
		Раннеорогенный	Карбонатно-терригенная N_1^{2-3}	1200	Глины, алевролиты, песчаники, мергели, известняки, конгломераты	Морская мелководная
			Терригенно-эвапоритовая N_1^2	1200	Каменная соль, глины, алевролиты, гипсы	Лагунная
			Красноцветная с субформациями: терригенная N_1^1	800	Глины, песчаники, конгломераты	Континентальная (субаквальная)
			вулканогенно-осадочная N_1^1	650	Глины, песчаники, конгломераты, порфириты, туфы	

МИОЦЕН

ПОДЗОНЫ ОКТЕМБЕРЯНСКОГО (НИЖНЕАХУРЯНСКОГО) И ПРИЕРЕВАНСКОГО ПРОГИБОВ

КРАСНОЦВЕТНАЯ МОЛАССОИДНАЯ ФОРМАЦИЯ (НИЖНИЙ МИОЦЕН)

Красноцветная молассоидная формация знаменует собой начальный этап формирования собственно орогенного ряда формаций на значительной части территории Армении. Красноцветная формация широко развита в пределах Октемберянского, Приереванского и Садаракского прогибов. Полная мощность ее в указанных прогибах достигает более 600 *м*. В Октемберянском и Приереванском прогибах она представлена исключительно терригенными породами— конгломератами, песчаниками, алевролитами и глинами, причем грубообломочные породы слагают основание разреза формации, тогда как верхняя его часть сложена преимущественно глинами. В пределах Садаракской мульды в разрезе красноцветной формации прослеживаются вулканогенные породы и их пирокластические дериваты.

Терригенные породы

Конгломераты сложены гальками размером в 2—3 *см*, среди которых нередко встречаются также валуны, достигающие в поперечнике 20 *см* и более. Цемент конгломератов песчаный, с карбонатно-глинистой примесью.

Среди галек преобладают обломки эффузивных пород среднего, реже кислого и основного состава и яшмы; подчиненное значение имеют гранитоиды, витрофировые туфы, осадочные породы. Гальки угловато-окатанные, реже угловатые, очень редко окатанные. Гальки эффузивных пород хлоритизированы (по пироксенам и стеклу) и ожелезнены (по пироксенам), гальки гранитоидов гидрослюдизированы и карбонатизированы (по плагиоклазам).

Песчаники составляют около 30% пород формации. Цвет кирпично-красный, розоватый, иногда серый; они крупно-, средне- и мелкозернистые, плотные и рыхлые. Окрашивающим веществом являются гидроокислы железа. Средний гранулометрический состав (по всем разрезам) следующий: фракция 0,5—0,25 *мм*—28%; 0,25—0,1 *мм*—32%; 0,1—0,01 *мм*—28%; <0,01 *мм*—12%. Карбонатность в среднем составляет 10—11%. Структура неравномерно-зернистая, мелкозернистая, крупнозернистая, грубозернистая. В составе преобладают обломки изверженных, метаморфических и осадочных пород (до 90%). Отмечаются также вулканическое стекло (до 10%), плагиоклазы (обычно полисинтетические и простые двойники андезина и лабрадора, до 10%), редкие зерна кварца, авгита, гиперстена, роговой обманки, магнетита и гематита.

Среди обломков пород порфириты среднего и кислого состава в сумме составляют 60—70%. Они хлоритизированы и монтмориллонитизированы. Хлоритизированные обломки обычно сильно ожелезнены. Очевидно, разрушение эффузивных пород сопровождалось выносом железа из силикатной массы; об этом свидетельствует локализация железа вдоль микротрещин, по которым шло разложение пород. Содержание обломков гранитоидных пород, каолинизированных и гидрослюдизированных (по данным рентгеноструктурного анализа), составляет

10—15%. Обломки других пород (роговики и др.) встречаются редко. Цемент (10—35%) карбонатный, глинисто-карбонатный, карбонатно-глинистый, железисто-глинистый, глинистый. Тип цемента: соприкосновения, базальный, выполнения пор, часто смешанный. Структура преимущественно криптокристаллическая. В цементе песчаников нижних горизонтов формации преобладает глинистый материал (с примесью пеплового), а также гидроокислы железа. Карбонатный цемент характерен главным образом для песчаников верхней части разреза.

Из тяжелых минералов постоянно отмечаются: авгит (до 10%), обыкновенная роговая обманка (до 3%), биотит (до 1%), циркон (до 1%), апатит (до 1%), гематит (до 10%), гидроокислы железа (до 80%), магнетит (до 15%), ильменит+хромит (до 10%). Кроме того, обнаружены: гиперстен, турмалин, анатаз, сфен, пикотит, гранат, эпидот, цоизит, базальтическая роговая обманка, актинолит, мусковит, хлорит. Из легких минералов распространены измененные плагиоклазы (до 100%), кварц (до 2%), вулканическое стекло (до 10%).

По данным рентгеноструктурного, термического и других анализов, в цементе песчаников основными глинистыми минералами являются монтмориллонит, хлорит и гидрослюда; установлена примесь каолинита и неупорядоченного смешанно-слойного образования с разбухающими и неразбухающими хлоритовыми слоями.

Пределы колебаний основных окислов по данным химического анализа трех образцов (в весовых процентах) составляют:

SiO_2 — 56,4—59,65; TiO — 0,69—0,87; Al_2O_3 — 13,67—16,93; Fe_2O_3 — 6,8—8,3; FeO — 0,29—0,58; CaO — 0,92—1,81; MgO — 1,13—1,63; Na_2O — 1,46—2,96; K_2O — 0,85—2,27; Влага — 5,30—6,05; П.п.п. — 5,60—7,59.

Алевролиты составляют 5% от общей мощности формации. Порода плотная, иногда рыхлая, красного, реже серого цвета. Структура псаммито-алевритовая, пелито-алевритовая. Состав обломочного материала и цемента сходен с песчаниками. Чаще встречается цемент базального типа, в котором минералы и обломки пород изменены более интенсивно.

Глины составляют около 60% общей мощности формации. Среди них встречаются сильно песчанистые, алевритовые и алевритистые разности. Цвет кирпично-красный, розовый, розовато-коричневый; окраска равномерная, реже встречаются глины серого цвета; окрашивающим веществом глин (и других пород) являются гидроокислы железа. Трещины в глинах иногда выполнены эпигенетическим гипсом. Излом глин землистый и неровный. Обычно это плотные, иногда пластичные и комковатые породы. Они хорошо размокают в воде и быстро распадаются на мелкие агрегаты, которые затем превращаются в пастообразную массу. Средний гранулометрический состав глин красноцветной толщи по всем изученным разрезам следующий: фракция <0,001 *мм* — 47%; 0,001—0,01 — 30%; 0,01—0,1 — 17%; >0,1 — 10%. Средняя карбонатность составляет около 13% (в глинах верхних горизонтов иногда достигает 25—30%). Структура псаммопелитовая, реже алевропелитовая, текстура беспорядочная, пятнистая. Алевритовые и песчаные частицы (10—20%) представлены измененными плагиоклазами (обычны полисинтетические и простые двойники) среднего и основного состава, кварцем, редкими чешуйками биотита и хлорита и вулканическим стеклом; реже встречаются авгит, обыкновенная роговая обманка, циркон и магнетит. Часто присутствуют обломки различных изверженных пород. Характерны скопления и всевозможные примазки гидроокислов железа; последние, кроме того, образуют тончайший налет на зернах полевых шпатов и других минералов. Полевые шпаты интенсивно

гидрослюдизированы и кальцитизированы, обломки пород—хлоритизированы. В основной глинистой массе присутствует значительное количество пеплового материала. Основными глинистыми минералами являются: монтмориллонит, *Fe*—хлорит, разбухающий хлорит, гидрослюда. В качестве примесей установлены: каолинит, неупорядоченное смешанно-слойное образование с разбухающими и неразбухающими хлоритовыми слоями и палыгорскит. О присутствии монтмориллонита свидетельствует сильный рефлекс с d (001) = 14,7 Å, который на рентгенограммах насыщенных глицерином образцов смещается к d = 17,7Å; после прокаливания на рентгенограммах появляется интенсивный рефлекс с d = 10Å. Весьма интенсивные четные порядки отражений с d = 7Å и 3,5Å говорят о значительном содержании хорошо окристаллизованного *Fe* -хлорита. После прокаливания на рентгенограммах появляется линия с d = 13,8 Å. Гидрослюда диагностируется по серии рефлексов с d=10Å; 5,0Å; 3,3Å, которые не изменяют свое положение после различных обработок. На многих рентгенограммах насыщенных этиленгликолем образцов имеется рефлекс с d=17Å, который после прокаливания смещается к d = 14Å, что свидетельствует о наличии большого количества разбухающего хлорита. По внешнему виду такие рентгенограммы не отличаются от типичных монтмориллонитовых (разбухают исключительно все слои). Слабые линии с d=7,1Å и 3,5Å, не исчезающие после кипячения образцов в 20% HCl, свидетельствуют о присутствии незначительного количества каолинита. При насыщении ряда образцов этиленгликолем некоторые слои в хлоритах разбухают: линия с d = 14Å на рентгенограммах природных образцов после насыщения смещается к $d \sim$ 15—16Å, а после прокаливания уменьшается до 13,8 Å. Структура минерала в данном случае представляет собой чередование разбухающих и неразбухающих хлоритовых слоев. В других случаях d (001) достигает 17Å; на рентгенограммах прокаленных образцов при этом значительно усиливается интенсивность линии с d = 10Å, но сохраняется также линия с d = 14Å, т. е. разбухающие слои построены здесь уже по монтмориллонитовому типу. Таким образом; намечается стадийное преобразование хлорита в монтмориллонит; в результате образуется следующий стадийный ряд: хлорит—минерал с неупорядоченным чередованием разбухающих и неразбухающих хлоритовых слоев—разбухающий хлорит—неупорядоченное смешанно-слойное образование хлорит-монтмориллонитового типа—монтмориллонит. Исходным хлоритом является продукт изменения стекловатого базиса эффузивных пород среднего и основного состава.

Электронографическими исследованиями для хлорита (1) и гидрослюды (2) установлены следующие параметры элементарной ячейки: 1. a = 5,30κX, b = 9,28κX, c = 14,6κX, β = 96,5°, 2. a = 5,16κX, b = = 8,94κX, c = 10,2κX, β = 100°.

Гидрослюда относится к модификации 1М, структура несовершенная. Палыгорскит фиксируется на электронномикроскопических снимках в виде редких игольчатых кристаллов. Характерен главным образом для глин верхних горизонтов красноцветной толщи.

Химические анализы показывают высокое значение отношения SiO_2/R_2O, большое содержание Fe_2O_3 и влаги (табл. 139).

Глинистые минералы по разрезу и на площади распространены неравномерно; каолинит, разбухающий хлорит и смешаннослойные образования характерны преимущественно для глин нижних горизонтов формации; палыгорскит и хорошо окристаллизованный хлорит типичны для верхних ее горизонтов. Монтмориллонит и гидрослюда почти одинаково распространены как в верхней, так и в нижней ее

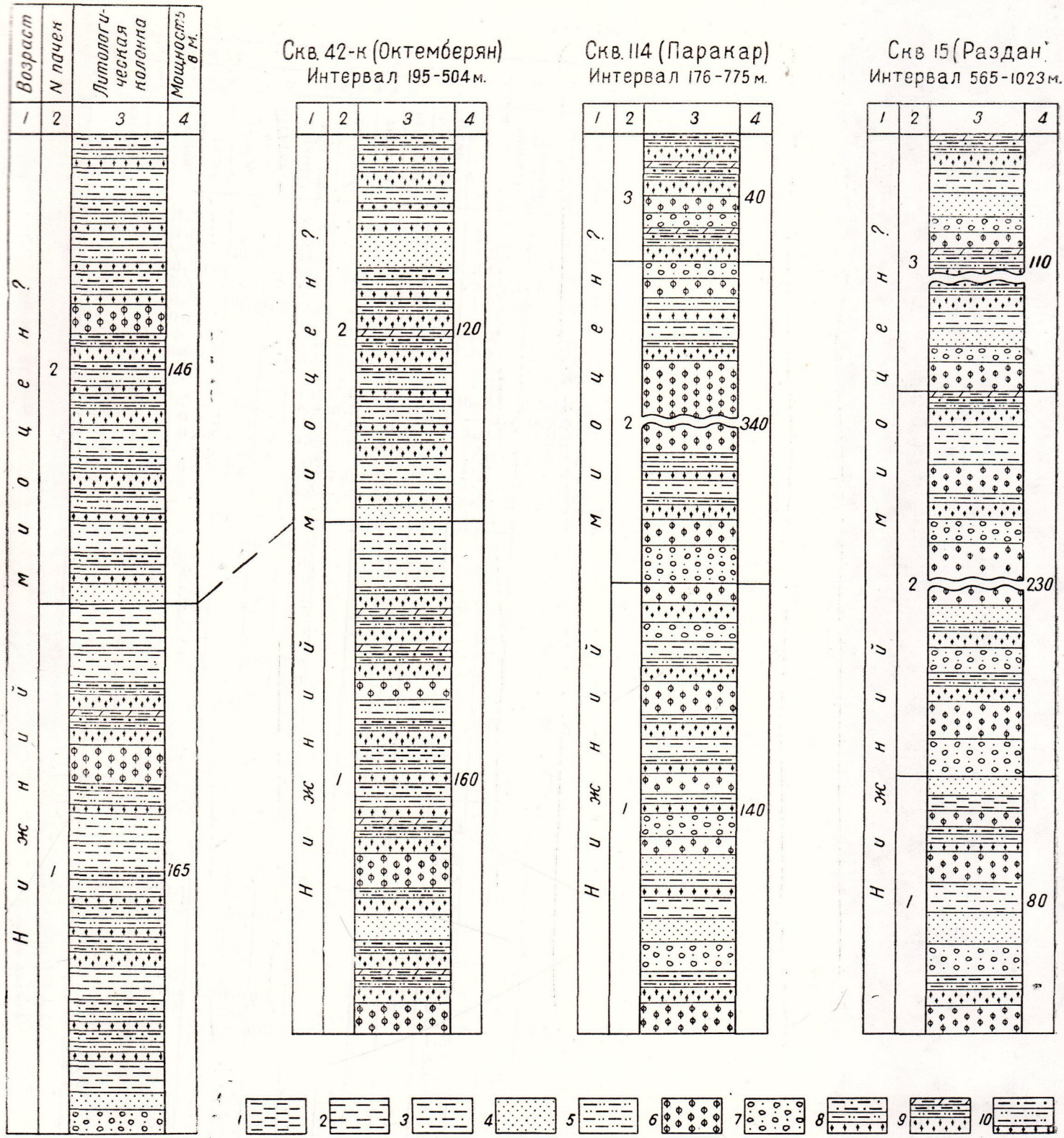


Рис. 136. Типы разрезов красноцветной молассоидной формации (нижний миоцен). 1. Глины. 2. Глины монтмориллонитовые. 3. Глины алевритовые и песчанистые. 4. Песчаники полимиктовые. 5. Алевролиты полимиктовые. 6. Конгломераты полимиктовые. 7. Гравелиты. 8. Чередование песчаников, алевролитов и глин. 9. Чередование песчаников, алевролитов, мергелей и глин с преобладанием песчаников. 10. Чередование песчаников, алевролитов и глин с преобладанием алевролитов.

Минеральный состав отложений неогена Октемберянского и Приереванского прогибов

Таблица 138

Формации, субформации и их возраст	№ образцов	Наименование пород	Карбонатность в %	Выход тяжелой фракции в %	Легкая фракция: Аутигенные: Глауконит	Гипс	Углистые частицы	Легкая фракция: Аллотигенные минералы: Вулканическое стекло	Обломки силицита	Кварц	Плагиоклазы	Калиевые полевые шп.	Обломки пород	Разложенные мин.	Тяжелая фракция: Аутигенные минералы: Пирит	Барит	Целестин	Доломит-анкерит	Ангидрит	Карбонат	Гидроокислы железа	Разложен. минералы	Тяжелая фракция: Аллотигенные минералы: Магнетит	Рудные немагнитные	Пикотит	Гранаты	Апатит	Анатаз	Рутил	Сфен	Турмалин	Корунд	Циркон	Авгит	Диопсид	Гиперстен	Обыкнов. рог. обм.	Актинолит	Тремолит	Глаукофан	Базальт роговая обманка	Биотит	Мусковит	Зеленая слюда	Эпидот и цоизит
Карбонатно-терригенная молассовая, верхний миоцен	2458	Песчаник м/з полимиктовый	24,96	3,9	+	—	+	—	—	2	3	—	—	95	+	+	—	—	—	+	+	29,7	10,0	10,0	26,5	0,3	+	—	2,0	2,0	1,4	—	1,5	—	—	—	16,0	—	+	+	+	3,5	—	—	3,5
	2460	Песчаник м/з кварц-полевошпатовый	19,52	1,3	+	—	+	—	—	+	2	—	—	98	—	—	—	—	—	—	2,0	5,0	10,0	20,0	20,0	0,8	—	0,6	—	0,5	0,5	0,5	1,0	—	0,5	—	32,0	+	1,7	2,0	—	1,0	—	0,5	3,4
	2461	Песчаник г/з полимиктовый	32,88	7,0	+	—	+	—	—	3	7	—	—	90	—	—	—	—	—	—	2,0	5,0	10,0	5,0	5,0	1,5	—	—	—	1,5	—	—	2,5	—	10,0	—	48,0	—	1,0	0,5	1,5	2,0	—	—	4,5
	1333а	Туфопесчаник с/з полимиктовый	17,60	0,8	+	—	+	3	—	1	1	2	—	93	—	—	—	—	—	—	3,0	20,0	5,0	3,5	3,5	1,0	—	—	—	1,5	—	—	0,5	1,0	2,5	—	30,0	5,0	+	1,5	—	3,0	1,5	0,5	17,0
	1347б	Туфопесчаник с/з полимиктовый	15,04	0,15	+	—	+	2	—	2	5	1	—	90	—	—	—	—	—	—	—	25,0	10,0	10,0	8,5	1,0	—	—	—	1,0	+	—	0,5	—	—	—	8,0	—	1,0	1,5	—	1,0	1,0	—	31,5
	2319	Алевролит глинисто-песчанистый	16,32	1,2	+	—	+	—	2	1	—	—	—	97	—	—	—	—	—	—	2,6	21,4	5,0	15,4	14,0	1,2	—	—	—	0,6	—	—	0,6	—	10,0	0,6	17,0	—	1,0	0,6	3,0	—	—	—	7,0
	2323	Алевролит глинисто-песчанистый	17,92	0,8	+	—	+	—	—	2	3	—	+	95	—	—	—	—	—	—	2,0	32,4	10,0	3,3	2,62	0,5	+	—	0,5	0,5	—	—	0,7	—	—	—	0,3	2,2	—	2,0	0,3	—	—	0,6	40,0
	2334б	Алевролит глинистый	22,40	2,9	+	—	+	—	—	10	—	—	—	90	+	12,3	—	—	—	—	+	20,5	3,0	—	32,2	0,8	1,0	—	—	0,8	0,5	0,5	+	—	—	2,0	—	—	2,5	—	2,0	—	0,5	21,4
	2343	Алевролит глинисто-песчанистый	21,44	2,7	+	—	+	—	—	1	2	—	—	97	30	0,3	—	—	—	—	+	20,0	5,0	—	14,4	0,5	+	—	—	0,6	0,5	—	0,6	0,6	—	—	3,6	2,1	+	1,3	—	+	+	—	10,5
	2326	Глина песчано-алевритовая	29,76	0,28	+	—	+	—	—	+	—	—	—	100	98	—	—	—	—	—	2,0	—	—	+	—	—	—	—	+	—	—	+	—	—	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—	+
	2330	Глина алевритовая	16,92	0,20	+	—	+	—	—	+	—	—	—	100	—	+	—	—	—	—	5,0	43,1	55,0	—	5,0	+	—	—	+	0,5	+	—	+	—	—	—	3,0	37,0	—	2,0	—	10,5	+	0,52	31,3
	2331	Глина песчано-алевритовая	16,00	0,03	+	—	+	—	—	+	—	—	—	100	—	0,2	—	—	—	—	1,0	6,2	5,0	—	60,91	0,3	—	—	0,2	0,6	0,2	0,2	0,2	—	0,2	—	1,8	0,7	—	0,6	0,1	—	0,2	0,9	20,49
	2641	Глина алевритовая	14,72	0,10	+	—	+	—	—	+	—	—	—	100	58	0,5	—	—	—	1,0	1,0	—	3,5	—	5,0	2,0	—	—	—	3,5	0,5	—	2,0	—	—	—	—	0,5	—	1,5	—	3,5	+	0,5	17,0
	1705	Глина песчано-алевритовая	22,40	0,03	+	—	+	—	—	+	—	—	—	100	—	—	—	—	—	—	8,0	8,0	7,0	15,0	10,0	1,5	—	—	—	3,5	—	+	1,0	2,0	4,0	—	10,0	5,0	3,5	1,5	—	7,0	1,0	0,5	11,5
	1708	Известняк глинистый	77,44	0,05	+	—	+	—	—	1	1	—	—	100	—	—	—	—	—	3,0	13,0	33,0	3,5	10,0	+	1,0	—	—	—	1,5	—	+	—	8,0	2,0	—	10,0	+	+	0,5	—	1,5	+	—	3,0
	1710	Известняк глинистый	61,72	0,30	+	—	+	—	—	1,5	1	—	—	98	1	—	—	—	—	3,0	6,0	29,0	5,0	3,5	10,0	2,0	—	—	0,5	2,0	—	—	2,0	3,5	2,5	—	5,0	7,0	2,5	1,0	—	3,5	—	—	10,0
	1523	Известняк глинисто-алевритовый	63,04	0,14	+	—	+	—	—	+	—	—	—	97,5	—	—	—	—	—	—	3,0	28	12,0	5,0	8,0	1,5	—	—	—	4,0	—	—	0,5	—	—	—	10,0	10,0	0,5	1,5	—	3,5	1,5	1,0	20,0
	2332	Известняк алевритовый	82,21	1,00	+	—	+	—	—	—	—	—	—	100	—	100	—	—	—	—	—	—	—	—	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	+	—	—	—	+	—	—	+
Терригенно-эвапоритовая молассовая (гипсон.-соленосный), средний миоцен	3191	Алевролит глинистый	47,0	1,5	—	+	—	—	—	—	2	—	—	98	92	—	+	—	—	—	—	7,0	—	0,5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,5	—	—	+	—	+	+	—	—
	3192	Алевролит песчано-глинистый	18,0	0,3	—	+	—	—	—	1	2	—	—	97	23	—	2	—	—	—	—	65,0	0,5	7,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,5	—	—	3,0	—	—	+	—	1,0	+	—	—
	3196	Алевролит глинистый	10,6	0,5	—	+	—	—	—	1	2	—	—	97	83	—	+	—	—	—	0,5	15,0	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,0	—	—	—	—	—	—	—	—
	1228	Глина гипсоносная	15,6	2,0	—	10	—	—	—	—	—	—	—	90	0,4	—	98	—	—	—	0,4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,2	—	—	—	—	+	—	—	—
	1151	Глина гипсоносная	14,7	1,0	—	15	—	—	—	—	—	—	—	85	45	—	53	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,5	—	—	+	—	—	—	—	—
	1238	Глина с крист. гипса	11,5	1,0	—	6	—	—	—	+	—	—	—	94	25	—	75	—	—	—	—	—	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	+	+	—	—	—	—
	9682	Глина гипсоносная	21,5	0,6	—	70	—	—	—	—	—	—	—	30	10	3	2	70	5,0	—	+	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	10977	Глина алевритовая	37,7	1,1	—	7	—	—	—	—	—	—	—	93	3	—	87	+	—	—	1,0	5,0	2,0	+	+	—	—	—	—	+	+	—	+	0,5	—	0,5	1,0	—	—	—	+	+	—	—	—	—
	4422	Известняк алеврито-глинистый	69,6	0,4	—	3	—	—	—	+	0,5	—	—	96,5	80	—	+	—	—	—	1,0	14,0	—	2,0	2,0	+	—	—	—	+	+	—	+	0,5	—	—	1,0	+	—	+	—	—	—	—	—
	3191	Известняк глинистый	87,2	1,2	—	+	—	—	—	—	—	—	—	100	15	—	77	—	—	—	1,0	7,0	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—
	10978	Известняк алеврито-глинистый гипсонос.	58,8	0,6	—	80	—	—	—	—	+	—	—	20	10	—	83	—	—	—	—	5,0	0,5	—	—	+	—	—	—	—	+	—	—	+	0,5	—	—	—	—	+	—	—	—	—	—	—
	1177	Глина с крист. кам. соли	5,7	0,5	—	+	—	—	—	—	—	—	—	100	77	—	2	—	17,0	—	—	3,0	1,0	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,5	—	0,5	—
	1220	Глина соленосная	18,35	0,4	—	+	—	—	—	—	—	—	—	100	85	—	—	—	15,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	473	Глина соленосная	12,5	0,6	—	—	—	—	—	—	—	—	—	100	7	—	2	1,5	83,0	—	—	5,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	1215	Глина	11,2	0,8	—	—	—	—	—	—	—	—	—	100	3	—	—	+	97,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Красноцветная - молассовая, нижний миоцен	4008	Конгломерат м/гал. с изв. песчан. (г/з) цементом	17,5	3,0	—	—	—	—	—	+	10	—	+	90	—	1,5	—	—	—	—	90,0	—	7,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,5	0,2	—	0,3	0,2	—	—	—	—	0,3	—	—	—
	4013	—»—	29,2	3,0	+	—	—	—	—	—	2	—	—	98	—	10	—	—	—	—	65,0	4,5	20,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,3	—	—	+	—	—	—	—	0,2	—	—	—
	4016	Конгломерат с/гал. с глин. песчан.-изв. цементом	37,0	1,5	+	—	—	—	—	1	3	—	—	96	—	2	—	—	—	—	82,0	—	12,5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2,5	0,5	—	—	—	—	—	—	0,5	—	—	—
	4027	Конгломерат м/гал. с туфо-песчанистым цементом	5,2	3,0	—	—	—	+	—	—	2	—	—	98	—	28	—	—	—	—	67,0	3,5	0,2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,0	0,1	—	+	—	—	—	—	0,2	—	—	—
	4026	Песчаник г/з граувакков.	9,2	2,5	—	—	—	—	—	—	2	—	—	98	—	35	—	—	—	—	58,5	—	3,0	—	—	—	—	—	—	—	—	0,2	—	0,5	0,5	—	0,5	0,3	—	—	—	1,0	0,5	—	—
	4151	Песчаник алеврито-глинистый полимиктовый	6,0	1,0	—	—	—	—	—	1	3	—	—	96	—	+	—	—	—	—	93,0	3,5	1,5	—	—	0,2	—	—	+	—	0,2	—	1,5	—	—	—	—	—	—	—	—	0,1	—	—	—
	4030	Песчаник глинистый полимиктовый	4,0	1,5	—	—	—	—	—	1	2	—	+	97	—	1,5	+	—	—	—	97,0	—	1,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,2	0,2	—	—	—	—	—	—	0,1	—	—	—
	7282	—»—	4,83	2,0	—	—	—	—	—	7	3	—	+	90	—	4,2	—	—	—	—	86,0	—	1,5	—	—	0,5	—	0,2	—	—	—	—	1,0	1,0	0,3	1,0	0,5	—	—	—	0,3	0,5	—	—	—
	7281	Песчаник м/з граувакков.	11,8	0,75	+	—	—	+	—	3	5	—	—	92	—	+	—	—	—	—	89,0	5,5	1,5	—	—	0,5	—	—	—	—	0,5	—	1,5	0,3	—	0,2	—	—	—	—	—	0,5	—	—	0,5
	7290	Алевролит глинистый	29,6	0,02	+	—	—	—	—	1,5	0,5	—	—	98	—	5	—	—	—	—	88,0	—	3,0	—	—	—	—	0,3	—	0,5	—	—	1,5	—	0,5	—	0,2	—	—	—	—	1,5	—	—	—
	4015	Алевролит глинистый	26,0	1,90	+	—	—	—	—	—	2	—	—	98	—	3	—	—	—	—	78,0	—	18,5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,3	—	—	—	—	—	—	—	—	0,2	—	—	—
	2034	Алевролит песчанистый	1,2	1,50	—	—	—	—	—	1	2	—	—	97	—	—	0,2	—	0,2	—	86,0	3,0	7,3	—	—	—	—	—	—	—	0,	—	—	1,1	—	—	—	—	—	—	—	—	2,0	—	—	—
	2035	Глина алевритовая	24,2	1,0	—	—	—	—	—	+	2	—	—	98	—	—	+	—	+	—	—	—	7,3	—	—	—	—	—	—	—	0,2	—	1,0	—	—	—	—	—	—	—	—	2,2	—	+	—
	2067	Глина песчано-алевритовая сильно изв.	44,0	0,5	—	—	—	—	—	+	1	—	—	99	—	—	—	—	—	—	87,0	—	7,0	—	—	—	—	—	—	—	0,2	—	1,1	1,2	—	—	—	—	—	—	—	3,5	—	—	—
	2083	Глина песчанистая	12,6	0,1	—	—	—	—	—	+	—	—	—	100	—	—	—	—	—	—	100,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	1276	Глина алевритовая	7,40	0,55	—	—	—	—	—	0,5	+	—	—	100	—	1,5	—	—	—	—	96,0	—	1,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,5	0,5	—	—	—	—	—	—	0,5	—	—	—

Таблица 139

Химический состав глин

Окислы	Номера образцов				
	2026	2067	2038	1203	1335
SiO_2	47,32	48,84	48,55	48,08	50,05
TiO_2	0,52	0,37	0,23	0,67	0,53
Al_2O_3	18,81	18,97	16,71	17,00	18,34
Fe_2O_3	2,26	6,43	6,93	7,49	8,20
FeO	1,52	1,64	2,73	2,30	2,25
MnO	0,11	0,11	0,18	0,02	0,02
CaO	3,19	4,01	4,40	3,55	4,92
MgO	4,58	3,98	3,15	3,39	2,50
Na_2O	2,62	1,90	1,50	1,93	1,70
K_2O	2,20	1,42	2,01	1,84	1,70
H_2O	4,22	6,72	5,25	10,86	5,01
п.п.п.	9,64	7,02	9,12	5,54	6,14
P_2O_5	0,20	0,12	0,12	0,10	0,11
SO_3	2,75	0,8	0,08	0,05	0,06

частях. В глинах некоторых разрезов (скважина у с. Аван) разбухающий хлорит и смешанно-слойные образования представлены крайне незначительно.

Таблица 140

Содержание малых элементов в глинах красноцветной толщи

Элементы	Количество анализов	Пределы колебаний	Среднеарифметическое в %	Модальное в %	Кларки в осадочных глинах
Sr	60	0,3— 0,03	0,030	0,033	$4,5 \cdot 10^{-2}$
Ba	„	0,1— 0,03	0,036	0,034	$8 \cdot 10^{-2}$
Mn	„	0,1— 0,03	0,100	0,108	$6,7 \cdot 10^{-2}$
Ni	„	0,1— 0,003	0,012	0,016	$9,5 \cdot 10^{-3}$
Co	„	0,01—0,003	0,005	0,005	$2 \cdot 10^{-3}$
Ti	„	1 — 0,5	0,676	0,683	$4,5 \cdot 10^{-1}$
V	„	0,1— 0,03	0,022	0,033	$9 \cdot 10^{-3}$
Cr	„	0,1— 0,03	0,016	0,017	$1 \cdot 10^{-2}$
Cu	„	0,01—0,03	0,024	0,022	$5,4 \cdot 10^{-3}$
B	„	0,03—0,003	0,005	0,005	$1 \cdot 10^{-2}$

ТЕРРИГЕННО-ЭВАПОРИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ (СРЕДНИЙ МИОЦЕН)

В Октемберянском и Приереванском прогибах средний миоцен выражен мощной толщей глин и хемогенных осадков; песчаники, алевролиты и мергели имеют в ней подчиненное значение. Максимальная мощность терригенно-эвапоритовой формации превышает 1200 *м*. В строении формации отчетливо прослеживается зональность: верхняя часть ее разреза сложена глинами и гипсами (гипсоносная толща), а нижняя—глинами и каменной солью (соленосная толща). В связи с этим описание вещественного состава каждой из указанных толщ приводится отдельно (несмотря на гетерогенное строение терригенно-эвапоритовой формации, расчленение ее на отдельные субформации представляется нецелесообразным). Отложения соленосной толщи, максимальная мощность которых достигает 1000 *м*, не выступают на дневную поверхность; они вскрыты лишь скважинами, пробуренными во многих пунктах Октемберянского и Приереванского прогибов. Гип-

соносная толща обнажается только в пределах Приереванского прогиба, где мощность ее (в районе сел. Джрвеж) составляет около 300 *м*. В нижней части разреза толщи наблюдается ритмичное чередование пластов (мощностью в несколько метров) глин, гипсоносных глин и гипсов.

Гипсоносная толща

В строении гипсоносной толщи участвуют главным образом гипсы и глины; значительно меньше распространены мергели, алевролиты и песчаники.

Песчаники встречаются лишь в нижней части разреза формации. Они мелкозернистые, рыхлые желтовато-серые или сравнительно более плотные серые. По минеральному составу и структуре эти разновидности сходны, но отличаются тем, что в первых больше гидроокислов железа, а цемент состоит в основном из глинистого вещества, тогда как в серых песчаниках цемент карбонатный и глинисто-карбонатный. Структура алевро-псаммитовая, цемент в основном базальный, иногда типа выполнения пор. Состав неглинистых и глинистых минералов такой же, что и в описанных ниже алевролитах.

Алевролиты составляют 5% отложений толщи. Цвет желтовато-серый, серый, текстура беспорядочная, пятнистая. Основная масса состоит из измененных в различной степени полевых шпатов; цемент карбонатный, глинисто-карбонатный.

Установлены следующие минералы: обыкновенная роговая обманка, актинолит-тремолит, биотит, эпидот, цоизит, глаукофан, циркон, сфен, диопсид, турмалин, мусковит, полевые шпаты, кварц; из аутигенных—барит, целестин, гипс, ангидрит, кальцит; из глинистых минералов—хлорит, гидрослюда, палыгорскит, монтмориллонит. В глинистой фракции установлены хлорит, гидрослюда, монтмориллонит и палыгорскит.

Глины составляют около 70% разреза гипсоносной толщи. Они представлены главным образом алевритовыми и алевритистыми разностями. Карбонатность в среднем составляет около 13%. Излом шероховатый, ровный, раковистый; цвет темно-серый, бурый, серый, светло-серый, в проходящем свете желтовато-серый, серый. Они плохо размокают в воде и распадаются в ней на мелкие агрегаты, которые лишь после длительного перемешивания образуют пастообразную массу. Иногда в виде концентрических колец на поверхности напластования глин скапливаются гидроокислы железа, что создает ложное впечатление о микрослоистом их строении. Кроме того, гидроокислы железа заполняют тончайшие трещины и гнезда, а также образуют на поверхности сколов многочисленные примазки различных размеров. Часто содержат остатки обуглившихся растений. Средний гранулометрический состав глин гипсоносной толщи по всем разрезам следующий: фракция $<0{,}001$ *мм*—46%; 0,001—0,01 *мм*—31%; 0,01—0,1 *мм*—20%; $>0{,}1$ *мм*—3%. Структура глин лептопелитовая, мегапелитовая, алевропелитовая; текстура ориентированная, слабо ориентированная, пятнистая, реже беспорядочная. Алевритовые и очень редкие песчаные частицы представлены измененными плагиоклазами (нередко простыми и полисинтетическими двойниками андезина и лабрадора), кварцем, биотитом, хлоритом, вулканическим стеклом и обломками изверженных пород.

В песчанистых глинах весьма характерно наличие аутигенного барита и целестина. Встречающиеся в них обломки пород хлоритизиро-

Скв. 2 (Насис)
Интервал 320-1682 м.

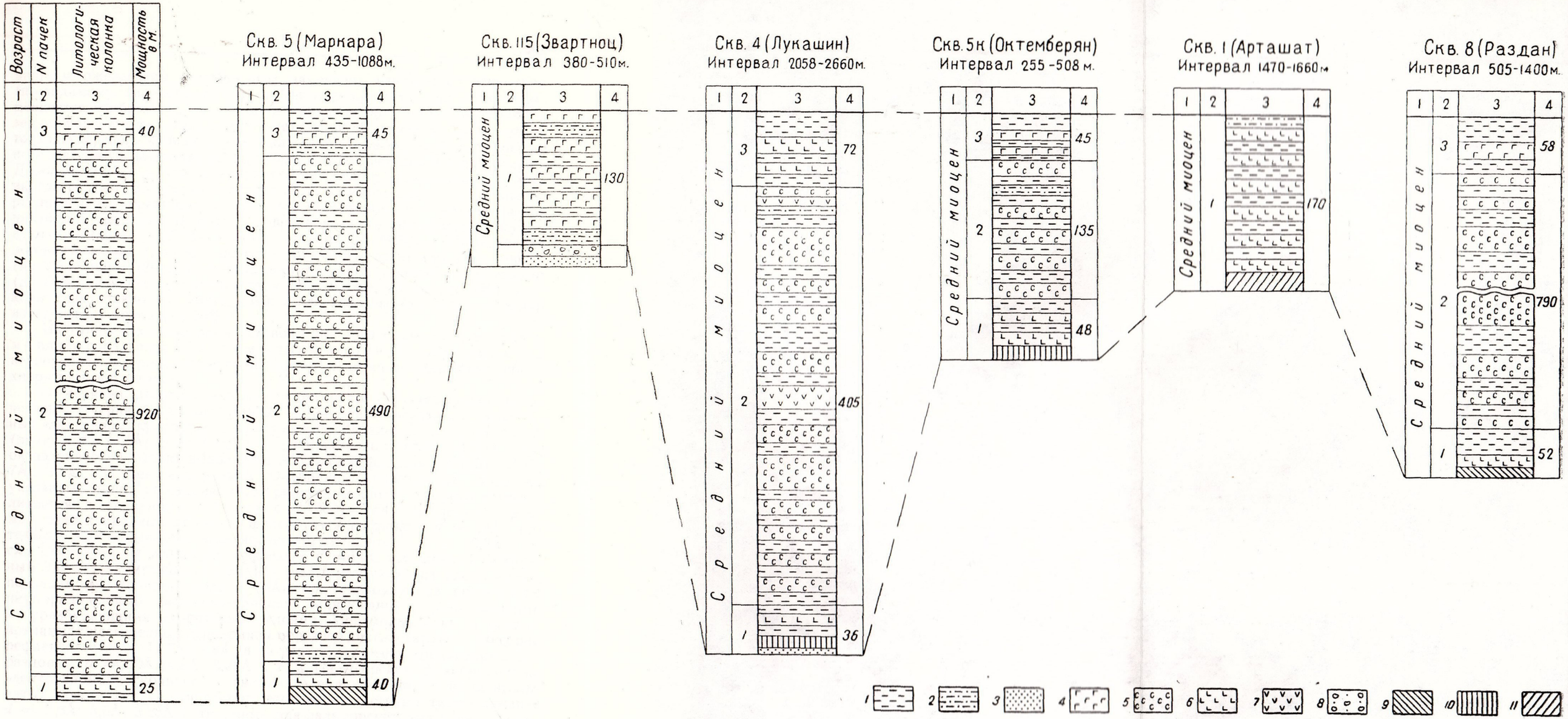


Рис. 137. Типы разрезов терригенно-эвапоритовой формации (средний миоцен).
1. Глины. 2. Глины алевритовые и песчанистые. 3. Песчаники полимиктовые. 4. Гипс. 5. Каменная соль. 6. Ангидрит. 7. Андезито-базальты, андезиты. 8. Гравелиты. 9. Чередование песчаников, алевролитов и глин. 10. Чередование песчаников, алевролитов, мергелей и глин с преобладанием песчаников. 11. Чередование песчаников, алевролитов и глин с преобладанием алевролитов.

ваны и ожелезнены, плагиоклазы замещены глинистым веществом (по-видимому, гидрослюдой) и карбонатом; при этом они вначале замещаются карбонатом, а затем и гидрослюдой: часто встречаются зерна, подвергнутые только карбонатизации. В основной массе много тонкодисперсного кальцита, чешуйки которого на сером фоне терригенного материала выделяются характерной интерференционной окраской. Довольно много в ней и гидроокислов железа, скопления которых иногда создают пятнистую текстуру. Пирокластическая примесь иногда распределена неравномерно, чем также обусловлено возникновение пятнистой текстуры. В крупных фракциях глин постоянно присутствуют: ангидрит (5—50%, иногда доходит до 90%), обыкновенная роговая обманка (до 4%), целестин (5—90%), авгит (до 4%), биотит (до 2%), пирит (2—40%, иногда достигает 90%), гидроокислы железа (до 60%), измененные плагиоклазы (80—100%), кварц (до 2%), вулканическое стекло (до 10%), свежие плагиоклазы (до 15%), обломки изверженных пород (до 10%).

Из глинистых минералов установлены: гидрослюда, хлорит, монтмориллонит и смешанно-слойное образование с неупорядоченно расположенными разбухающими и неразбухающими хлоритовыми слоями.

О наличии диоктаэдрической гидрослюды свидетельствует целочисленная серия базальных рефлексов на рентгенограммах насыщенных глицерином, природных и прокаленных образцов с d (001) = 10 Å (линии с d = 10,5Å; 5,0Å; 3,33Å и т. д.) и линия с d (060) = 1,50Å. Триоктаэдрический хлорит выявляется по серии рефлексов с d (001) = 14Å, 7Å, 3,5Å. На рентгенограммах насыщенных глицерином образцов указанные линии не изменяются. Триоктаэдричность хлорита устанавливается по сильному рефлексу с d (060) = 1,54. На рентгенограммах ряда природных образцов фиксируется рефлекс с d = 14Å, который после насыщения этиленгликолем смещается к d = 15,8Å. После прокаливания возникает рефлекс с d = 14Å, окруженный диффузным гало, простирающимся до 10Å (часть разбухающих слоев имеет, по-видимому, толщину слоя в 10Å), что указывает на присутствие неупорядоченного смешанно-слойного образования с разбухающими и неразбухающими хлоритовыми слоями. Монтмориллонит на рентгенограммах насыщенных глицерином образцов диагностируется по серии рефлексов с d = 17,7Å; 8,9Å, а на рентгенограммах прокаленных образцов—с d = 10Å; 4,9Å; 3,38Å и т. д. Палыгорскит фиксируется на электронномикроскопических снимках в виде многочисленных игольчатых кристаллов. О присутствии его свидетельствуют также линии с d = 9,8Å; 5,5Å; 3,28Å и типичные для палыгорскитовых глин дифференциальные кривые нагревания.

В результате электронографического исследования ряда образцов удалось установить параметры элементарной ячейки хлорита (1) и гидрослюды (2): 1. a=5,16 *кХ*, b=8,96 *кХ*, c=10,1 *кХ*, β=100,5°; 2. a=5,30 *кХ*, b=9,28 *кХ*, c=14,6 *кХ*, β=96°.

Гидрослюда диоктаэдрическая, модификации 1М; хлорит триоктаэдрический, железистый.

Характерной особенностью химического состава глин гипсоносной толщи является повышенное содержание магния и суммы щелочей. Отношение SiO_2/R_2O колеблется в пределах 2,4—3,6.

Основными глинистыми минералами в глинах гипсоносной толщи являются: гидрослюда, монтмориллонит, палыгорскит и хлорит. В качестве примеси в них присутствует неупорядоченное смешанно-слойное образование с разбухающими и неразбухающими хлоритовыми слоя-

Таблица 141

Химический состав глин гипсоносной толщи

№ обр.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	CaO	MgO	Na_2O	K_2O	H_2O	п.п.п.	P_2O_5	SO_3
1237	41,15	0,15	19,82	0,17	2,14	0,12	2,15	10,25	2,3	0,9	7,30	12,48	0,02	1,5
1175	44,66	0,09	16,18	0,65	5,06	0,17	2,13	7,40	2,38	3,22	5,12	10,00	0,06	2,2
1239	50,12	0,61	15,3	1,83	2,6	0,04	2,11	6,29	2,25	3,1	6,14	7,0	0,04	1,6
741	50,68	0,75	18,88	2,96	3,60	0,04	3,26	6,23	1,92	4,25	6,10	6,06	0,06	0,45
950	52,21	0,61	16,83	1,3	2,60	0,04	2,71	5,69	2,11	3,24	6,11	7,03	0,06	0,5
1020	50,0	0,75	17,73	1,00	3,00	0,02	2,4	5,21	1,36	1,73	7,62	5,00	0,07	1,93

ми. В распределении указанных минералов по разрезу и площади не наблюдается какой-либо закономерности. Можно только отметить, что снизу вверх постепенно возрастает совершенство структур гидрослюды и хлорита и уменьшается количество смешанно-слойных образований. В составе минералов крупной фракции глин гипсоносной толщи в пределах изученной площади (и по разрезу) также не наблюдается существенных изменений.

Таблица 142

Содержание малых элементов в глинах гипсоносной толщи

Элементы	Количество анализов	Пределы колебаний	Среднеарифметическое в %	Модальное в %	Кларки в осадочных глинах
Sr	60	0,3 —0,03	0,044	0,048	$4{,}5 \cdot 10^{-2}$
Ba	»	0,1 —0,03	0,035	0,046	$8 \cdot 10^{-2}$
Mn	»	0,1 —0,03	0,081	0,091	$6{,}7 \cdot 10^{-2}$
Ni	»	0,1 —0,003	0,029	0,033	$9{,}5 \cdot 10^{-3}$
Co	»	0,01 —0,003	0,005	0,005	$2 \cdot 10^{-3}$
Ti	»	1 —0,5	0,578	0,568	$4{,}5 \cdot 10^{-1}$
V	»	0,01 —0,03	0,022	0,031	$9 \cdot 10^{-3}$
Cr	»	0,1 —0,03	0,079	0,084	$1 \cdot 10^{-2}$
Cu	»	0,01 —0,03	0,013	0,015	$5{,}7 \cdot 10^{-3}$
B	»	0,1 —0,03	0,02	0,03	$1 \cdot 10^{-2}$

Таким образом, в рассматриваемой толще намечаются две ассоциации глинистых минералов: а. хлорит-монтмориллонит-палыгорскит-гидрослюдистая; б. смешанно-слойное образование (хлорит-разбухающий хлорит)-монтмориллонит-хлорит-палыгорскит-гидрослюдистая.

Обе ассоциации встречаются по всему разрезу гипсоносной толщи, но первая более характерна для верхней ее части, а вторая—для нижней.

Мергели гипсоносной толщи светло-серого цвета, оскольчатые, с землистым изломом. Иногда содержат марганцевые дендриты. Количество кальцита в пределах 35—55%. Отличаются от типичных мергелей тем, что глинистое и карбонатное составляющие распределены в породе неравномерно и часто образуют самостоятельные участки. Возможно этим объясняются землистость одних участков и подобная мелу рыхлость—других.

Гипсы составляют около 25% разреза гипсоносных отложений. Среди них выделяются три разновидности. Первая разновидность имеет серый цвет, слагается неориентированными и слабо сцементированными крупными кристаллами гипса. В шлифах структура кристаллическая, гранобластовая; иногда отдельные кристаллы содержат включения глинистого вещества и мелких зерен ангидрита. Отмечаются участки

диагенетического роста кристаллов гипса, которые создают своеобразные текстуры в виде изгибающихся полосок. Вторая разновидность представляет тонкоагрегатную породу из мелких зерен гипса. Залегает в виде отдельных пластов и слоев. Среди них выделяются сахаровидная розоватая порода (гипс-сахарид), почти без примеси, средней плотности и мелкозернистая плотная порода серого цвета с незначительной примесью глинистого вещества и ангидрита. В шлифах оба вида имеют гетеробластовую структуру. Местами наблюдаются диагенетические трещины, выполненные глинистым веществом. Описываемая разновидность гипсовой породы часто переслаивается с мергелями и глинами. Третья разновидность гипсов плотная серого цвета, состоящая из смеси с глиной. Плотность породы изменчива: чем больше гипса, тем порода плотнее. Иногда гипс и глина переслаиваются в виде микропрослоек. Присутствуют многочисленные прожилки вторичного гипса (по-видимому, эпигенетического происхождения). Во всех указанных разновидностях глинистая примесь состоит из хлорита, палыгорскита, гидрослюды, реже монтмориллонита.

Соленосная толща

Глины составляют около 60% отложений соленосной толщи. Они плотные, темно-серого, серого цвета. Часто содержат различное количество обуглившихся растительных остатков (иногда их так много, что породу можно назвать углистым сланцем); огипсованы или пропитаны каменной солью. Глины алевритовые и алевритистые, реже песчаные; отличаются хорошей отсортированностью. Гранулометрический состав (усредненный по трем разрезам) следующий: фракция <0,001 *мм*—48%; 0,001—0,01—32%; 0,01—0,1—12%; >0,1—8%. Карбонатность в среднем составляет 8%.

Структура главным образом мегапелитовые и лептопелитовые, реже алевропелитовые; текстуры слабо ориентированные и ориентированные. Алевритовые и редкие песчаные частицы представлены измененными плагиоклазами (нередко двойниками андезина и лабрадора), биотитом, редкими зернами кварца и еще более редкими обломками эффузивных пород и вулканического стекла. Плагиоклазы пелитизированы и карбонатизированы, обломки пород хлоритизированы, вулканическое стекло местами раскристаллизовано. В основной массе отмечаются редкие скопления гидроокислов железа и многочисленные мелкие чешуйки кальцита.

В крупных фракциях глин постоянно присутствуют: авгит (1—10%), обыкновенная роговая обманка (до 4%), биотит (до 2%), апатит (до 2%), пирит (5—40%, иногда 90%), ангидрит (5—50%, иногда 90%), гидроокислы железа (до 10%), измененные плагиоклазы среднего и основного состава (80—100%), кварц (до 2%), вулканическое стекло (до 10%), обломки пород (до 10%).

Из глинистых минералов установлены хлорит, гидрослюда, монтмориллонит и палыгорскит. Хлорит железистый, на рентгенограммах имеются только отражения второго порядка с $d=7$Å и четвертого порядка с $d=3{,}5$Å; d (060) = 1,54 свидетельствует о триоктаэдрическом типе структуры хлорита. Гидрослюда устанавливается по наличию на рентгенограммах интенсивного рефлекса с $d=10$Å, который не изменяется после прокаливания и насыщения образцов глицерином. О присутствии монтмориллонита свидетельствует наличие на рентгенограммах насыщенных глицерином образцов серии отражений с d (001) = 17,8Å; 8,9Å и т. д. Рефлекс с d (001) = 10Å на рентгено-

граммах прокаленных образцов весьма усиливается. На термограммах образцов с значительным содержанием монтмориллонита первый эндотермический пик (выделение слабо связанной воды) выражен наиболее интенсивно.

В результате электронографических исследований нескольких образцов установлены диоктаэдрическая гидрослюда модификации 1М и хлорит; параметры ячейки этих минералов следующие: 1. a=5,16 *кХ*, b=8,96 *кХ*, c=10,1 *кХ*, β=100,5°; 2. a=5,30 *кХ*, b=9,28 *кХ*, c=14,6 *кХ*, β=96°

Палыгорскит фиксируется на электронномикроскопических снимках в виде многочисленных игольчатых кристаллов. О наличии палыгорскита свидетельствует и большое содержание магния в химическом составе глин соленосной толщи. Они отличаются также повышенным содержанием суммы щелочей и незначительным содержанием Al_2O_3. Отношение SiO_2/R_2O колеблется в пределах 2,8—4 (табл. 143).

Итак, породообразующими глинистыми минералами глин являются: гидрослюда, монтмориллонит, палыгорскит и хлорит. Иногда один из указанных компонентов присутствует как примесь. В распределении глинистых минералов в пределах изученной площади, а также по разрезу какой-либо закономерности не наблюдается. Часть палыгорскита и монтмориллонита имеет аутигенное происхождение.

Таблица 143

Химический состав глин соленосной толщи

Окислы	Номера образцов				
	1905	1917	1213	45	61
SiO_2	49,12	48,92	47,32	50,11	49,8
TiO_2	—	0,67	0,07	0,06	0,06
Al_2O_3	14,19	15,34	15,66	16,0	15,1
Fe_2O_3	1,5	3,10	3,61	2,11	2,8
FeO	4,5	3,37	2,02	3,8	3,93
MnO	0,22	0,07	0,02	0,03	0,03
CaO	2,7	2,04	1,75	1,93	1,11
MgO	7,12	4,89	5,71	6,45	7,35
Na_2O	4,02	2,91	4,52	3,1	2,1
K_2O	5,35	3,25	4,34	3,8	4,41
H_2O	5,63	6,35	5,17	6,15	6,2
п.п.п.	6,08	7,13	6,21	6,41	6,11
P_2O_5	0,02	0,03	0,02	0,04	0,04
SO_3	1,50	1,00	1,02	1,83	2,09

Таблица 144

Содержание малых элементов в глинах соленосной толщи

Элементы	Количество анализов	Пределы колебаний	Среднеарифметическое в %	Модальное в %	Кларки в осадочных глинах
Sr	65	0,1 —0,03	0,100	0,108	$4{,}5 \cdot 10^{-2}$
Ba	»	0,1 —0,03	0,02	0,04	$8 \cdot 10^{-2}$
Mr	»	0,1 —0,03	0,015	0,018	$6{,}7 \cdot 10^{-2}$
Ni	»	0,1 —0,003	0,003	0,003	$9{,}5 \cdot 10^{-3}$
Co	»	0,01 —0,003	0,001	0,002	$2 \cdot 10^{-3}$
Ti	»	0,1 —0,03	0,08	0,09	$4{,}5 \cdot 10^{-1}$
V	»	0,001—0,0003	0,0003	0,0003	$9 \cdot 10^{-3}$
Cr	»	0,01 —0,001	0,0002	0,0002	$1 \cdot 10^{-2}$
Cu	»	0,01 —0,003	0,003	0,004	$5{,}7 \cdot 10^{-3}$
B	»	0,1 —0,03	0,05	0,06	$1 \cdot 10^{-2}$

Ангидриты составляют около 10% соленосной толщи. По составу и структурно-текстурным признакам подразделяются на три типа. Первый представлен первичным ангидритом с примесью галита; залегает в виде самостоятельных пластов и прослоев; это плотная порода серого и темно-серого цвета. В шлифах видна сплошная, местами тонкозернистая, масса, пронизанная трещинками, заполненными галитом. Отмечаются участки со значительным скоплением глинистых частиц. Второй тип представлен плотными, с землистым изломом и красноватым оттенком, смешанными галит-ангидритовыми породами с преобладанием ангидрита. Последний имеет более мелкозернистое строение, чем галит, который заполняет только трещинки в породе.

К третьему типу относятся плотные темно-серого цвета глинисто-ангидритовые породы, в которых наблюдается переслаивание микропрослоек глины и ангидрита.

Каменная соль составляет около 30% разреза соленосных отложений. Выделяются пять разновидностей каменной соли.

Крупнокристаллическая разновидность соли характеризуется крупными идиоморфными кристаллами. Порода монолитная, прозрачная, иногда дымчатая. Под микроскопом видна кристаллическая структура с хорошо ограненными кубическими кристаллами галита. Отмечены трещинки, заполненные вторичным галитом. Местами между кристаллами наблюдаются структуры раздавливания и течки, свидетельствующие о диагенетической перекристаллизации породы.

Монолитная плотная разновидность соли имеет белый цвет; в основном прозрачная, с неправильными мелкими зернами галита. Отмечается незначительная примесь ангидрита. В шлифе структура гранобластовая. Характерно присутствие мелких идиоморфных кристаллов ангидрита.

Рыхлая и слабо уплотненная разновидность соли состоит из отдельных, параллельно расположенных, удлиненных кристаллов галита, слабо или очень слабо сцементированных между собой. При механическом воздействии порода превращается в землистую массу, в которой выделяются удлиненнокристаллические образования галита. Отмечается примесь глинистого вещества. Выделяется также очень рыхлая темно-серая разновидность соли, состоящая из смеси глинистого вещества и каменной соли. Глинистый материал цементирует многочисленные кубические кристаллы галита, но нередко галит сам является как бы цементирующим веществом для комковатых отдельностей глин. Галит заполняет трещинки в породе, иногда в виде секущих друг друга прожилков.

Следующая разновидность соли представляет плотную мелкозернистую породу со значительной примесью ангидрита. Чем больше ангидрита и мельче размеры их кристаллов, тем порода плотнее. Цвет породы также обусловлен содержанием ангидрита: при малом количестве—цвет желтоватый, большом—коричневатый. Встречаются разности с ячеистыми или сгустковыми выделениями (самостоятельные галитовые и ангидритовые участки). Наблюдается непрерывный переход слабо ангидритизированной каменной соли в монолитный ангидрит с незначительной примесью галита. Глинистая примесь во всех указанных разновидностях состоит из тех же глинистых минералов, которые встречаются и в самих вмещающих глинах—хлорита, гидрослюды, монтмориллонита и палыгорскита.

КАРБОНАТНО-ТЕРРИГЕННАЯ ФОРМАЦИЯ (СРЕДНИЙ И ВЕРХНИЙ МИОЦЕН)

Формирование карбонатно-терригенной формации связано с ингрессией средне-верхнемиоценового моря, которое заливает изолированные солеродные бассейны, объединив их в единый морской водоем. Естественно, что отложения этой формации (разданская толща) имеют широкое распространение в рассматриваемых структурно-формационных подзонах. Максимальная ее мощность более 1000 *м* (скважина у с. Кармрашен).

Терригенные породы

Песчаники серые, зеленовато-серые, иногда бурые, плотные, мелко-, средне-, крупнозернистые, реже грубозернистые, содержащие обломки макро- и микрофауны, углефицированные растительные остатки. Часто трещиноватые, трещинки заполнены кальцитом. По данным гранулометрического анализа, содержание глинистой фракции колеблется от 6,30 до 31,26%, в среднем составляет 22,15%, алевритовой—от 7,60 до 45,76%, в среднем составляет 26,32%. Карбонатность пород варьирует от 39,50 до 44,50%, в среднем достигает 42,16%. Состав обломочного материала полимиктовый, характеризуется преобладанием обломков минералов над обломками пород, реже отмечаются прослои граувакк, в которых содержание обломков пород доходит до 70%. Структура псаммитовая, алевритово-псаммитовая. Цемент известковый, глинисто-известковый, глинистый. Тип цементации смешанный, поровый, контактово-поровый, базальный. Содержание цементирующей массы колеблется от 20 до 45%.

Состав песчинок: плагиоклазы (10—20%, представлены андезином, лабрадором, обычно подвергнуты серицитизации и пелитизации), хлорит (5—30%, значительная часть представляет собой продукт изменения вулканического стекла—пепла), хлорито-серпентин (5—20%) и серпентин (5—15%), кварц (до 10%, иногда больше), амфиболы (2—7%), пироксены (0—5%), биотит (до 30%; обычно пластинки деформированы и в различной степени хлоритизированы), эпидот, мусковит, пикотит (до 3%), сфен, гранат, апатит. Обломки пород (10—35%) представлены эффузивными породами (5—30%) андезитового, дацитового и базальтового состава; они хлоритизированы, пелитизированы и опацитизированы; кроме того, различаются обломки метаморфизованных, метаморфических (0—5%—серпентиниты, сланцы) и осадочных пород (около 4%—известняки, яшмы).

Иммерсионным методом в песчаниках определены: полевые шпаты (20,5—37,5%, ср. 27,21%), кварц (ср. 7%), вулканические стекла (0,36%), рудные немагнитные минералы (16—24,60%, ср. 30,43%), магнетит (5,95—31,90%, ср. 16,41%), роговая обманка обыкновенная (1,20—4,10%, ср. 2,65%), актинолит и тремолит (1,20—3,64%; ср. 2,40%), глаукофан (1,36—2,10%, ср. 1,75%), диопсид (0,90—3,67%, ср. 2,06%), авгит (0,8%), эпидот (6,42—28,72%, ср. 16,40%), цоизит (0,90—1,37%, ср. 1,09%), гранат (1,53—3,21%, ср. 2,48%), сфен (0,34—2,74%, ср. 1,72%), циркон (1,0—1,20%, ср. 1,07%), биотит (0,34—2,10%, ср. 1,31%), зеленая слюда (0,51—1,50%, ср. 0,87%).

Алевролиты образуют самостоятельные прослои различной мощности. Цвет серый, темно-серый, в низах свиты встречаются буровато-серые разности. Плотные, слоистые, содержат микро- и макрофауну, обуглившиеся растительные остатки. Содержание глинистой фракции колеблет-

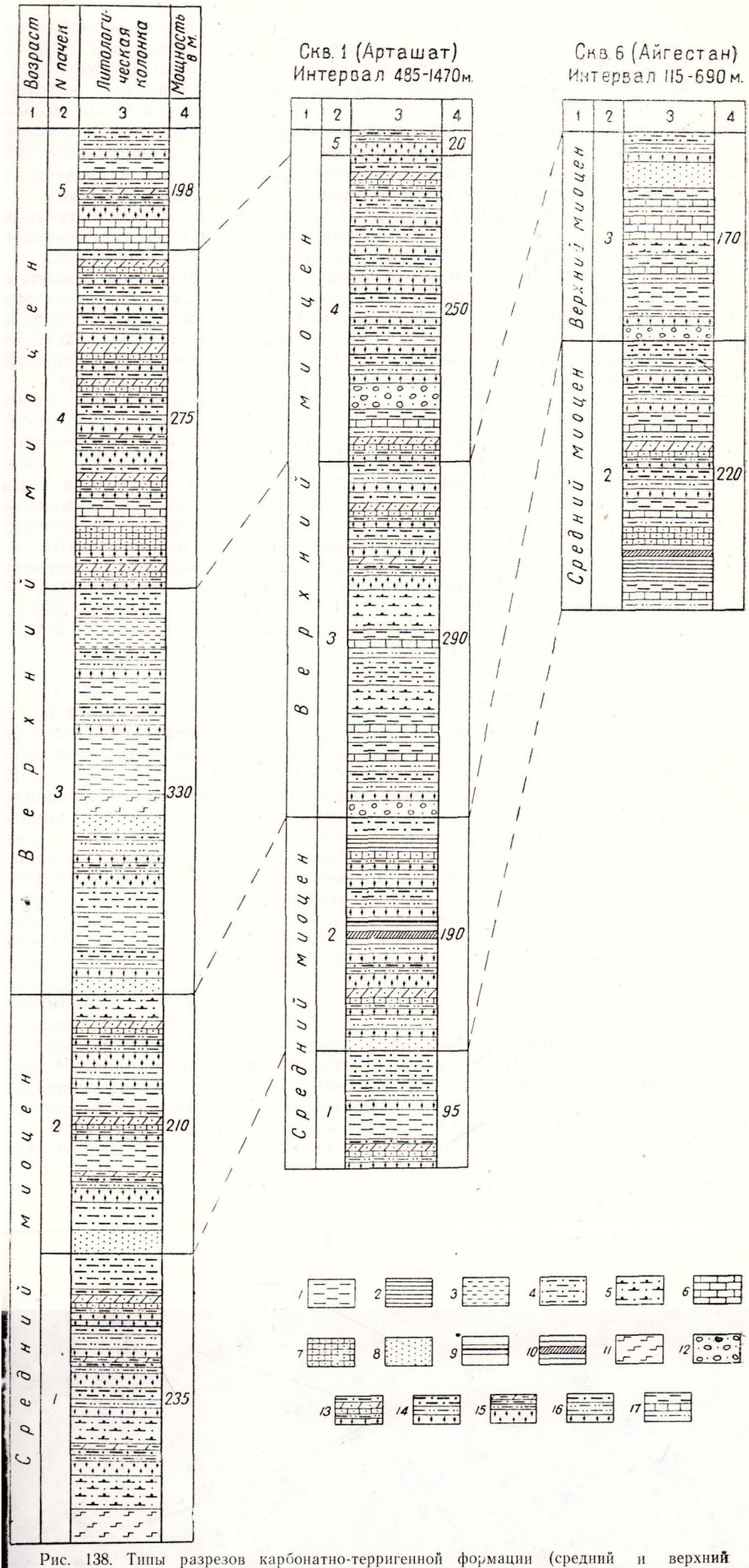


Рис. 138. Типы разрезов карбонатно-терригенной формации (средний и верхний миоцен). 1. Глины. 2. Сланцы. 3. Глины смешанные. 4. Глины алевритовые и песчанистые. 5. Глины известковистые и известковые. 6. Известняки. 7. Известняки песчано-алевритовые. 8. Песчаники полимиктовые. 9. Угли и углистые сланцы. 10. Битуминозные сланцы. 11. Базальты. 12. Гравелиты. 13. Известняки гравийно-песчаные, алевритовые. 14. Чередование песчаников, алевролитов, известняков, мергелей и глин с преобладанием мергелей и глин. 15. Чередование песчаников, алевролитов и глин. 16. Чередование песчаников, алевролитов, мергелей и глин с преобладанием песчаников. 17. Чередование алевролитов и глин с прослоями известняков.

ся от 5,87 до 38,12%, в среднем составляет 30,33%, песчаной—от 0,8 до 27,10%, в среднем составляет 5,8%.

Структура пород псаммито-алевритовая, пелито-алевритовая, алевритовая. Тип цементации базальный, контактово-поровый и поровый. Состав цемента глинистый, карбонатный и туфовый. По составу терригенного материала не отличаются от песчаников, однако в них меньше обломков пород (до 20%), больше хлоритизированного аповитрического материала, а в глинистых разностях—глинистого цемента (до 50%).

Глины плотные, серые, темно-серые, буровато-серые, с мелкооскольчатым и раковистым изломом; содержат углефицированные растительные остатки и примазки гидроокислов железа.

Содержание глинистой фракции колеблется от 48,49% до 83,64%, в среднем достигает 63,76%; алевритовой—от 6,46 до 41,92%, в среднем составляет 31,10%; количество песчаной фракции не превышает 20%, в среднем составляет 33,59%. Карбонатность пород высокая, варьирует от 23,50 до 42,50%, в среднем достигает 33, 59%. Содержание тяжелой фракции колеблется от 0,01 до 1,00%, в среднем составляет 0,36%.

Структура пород алевропелитовая, реже пелитовая, псаммопелитовая; текстура беспорядочная, слабо ориентированная, пятнистая. Алевритовая и песчаная примесь представлена полуокатанными, окатанными и угловатыми зернами плагиоклазов (часто двойниками андезина и лабрадора), биотита, авгита, кварца, хлорита, эпидота, обломками изверженных и осадочных пород. Глинистая основа пронизана мелкими чешуйками кальцита. Иногда соотношение глинистой и известковой массы почти одинаковое.

Иммерсионным методом выявлены следующие минералы: кварц (среднее содержание 0,49%), полевые шпаты (9,08%), магнетит (11,84%), рудные немагнитные (4,60%), циркон (1,39%), пикотит (4,72%), гранат (2,75%), сфен (1,42%), обыкновенная роговая обманка (1,60%), актинолит (2,42%), глаукофан (2,29%), биотит (2,66%), мусковит (1,67%), зеленая слюда (1,48%), эпидот (21,80%), цоизит (1,11%).

Из глинистых минералов установлены: монтмориллонит, хлорит, гидрослюда, палыгорскит. Монтмориллонит определяется по наличию на рентгенограммах насыщенных глицерином образцов целочисленной серии отражений с $d(001) = 17{,}8$Å; 8,9Å и т. д. После прокаливания интенсивность рефлекса с d=10Å значительно усиливается вследствие дегидратации минерала. О значительном содержании монтмориллонита в глинах разданской свиты свидетельствуют также дифференциальные кривые нагревания, на которых фиксируются типичные для этого минерала эндоэффекты. Хлорит, вероятно, железистый, поскольку на рентгенограммах фиксируются лишь отражения второго порядка с $d = 7$Å и четвертого порядка с $d = 3{,}5$Å. После прокаливания образцов возникает и рефлекс первого порядка с d=14Å. На рентгенограммах прокипяченных в соляной кислоте образцов четные порядки отражений исчезают. Структура хлорита триоктаэдрическая— $d(060)$=1,54Å. О присутствии в глинах довольно значительного количества гидрослюды свидетельствует интенсивный рефлекс с d (001) = 10 Å на рентгенограммах природных образцов, который не изменяется после прокаливания и насыщения их глицерином. Минерал из группы палыгорскита (или сепиолита) фиксируется на электронномикроскопических снимках в виде многочисленных тонковолокнистых и игольчатых кристалликов.

В результате электронографического исследования ряда образцов установлены параметры элементарной ячейки гидрослюды (1) и хло-

рита (2): 1. a=5,18 *кХ*, b=8,96 *кХ*, c=10,1 *кХ*, β =100,5°; 2. a=5,30 *кХ*, b=9,28 *кХ*, c=14,6 *кХ*, β=96°.

Гидрослюда относится к диоктаэдрическому типу моноклинной модификации с периодом c в один слой.

Для химического состава глин характерно повышенное содержание кальция, магния, влаги и сравнительно незначительное содержание щелочей. Отношение SiO_2/R_2O составляет 2,9—3,8. Таким образом, породообразующими глинистыми минералами являются: монтмориллонит, хлорит, гидрослюда и палыгорскит; иногда один из указанных компонентов присутствует в качестве примеси.

Карбонатные породы

Известняки представлены тонкозернистыми, оолитовыми, редко органогенно-детритовыми разностями. Породы серые, массивные, содержат в небольшом количестве углефицированные растительные остатки, микро- и макрофауну.

Тонкозернистые известняки. Содержание $CaCO_3$ в них составляет 50—70%, примесь тонкодисперсной глинистой массы—30—40%.

Оолитовые известняки встречаются в верхней части разреза формации в виде тонких прослоев (0,1—0,5 *м*). Цвет светло-серый, с кремовым оттенком; плотные, разнозернистые. Структура оолитовая; ядра оолитов сложены обломками пород, минералами и остатками микроорганизмов. Цемент тонкозернистый карбонатный и карбонатно-глинистый. Количество глинистого материала варьирует от 20 до 35%, иногда достигает 50%.

Органогенные известняки остракодовые, фораминиферовые. Структура органогенно-детритовая. Органический материал (30—70%) кальцитизирован и частично фосфатизирован.

Вулканогенно-осадочные породы

Туффиты встречаются в верхней части разреза формации, образуют редкие прослои. Цвет светло-серый, зеленовато-бурый; порода тонкозернистая, плотная, алевро-псаммитовой и алевритовой структуры.

Состав туффитов: пирокластический материал (более 50%); представлен бесцветным витрическим пеплом, кристаллокластами плагиоклаза (зонального), пироксена, роговой обманки и литокластами андезитового состава. Цемент (до 45%) известково-глинисто-хлоритовый.

ПОДЗОНА САДАРАКСКОГО ПРОГИБА

Расположена к юго-востоку от «Волчьих ворот». Фундаментом мульды служат интенсивно дислоцированные отложения варисцийского структурного яруса; в строении чехла принимают участие красноцветные терригенные отложения нижнего миоцена, песчано-глинистые и карбонатные породы среднего-верхнего миоцена. Красноцветная молассоидная формация характеризуется наличием в ее разрезе вулканогенных образований, пестроцветной окраской пород, сравнительно большим распространением карбонатных отложений и другими признаками, отличающими ее от молассоидов Нижнеахурянского и Приереванского прогибов. Целесообразно поэтому привести описание слагающих ее пород.

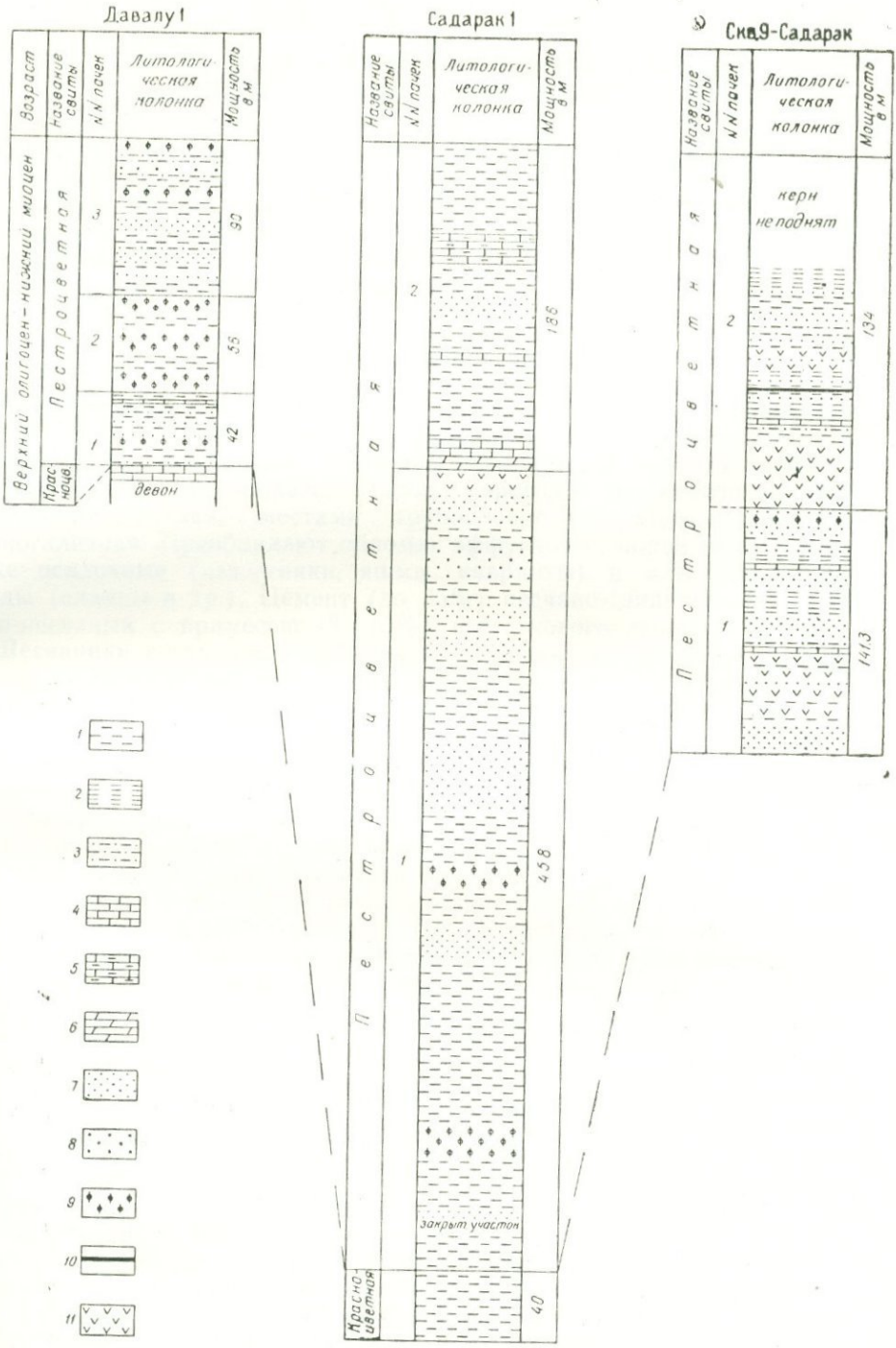


Рис. 139. Типы разрезов красноцветной молассоидной формации (верхний олигоцен—нижний миоцен).

1. Глины. 2. Глины тонкосланцеватые. 3. Глины алевритовые и песчанистые. 4. Известняки мелкозернистые. 5. Известняки глинистые. 6. Мергели. 7. Песчаники. 8. Песчаники грубо-крупнозернистые. 9. Конгломераты полимиктовые. 10. Сланцы углистые. 11. Андезито-базальты.

КРАСНОЦВЕТНАЯ МОЛАССОИДНАЯ ФОРМАЦИЯ (ВЕРХНИЙ ОЛИГОЦЕН—НИЖНИЙ МИОЦЕН)

Мощность отложений красноцветной молассоидной формации Садаракской мульды колеблется от 140 до 640 *м*. Сложена она конгломератами, песчаниками, глинами, известняками; на долю других пород—мергелей, силицитов, углистых сланцев, порфиритов и туфов—приходится не более 10%.

Типы разрезов формации приведены на рис. 139.

Терригенные породы

Конгломераты составляют 4,15% общей мощности формации. Образуют самостоятельные пласты мощностью 0,2—6 *м*, редко 11—18 *м*; часто постепенным переходом связаны с разнозернистыми, в основном грубозернистыми песчаниками. Порода серого, редко красного цвета, рыхлая или плотная, местами грубослоистая, мелко-, средне- и крупногалечная. Преобладают обломки эффузивных пород, встречаются также осадочные (известняки, яшмы, кварциты) и метаморфические породы (сланцы и др.). Цемент (до 35%) песчано-глинистый или глинисто-песчаный с примесью (8—15%) известкового вещества.

Песчаники составляют 22% общей мощности формации; мощность пластов не превышает 25 *см*. В разрезах у с. Садарак песчаники преобладают над остальными типами пород и приурочены в основном к верхним частям разрезов. Порода различной плотности, серого цвета, полимиктового состава; отсортированность низкая и средняя. Известковистость колеблется в пределах 10—30%. Структура псаммитовая, реже алеврито-псаммитовая, неравномерно зернистая. Цемент (15—25%) глинистый, глинисто-известковистый, редко с примесью пеплового материала (3—5%). В составе цемента отмечены остатки микрофауны, мелкие зерна плагиоклаза, осколки свежего бесцветного вулканического стекла кислого состава. Тип цементации в большинстве поровый или соприкосновения. Вторичные минералы представлены хлоритом (в виде тонкозернистой пелитовой массы с раскристаллизованными участками), реже серпентином и серицитом. В песчаниках минеральные зерна составляют 35—50%, а обломки пород—15—20% объема породы. Из минералов преобладают кварц и плагиоклазы (олигоклаз, андезин), встречаются также ортоклаз, микроклин, мусковит, биотит, рудные минералы, редко циркон, апатит. Обломки пород представлены эффузивными породами различного состава, реже туфами, глинистыми и другими осадочными породами. Из аутигенных минералов установлены гидроокислы железа (2—72%), барит (3—7%, редко 25%), редко пирит, очень редко и в единичных зернах—глауконит, из аллотигенных постоянно встречаются полевые шпаты (до 15%, редко—30%), кварц (до 15%), вулканические стекла (до 25%).

В тяжелой фракции встречаются следующие минералы: магнетит (1,5—20%, редко до 40%), циркон (1,5—12%), биотит (1,5—20%, редко до 40%, гранаты—бесцветные и розовые (0,5—1,5%), бурые (1—5%), сфен (8—1,5%), турмалин (до 3,5%), авгит (0,5—10%, редко до 50%), диопсид (до 20%, редко до 60%), реже встречаются рутил (до 1,5%), обыкновенная роговая обманка (до 7,5, редко до 20%), гиперстен (до 7%), базальтическая роговая обманка (1,0—7,8, реже 40%), эпидот (0,5—5,5%). Очень редко и в единичных зернах установлены апатит, анатаз, корунд, глаукофан, мусковит, зеленая слюда, хлорит.

Химический состав известняков красно

№ обр.	Наименование разрезов	№ разрезов	Наименование пород
620	Суренаван	5	Известняк пелитоморфный светло-серый с кремнистыми включениями
295	Садарак	1	„
292	„	1	Известняк пелитоморфный светло-серый
415	„	2	„
821	„	4	„
822	„	4	с кремнистыми включениями

Глины составляют 53% отложений в разрезе формации. Мощность отдельных пластов колеблется от долей сантиметра до 10 *м*. Неплотные мелко- или крупнооскольчатые, нередко микрослоистые, алевритистые. Окраска серая с розовым и желтоватым оттенком. Нередко содержат отпечатки растительных остатков, выцветы или прожилочки гипса, развитые по трещинкам или вдоль напластования пород. Известковистость обычно высокая (15—30%). Структура алевро- или псаммо-пелитовая. Основная масса состоит из карбонатно-глинистой массы с примесью (10—35%) песчаного материала. Отмечены небольшие участки из тонкозернистого карбонатного вещества, а также примесь пирокластического материала, скелеты микроорганизмов. Песчано-алевритовые частицы имеют угловатую форму, состоят из кварца, плагиоклазов, реже биотита, калиевых полевых шпатов и обломков эффузивных пород. Пирокластическая примесь преобразована в глинистый агрегат бледно-желтого цвета, участками—в полевошпатовое и хлоритовое вещество. Терригенная примесь по составу сходна с составом песчаников. Исключение составляют слюды (в частности, биотит), количество которых в некоторых образцах глин достигает 40—60% тяжелой фракции.

Карбонатные породы

Известняки составляют около 5% пород формации. Образуют в рельефе карнизы и этим выделяются среди вмещающих пестроцветных пород. Мощность известняковых пластов изменяется от 1,3 до 5 *м*. Известняки массивные, оскольчатые, изредка тонкоплитчатые, пелитоморфные, редко мелкозернистые, обычно плотные породы с раковистым или ровным изломом; цвет серый, светло-серый. Отмечены прожилочки или включения кальцита и халцедона. Характерно окремнение известняков и наличие в них кремнистых включений. Содержание $CaCO_3$ колеблется от 55 до 90%; из примесей преобладает глинистый материал. В разрезах наиболее часто отмечаются микрозернистые и криптокристаллические, реже оолитовые, кристаллические, зернистые и органогенные структурные типы известняков.

Известняки микрозернистые под микроскопом состоят из глинисто-известковых частиц пелитовой размерности, нередко с участками из кристаллического кальцита. Последний местами образует небольшие прожилки разной ориентировки. Обломочного материала мало (2—7%). Отмечены оолитовые стяжения, срезы раковин микроорганизмов, участки с «миндалевидной» и конкреционной структурой.

Известняки криптокристаллические под микроскопом состоят из

Таблица 145

цветно-пестроцветной формации

SiO_2	Al_2O_3	$FeO+Fe_2O_3$	MgO	CaO	п.п.п.	S	P_2O_5	Сумма,
4,49	2,50	1,20	0,79	50,96	40,01	0,24	0,055	100,24
34,75	1,20	2,00	12,01	20,03	30,00	0,12	0,020	100,13
3,19	5,00	1,80	13,48	33,10	43,31	0,19	0,031	100,24
4,72	0,70	2,00	17,15	31,37	43,84	0,21	0,086	100,06
0,40	1,32	0,80	1,11	53,79	43,16	0,12	0,026	100,72
9,30	1,85	2,62	14,87	29,66	41,82	0,24	0,055	100,42

глинисто-известкового, обычно замутненного материала. Терригенный (глинистый) материал в них составляет 25—36%. Нередко присутствует пирит—в виде отдельных, очень мелких, бесформенных образований или прерывистых цепочек.

Известняки оолитовые развиты в районе с. Суренаван. Под микроскопом состоят из мелкозернистых шаровидных, реже эллипсоидальных оолитов с неясно выраженной внутренней структурой. Нередко вырисовываются концентрическое или радиально-лучистое строение оолитов, в большинтсве случаев с полыми ядрами. Иногда они представлены свежим кальцитом, кварцем или полевыми шпатами.

Известняки псевдоолитовые состоят из округлых стяжений, лишенных внутренней структуры и ядра. Отдельные оолиты в общей массе расположены неравномерно, но часто довольно густо. Зафиксированы угловатые зерна кварца, полевых шпатов, биотита, округлые стяжения, состоящие из аморфного кремнезема.

Известняки кристаллически-зернистые встречаются очень редко; под микроскопом состоят из крупных (0,5—0,8 *мм*) свежих кристаллов кальцита, с небольшими участками, загрязненными глинистым материалом.

Известняки органогенные сравнительно часто встречаются на Давалинском участке. Состоят из различных по составу и размерам раковин организмов (гастроподы, мшанки, фузулиниды и другие формы), изредка—обломков (до 1,5 *мм*) песчанистого известняка, эффузивных и кремнистых пород. Промежуточная масса состоит из микрозернистого карбоната, загрязненного глинистым веществом. Микрозернистым кварцем и хальцедоном, реже опалом, сложены сферолиты и менее правильные сферические формы. Химический состав известняков приведен в табл. 145. Повышенное количество Mg в некоторых известняках (12,01—14,87%—Садарак) связано с доломитизацией.

Мергели составляют 0,7% отложений формации. Постепенным переходом они связаны с глинами и глинистыми известняками. Макроскопически светло-кремового цвета, однотонные, неплотные, пелитоморфные; обычно оскольчатые, местами тонкосланцеватые.

Кремнистые породы приурочены преимущественно к известняковым пластам, составляют 0,24% пород. Встречаются в виде включений, реже самостоятельных пластов. Включения неправильной формы, угловатые, резко выделяются среди вмещающих пород. Иногда они линзовидные и точечные (до 2 *мм*). Медианный размер включений колеблется от 0,2 до 8 *см*. Окраска бурая, коричневая (разных оттенков), черная. Очень редко кремнистые включения установлены в глинистых слоях. Местами наблюдается пластовая форма залегания кремнистых пород (мощностью 0,2—0,4 *м*). Кремнистые включения обладают крип-

токристаллической структурой и представлены микроагрегатным (микромозаичным) кварцем, сравнительно реже халцедоном; присутствуют также неравномерно распределенное в породе дисперсное углистое вещество и гидроокислы железа.

Углистые сланцы встречаются очень редко и в небольшом количестве среди глин, песчаников и известняков. Мощность слоев не превышает 0,2 *м*. Представляют собой тонкосланцеватые оскольчатые породы темно-серого и черного цвета; содержат незначительную примесь карбоната.

Вулканогенные породы

Имеют локальное распространение, составляя до 2% общей мощности формации. Развиты в разрезах у с. Садарак—4,1. Мощность колеблется от 1,5 до 35 *м*. Представлены эффузивными и пирокластическими породами.

Эффузивные породы андезитового состава, с обычной порфировой структурой и микролитовой, андезито-микропорфировой и витрофировой структурой основной массы; среди порфировых выделений, наряду с плагиоклазами, часто встречается биотит.

Туфы имеют бластопорфировую и пелитовую текстуру, структура—витрокластическая, кристалловитрокластическая.

ПЛЕЙСТОЦЕН

НАЗЕМНО-ВУЛКАНОГЕННАЯ ФОРМАЦИЯ (ПЛИОЦЕН—ПЛЕЙСТОЦЕН)

Терригенная озерная субформация (плейстоцен)

Континентальные отложения плейстоцена на территории Армянской ССР имеют широкое распространение и представлены осадками разного генезиса.

Изучение их литологии начато лишь за последние годы. Формирование различных генетических типов этих отложений тесно связано с новейшими тектоническими движениями и непрерывно меняющимися климатическими условиями осадконакопления, сопровождаемыми перестройкой рельефа.

Для территории Армении применима схема классификации генетических типов континентальных осадочных образований, предложенная Е. Е. Шанцером (1966) (табл. 146), разумеется, с учетом специфики осадконакопления в пределах вулканического ландшафта и высокой тектонической активности Армении.

Ниже приводится описание литологически сравнительно лучше изученных отложений Ширакской, Араратской и Севанской котловин.

ШИРАКСКАЯ КОТЛОВИНА

Как нами было показано (Саядян, 1969), озерные и озерно-аллювиальные отложения охватывают промежуток времени нижний плейстоцен—низы среднего плейстоцена (анийский—арапийский горизонт). Они расчленяются на три литологических комплекса, соответствующие трем стадиям развития древнего Ширакского озера: озерно-аллювиальный

СХЕМА

классификации генетических типов континентальных плейстоценовых и современных отложений Армении

Парагенетический ряд	Парагенетическая группа и подгруппа		Генетический тип и подтип	
Водный (аквальный)	Группа озерных и озерно-аллювиальных отложений Ширакской, Севанской, Араратской, Сисианской, Памбакской котловин и других межгорных депрессий (Апаранская, Ахурянская, Верхне-Ахурянская и др.)		Вулканоосадочные отложения	Пирокласто-осадочные
				Вулканотерригенные
			Осадочные отложения	
	Группа отложений русловых водных потоков (флювиальная) межгорных равнин и гор		Аллювий	Межгорно-равнинно-аллювиальный подтип осадков
				Горно-аллювиальный подтип осадков
Склоновый (коллювиальный)	Гравитационная группа	Подгруппа коллювия обрушения	Пролювий предгорных шельфов и конусов выноса	
			Обвальные накопления (дерупций)	
			Осыпные накопления (десперсий)	
		Подгруппа коллювия сползания	Оползневые накопления (делянсий) (Арзни, Дилижан)	
			Солифлюкционные накопления высокогорных областей (дефлюксий, солифлюксий)	
	Делювиальная группа (коллювий смыва)		Делювий	
Элювиальный (ряд кор выветривания)	Группа почв		Почвы (погребенные)	
			Торфяники мелких озер горных областей	
	Группа собственно кор выветривания		Элювий	
Подземноводный (субтеральный)	Группа отложений пещер		Пещерные отложения (пещеры долины р. Раздан и др. районов)	
	Группа отложений источников (фоктальная)		Туфы и травертины (районов сс. Веди, Арзни, Джермук, Анкаван)	
Ледниковый (гляциальный)	Группа собственно ледниковых отложений (гляциальная) массива Арагац, Гегамского нагорья и Зангезурского хребта		Основные морены	
			Краевые морены	
	Группа водно-ледниковых отложений (аквогляциальная) массива Арагац, Гегамского нагорья, Зангезурского хр.	Подгруппа ледниково-речная (флювиогляциальная)	Внутриледниковый (интрагляциальный) тип	
			Приледниковый (перигляциальный) тип	
		Подгруппа ледниково-озерная (лимногляциальная)	Озерно-ледниковые (лимногляциальные отложения)	

(нижний), озерный (средний) и озерно-аллювиальный (верхний).

Суммарная мощность отложений превышает 300 *м*.

Вулканогенно-осадочные породы

Развиты в разрезе основания субформации (нижний комплекс) на юге котловины, где сохранились от эрозии лишь отдельные слои (анийская свита), которые вместе с карбонатными отложениями по мощности достигают 60 *м*.

Туфоконгломераты обнажаются в районе с. Лусахпюр и в долине одноименной речки по мелким оврагам к югу от селения, а также 1,5 *км* к СЗ от с. Исаакян и в долине одноименной речки. Видимая их мощность около 1,5 *м*. Состоят из обломков пород вулканогенно-обломочной формации (мэотис-понта (?) и более древних пород: базальтов, базальтовых плагиоклазово-роговообманковых и пироксеново-роговообманковых порфиритов и кристаллокластических туфов. Обломки крупные (от 10 до 15 *мм*), хорошо окатаны, слабо сцементированы. Заполняющая масса скудная, представлена в основном пирокластическим материалом (туфовым, пемзовым и др.) с незначительной примесью терригенных компонентов (продуктов разрушения древних вулканических сооружений). Обломки базальтов по петрографическому составу сходны с верхнеплиоценовыми базальтами Октемберянского плато.

Туфогравий и туфопесок наиболее распространены среди вулканогенно-осадочных пород. Залегают как в основании, так и в различных горизонтах анийской свиты. Их обнажения известны у сс. Харков, Айкадзор, ст. Агин, с. Исаакян и в других районах юга Ширакской котловины. Породы вскрыты и буровыми скважинами у сс. Лусахпюр, Айкадзор и ст. Ани.

Цвет пород серый или темно-серый. Содержание пирокластики в породах не превышает 50%, остальная часть выражена терригенным материалом.

Размер обломков в одних прослоях более крупный (от 0,25 до 2 *мм*), в других—мельче (0,2—1 *мм*), сортировка слабая. В грубообломочных разностях пород пепловый материал выполняет промежутки между глыбами и часто содержит примесь осадочного материала. Глыбы отличаются от грубого терригенного материала свежестью обломков, слабой окатанностью. Таковыми, например, являются обломки пемзы. В тонкообломочных разностях пород примесь пирокластического происхождения отличается большой свежестью и более угловатой формой, по сравнению с терригенными обломками. Связывающая масса скудная.

По минеральным ассоциациям (табл. 147) весьма затруднительно судить о доли минералов пирокластического происхождения в составе осадков. Плагиоклазы обладают зональностью и содержат включения стекла, цветные же минералы имеют опацитовые каемки, что более характерно для пирокластических образований.

Некоторые слои рассматриваемых пород содержат большое количество пресноводных гастропод. В нижних слоях рассматриваемых отложений, в районе с. Айкадзор, нами были обнаружены обломки костей Megaloceros sp., возраст которых определен коллагеновым методом как гомицен (нижнеплейстоценовый).

Пемзовые породы являются разновидностью туфогравия и туфопесков. Они описаны в районе пос. Анипемза сел. Исаакян, у ст. Ани и др. пунктах. Мощность пемзовых пачек варьирует от долей сантиметра

Гранулометрический и минеральный состав пород

Таблица 147

№ обр.	Карбонатность	Содержание фракций в %				Наименование пород	Гиперстен	Энстатит	Диопсид	Авгит	Эпидот	Роговая обманка обыкновенная	Роговая обманка базальтическая	Циркон	Биотит	Магнетит	Лимонит	Гематит	Гидроокислы железа	Лимонитиз. зерна (за счет пирита)	Неметаллич. рудные минералы	Нерудные непрозрачные зерна	Плагиоклазы	Вулканич. стекла	Выветрелые минералы	Полевые шпаты	Обломки пород
		> 1	1—0,1	0,1 — 0,01	< 0,01																						
						Карбонатные породы анийской свиты																						
183	73,84	—	16,46	3,37	80,17	Нерастворимый остаток известняков	3,0	Р	59,50	2,50	—	4,50	5,00	0,50	Р	20,50	—	—	3,00	5,00	1,50	—	52,50	1,50	45,00	—	1,00
206	89,60	—	15,47	7,67	76,86	»	1,50	—	2,00	0,50	—	—	—	—	—	3,00	—	—	—	93,00	—	—	5,50	1,00	93,50	—	—
224	85,24	—	15,21	4,58	80,11	»	1,30	Р	16,10	1,80	—	2,50	1,60	Р	—	32,00	—	—	1,10	43,60	—	—	30,00	2,00	68,00	—	—
504	78,36	—	14,98	5,47	79,55	»	2,10	—	11,50	3,70	—	1,70	4,80	Р	0,5	25,0	—	—	4,00	46,70	Р	—	16,10	1,50	82,40	—	Р
						Заполнитель галечных образований северной прибрежной фации первоначальной стадии развития древнего Ширакского озера																						
125	8,89	2,01	64,13	6,84	27,02	Супесь	13,00	—	25,00	7,00	—	10,00	5,00	—	5,00	30,00	5,00	—	—	—	—	—	—	20,00	—	80,00	—
120	8,69	30,82	48,74	3,30	17,14	Супесь	25,00	—	10,00	50,00	—	3,00	2,00	—	—	10,00	—	—	—	—	—	—	50,00	35,00	15,00	—	—
131	0,69	27,83	39,17	4,14	28,83	Супесь	7,00	—	30,00	5,00	—	8,00	28,00	—	5,00	7,00	10,00	—	—	—	—	—	60,00	20,00	20,00	—	—
146	2,40	15,06	50,00	18,06	16,88	Супесь	20,00	—	45,00	10,00	—	5,00	5,00	—	5,00	10,00	—	—	—	—	—	—	50,00	20,00	30,00	—	—
428	3,11	—	29,70	33,16	37,14	Суглинок	18,60	—	25,00	16,00	—	12,00	4,00	—	3,00	15,00	7,00	—	—	—	—	—	—	25,00	15,00	60,00	—
434	1,08	—	42,13	42,70	15,17	Субалеврит	20,00	—	33,00	11,00	—	14,00	7,00	—	1,00	8,00	6,00	—	—	—	—	—	45,00	25,00	30,00	—	—
						Вулкано-осадочные породы анийской свиты																						
191	2,56	0,72	62,72	13,15	22,41	Туфопесок алевро-глинист.	2,50	Р	42,00	30,00	—	Р	—	—	—	1,50	—	—	—	—	24,00	—	18,00	3,50	76,50	—	2,00
198	1,92	4,03	62,73	12,28	19,04	Туфопесок алевро-глинист.	14,00	1,25	65,25	—	—	1,50	0,50	—	—	11,50	—	11,00	5,00	—	—	—	18,00	35,0	46,50	—	0,50
216	0,00	8,75	60,77	6,32	21,02	Туфопесок глинистый	15,00	—	5,00	45,00	—	15,00	10,00	—	—	10,00	—	—	—	—	—	—	15,00	70,00	15,00	—	—

Примечание. Места взятия образцов: 183—в 2 *км* к югу от с. Неркин Джрани; 206—в 2,5 *км* к С.—В. от ст. Ани из карьера; 224—из с. Люсахпюр; 504—в 3,5 *км* к востоку от с. Лусахпюр из карьера на Барцрашенском плато; 125—в 1,5 *км* к С.—З. от с. Ширак; 126—в 300 *м* к С.—З. от с. Ширак; 131—в 250 *м* к северу от с. Ширак; 146—в 200 *м* к С.—В. от с. Ацик; 428—в 200 *м* к западу от с. Меграшат; 434—из вершины холма Меграшат; 191—в 200 *м* к югу от с. Айкадзор; 198—в 500 *м* к югу от ст. Агин, в выемке ж.-д. полотна; 216—в 1,5 *км* к Ю.—В. от с. Исаакян.

до 5 *м*. Порода белая, бурая и черная. Обломки округлые рыхлые размером от пелитовых частиц (0,01 *мм*) до грубых (30 *мм* и более). Они почти целиком состоят из вулканического стекла. Структуры пемзы от мелко- до крупнопористой. Встречаются также глыбы пемзы (до 0,5 *м*), слабо округлые, реже угловатые. Пемзовые пачки слоистые, со слабой сортировкой обломков. Пемзовые породы содержат большое количество терригенного материала—обломки лав и туфов древних извержений. Они окатаны в различной степени, размеры их варьируют в пределах 1—10 *см*, представлены преимущественно дацитовыми порфиритами и кристалло-кластическими туфами дацитовых порфиритов.

Туфоалевриты и **туфопелиты** состоят из пирокластических обломков (менее 50%) и терригенной примеси. Цвет их серый, бурый, они образуют тонкие (до 1—2 *м*) прослои среди более грубых разностей вулкано-осадочных пород. Исходя из минералогического состава туфоалевритов (табл. 147) и результатов гранулометрического анализа, плагиоклазы зонального строения содержат включения стекла; цветные минералы имеют опацитовые каемки.

В туфоалевритах, обнажающихся севернее с. Айкадзор (Кошаванк), встречена богатая в видовом отношении диатомовая флора. Большинство из них принадлежит к пресноводным, мелководным и прибрежным разновидностям.

Результаты термического и рентгено-структурного анализов глинистых пород указывают на преимущественно монтмориллонитовый их состав с незначительным содержанием гидрослюд (мусковит, биотит).

Результаты химического анализа глинистой фракции (<0,001 *мм*) согласуются с данными минералогического состава пород (табл. 148).

Таблица 148

Химический состав фракции <0,001 *мм*

№ проб	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	TiO_2	CaO	MgO	P_2O_5	S	Na_2O	K_2O
189 и 222	53,39	13,85	8,29	0,36	1,40	3,74	0,2	0,26	0,48	2,35

Результаты химического анализа водных и соляно-кислых вытяжек приведены в табл. 149, 150.

Таблица 150

Химический состав солянокислых вытяжек глин

№ скважин	№ проб	Ca^{+2}	Mg^{+2}	Fe^{+3}	Fe^{+2}	Mn^{+2}	Al^{+3}	H_2SiO_3
		в миллиграммах на 100 *г* породы						
7	20	2688,00	928,00	460,00	20,00	27,28	686,02	390,00
	24	3448,25	1190,97	328,54	451,74	31,75	926,15	195,00
10	62	3394,67	948,87	184,05	163,60	15,52	676,16	201,50
	66	768,00	696,00	260,00	200,00	5,28	627,62	325,00
	68	1920,00	928,00	300,00	300,00	22,00	597,84	169,00
16	78	9984,00	696,00	220,00	210,00	17,60	630,96	117,00
	81	3225,60	1624,00	380,00	500,00	40,70	763,44	90,00
	93	5222,00	2088,00	186,00	374,00	н. о.	852,00	71,00

Таблица 149

Химический состав водных вытяжек глин

№ скважин	№ проб	Na^{+1}		Ca^{+2}		Mg^{+2}		Σ	Cl^{-1}		SO_4^{-2}		HCO_3^{-1}		Σ	Общая минерализация
		мг/100	мг/экв	мг/100	мг/экв	мг/100	мг экв		мг/100	мг экв	мг/100	мг экв	мг/100	мг/экв		мг/100
7	20	8,28	0,36	11,52	0,57	2,32	0,19	1,12	4,95	0,14	8,64	0,18	48,80	0,80	1,12	84,51
	24	16,32	0,71	15,36	0,76	4,64	0,38	1,85	7,81	0,22	39,91	0,83	48,80	0,80	1,85	132,84
10	62	9,89	0,43	13,44	0,67	4,64	0,38	1,43	3,55	0,10	18,51	0,38	61,00	1,00	1,48	111,03
	66	25,29	1,10	7,68	0,38	3,48	0,28	1,76	5,68	0,16	28,80	0,60	61,00	1,00	1,76	131,93
	68	20,00	0,87	7,68	0,38	4,64	0,38	1,63	4,26	0,12	15,22	0,31	73,20	1,20	1,63	125,00
16	77	19,31	0,84	21,12	1,05	4,64	0,38	2,27	4,26	0,12	65,01	1,35	48,85	0,80	2,27	163,14
	81	23,91	1,04	13,44	0,67	5,80	0,48	2,19	6,39	0,18	39,09	0,81	73,20	1,20	2,19	161,83
	93	19,31	0,84	13,44	0,67	5,80	0,48	1,99	4,97	0,14	40,73	0,85	61,00	1,00	1,99	145,25

Терригенные породы

Галечники, конгломераты и гравелиты развиты преимущественно в разрезах нижней части субформации и ее кровли (нижний и верхний комплексы).

В пределах нижнего комплекса эти породы тяготеют к центральной части древнего озера, где их мощность достигает 150 *м*. Главная масса грубообломочных отложений представляет собою, видимо, продукт разрушения и переотложения галечных образований апшеронского века южного склона Ширакского хребта. Некоторое представление об области сноса дают данные буровых скважин и прибрежные галечники и конгломераты, обнажающиеся в северной периферии древнего Ширакского озера (южный склон Ширакского хребта). По своим литологическим и генетическим особенностям эти отложения резко отличаются от конгломератов апшеронского горизонта. Они представлены хорошо отсортированными галечниками и рыхлыми и слабо сцементированными обильной песчано-суглинистой массой. Мощность отложений достигает 20 *м*. Размеры обломков колеблются от 1 *см* до 10 *см* и более, причем преобладает средне-крупногалечный материал (до 60—70%) с прекрасно отполированной поверхностью галек. До 30—40% породы составляет песок, часто в виде линз и прослоев в грубообломочном материале. Гальки обычно полого наклонены на юг и юго-запад, в сторону древнего Ширакского озера. Они часто изометричны и имеют в основном округленную форму. В 300 *м* к северо-западу от ст. Ширак, в выемке железнодорожного полотна наблюдается скопление галечников, строение которых напоминает береговой вал. Около 70% галек состоит из андезитов и андезито-дацитов и их туфов, реже из туфоосадочных и известняковых и очень редко ультраосновных пород. Гравий состоит из частиц размером от 1 до 0,4 *см*, пески представлены крупнозернистыми, среднезернистыми и мелкозернистыми разностями, размеры которых варьируют от 1 до 0,1 *мм*, алевриты (от 0,1 до 0,01 *мм*) встречаются очень редко. В табл. 147 приведен гранулометрический и минералогический состав заполнителя галечных образований. Галечные образования обладают слоистостью. Мощности слойков колеблются от 3 до 10 *см* и более. Чаще всего наклонены под углом 5—8°, реже 15—25° и лишь в отдельных случаях—до 30° и более. В целом слоистость галечных образований в разрезе, поперечном древней береговой линии озера, характеризуется однонаправленным пологим наклоном слоев к центральной части древнего озера, линзообразным объединением пачек параллельных слойков в серии, значительно вытянутых в длину, но имеющих небольшую мощность.

В разрезе, параллельном древней береговой линии, расположение слоев горизонтально-параллельное, но с наличием коротких наклоненных прослоев, нарушающих общее направление слоев.

Хорошо выраженная слоистость и отсортированность галечных образований свидетельствует об активной гидродинамической обстановке их накопления (бары, пересыпи, косы, отмели и пляжи). Очень редкие фаунистические остатки представлены в основном однообразными пресноводными моллюсками, характерными и для анийской свиты, что указывает на непосредственную связь этих отложений. Признаки осушения немногочисленны, наблюдаются следы ног животных, капли дождя и др. Эти отложения накапливались в основном в прибрежной мелководной области.

В 500 *м* к С-В от ст. Ацик на поверхности отложений А. Т. Асланяном (1956) найдены многочисленные каменные орудия (крупные

рубила, скребки, нуклеусы, отщепы и др.). Археологом С. А. Сардаряном орудия датируются предмустьерским возрастом (культуры клектона, левеллуа и позднего ашеля). Можно полагать, что в период накопления озерно-аллювиальных отложений (нижний комплекс) северная прибрежная полоса древнего Ширакского озера освободилась из-под воды, став местом поселения древнего человека.

В разрезе среднего комплекса распространены песчано-галечные образования, залегающие среди мощной толщи глинистых пород в виде линз, выклинивающихся полос или мелких гнезд. Породы эти имеют различную мощность (от нескольких сантиметров до 10 *м*), непостоянный механический состав. Линзы песчано-галечников, как правило, находятся на различных гипсометрических уровнях, не представляя постоянных горизонтов. Они содержат напорные воды (Саядян, 1966).

Галечники и гравелиты слагают также верхнюю часть разреза верхнего комплекса в виде прослоек линз и пачек, мощностью от 0,2 до 2—3 *м*, выклинивающихся по простиранию и переходящих в грубозернистые пески. Размер галек и гравия варьирует от 1—2,5 до 5—10 *см*. Форма их круглая, эллипсоидальная, яйцевидная, иногда неправильная со сглаженными очертаниями. Нередко они уплощены, дисковидны. Ориентированы они длинной осью в северо-восточном и северном направлениях. В качестве заполнителей в галечниках и гравелитах присутствуют глинистый и песчаный материал, в различной степени сцементированный. Нередко эти отложения косослоистые. В кровле и подошве пачек слоев с косой слоистостью отмечается резко выраженное несогласие; границы между пачками слоев обычно волнистые. Угол наклона косых прослойков меняется от пологого до крутого (35°), с падением на юго-запад и юг. Гравийно-галечный материал тяготеет обычно к основанию наклонных друг к другу прослоев. Гравийно-галечные отложения содержат остатки костей крупных млекопитающих ленинаканского фаунистического комплекса.

Пески и супеси имеют наибольшее распространение в средней и верхней частях разреза верхнего комплекса и залегают в виде выклинивающихся пластов мощностью до 2 *м*. Песчаный материал в основании разреза обычно отсортирован, слоистость неотчетливая или ясная, мелкая косая разнонаправленная, пологая и крутая, тесно ассоциирующая с косоволнистой и волнистой. Размеры частиц варьируют от крупнозернистых до мелкозернистых. В средней и верхней частях разреза пачки песков и супесей имеют различную мощность (от 0,4 *см* до 1,5 *м*) со слабой ритмичной сортировкой материала. Косые серии прослойков имеют форму пластин, выдержанных по наклону косых слойков и в поперечном направлении. В разрезе иногда встречаются линзы (мощностью до 2,5 *м*) слабо сцементированного песка. В основании линзы пески мелкозернистые, в кровле—крупнозернистые с гравием и галькой. Наклон косых слойков меняется от пологого до крутого (30°), преобладают юго-западный и южный азимуты падения.

Алевриты и суглинки имеют наибольшее распространение в нижней и средней частях разреза в виде маломощных (до 2,5 *м*) пластов, прослеживающихся на расстояние до сотен метров. Сортировка алевритов высокая. Чаще близ подошвы пласта неясно проступает косая слоистость пологая, разнонаправленная и косоволнистая, сменяющаяся вверх по разрезу горизонтальной слоистостью.

Глины. Распространены главным образом в средней и верхней частях разреза субформации (средний и нижний комплексы). Среди озерных отложений среднего комплекса глины и алевриты составляют около 80% всех пород.

Таблица 151

Минеральный состав песчано-алевритовых пород

№ проб	Тяжелые минералы в %													Легкие минералы в %		
	Гиперстен	Диопсид	Авгит	Эпидот	Роговая обманка обыкновенная	Роговая обманка баз.	Актинолит	Титанит	Спессартит	Цоизит	Циркон	Рутил	Магнетит	Плагиоклазы	Измененные полевые шпаты	Разлож. минералы
1	15	15	10	—	5	5	15	Р	—	—	Р	Р	35	30	—	70
3	12	17	15	Р	3	5	10	—	—	—	Р	I	37	40	—	60
5	15	20	15	—	5	2	12	—	I	Р	Р	Р	30	—	60	40
7	10	15	10	Р	2	3	10	—	—	Р	I	I	48	20	—	80
8	10	13	15	I	5	5	15	—	—	—	Р	Р	64	—	40	60
9	—	Р	20	Р	15	5	20	—	—	—	Р	—	40	—	50	50

Выделяются два типа глин: некремнистые и кремнистые (диатомовые) глины. Некремнистые глины, в свою очередь, подразделяются на слоистые (полосчатые, горизонтально- слоистые) и неслоистые (комковатые, скорлуповатые, алевритовые).

Глины горизонтально слоистые, обычно тонкоотмученные, встречаются преимущественно в нижней и верхней частях разреза. Они плотные, жирные на ощупь, оливково-зеленоватые, серые, реже темно-коричневые*. Структура глин чешуйчатая и гелевидная. Обычно содержат большое количество пресноводной фауны.

Глины полосчатые связаны постепенными переходами с другими типами глин и алевритами и отличаются четко выраженной слоистостью. Также содержат большое количество пресноводной фауны. Подразделяются на тонкополосчатые и грубополосчатые текстурные разности. В первых толщина прослоек алеврита и песчинок измеряется миллиметрами, во вторых—сантиметрами. Мощность тонкополосчатых глин обычно не превышает 2—3 *м*. Грубополосчатые породы преобладают среди глинистых пород и слагают пачки мощностью до десятков метров.

Глины комковатые встречаются довольно часто, залегают пластами до 0,5 *м*. Комковаты, в сухом состоянии распадаются на куски неправильной формы с шершавой поверхностью, а при расколе обнаруживается частая вертикальная трещиноватость. Цвет пород темно-серый, серый, иногда оливково-зеленоватый; гранулометрически— это тонко отмученные и алевритовые глины, а также глинистые алевриты. Этот тип пород также содержит большое количество пресноводной фауны.

Глины скорлуповатые алевритовые, серые, залегают пачками мощностью от 0,5 *м* до десятков метров. Они обычно неизвестковистые. Распространены широко, содержат большое количество пресноводной фауны. Синяя разновидность этих глин залегает в виде линзовидных пластов (1—2 *м*) среди глинных типов, изредка содержит пресноводную фауну и примесь частиц размером >0,1 *мм*.

Диатомовые глины залегают примерно в средней части разреза среднего комплекса пород, иногда они переслаиваются с другими типами глин. Это рыхлые, землистые или слабо сцементированные

* Слоистость всех описываемых в работе пород дается по классификации Л. Н. Ботвинкиной (1965).

кремнистые породы, светло-коричневого или светло-серого цвета, обладающие большой пористостью и малым объемным весом. Иногда они содержат молочно-белые кремнистые конкреции с концентрически скорлуповатым строением. Глины часто содержат псаммо-алевритовую примесь. Диатомовые глины почти не содержат пресноводной фауны. Мощность глин в осевой части бассейна их накопления достигает 50 *м*, убывая к периферии. Результаты комплексного исследования глин показали преимущественно монтмориллонитовый их состав с незначительной примесью гидрослюд (мусковит, биотит).

Таблица 152

Химический состав глинистых пород

№ скв.	№ проб	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	TiO_2	CaO	MgO	MnO	P_2O_5	S	Na_2O	K_2O	$-H_2O$	П.п.п.	Сумма
6	11	53,13	10,80	3,71	1,10	0,36	7,21	1,33	0,07	0,48	0,20	1,10	1,20	4,22	9,04	99,95
»	16	59,59	14,53	3,32	1,43	0,49	1,75	2,06	0,28	0,36	0,38	1,10	1,52	5,24	7,96	100,11
»	17б	52,29	15,72	5,54	1,58	0,52	3,71	2,40	0,09	0,36	0,27	0,90	1,75	6,06	8,80	100,09
16	77	44,55	12,86	4,01	1,72	0,36	14,77	1,84	0,15	0,46	0,22	0,80	1,50	4,36	11,82	99,42
»	88	53,40	16,17	5,07	2,01	0,52	3,57	2,96	0,12	0,36	0,22	1,10	2,00	5,62	7,18	100,50
»	94	48,79	13,84	4,42	1,43	0,49	8,12	3,32	0,09	0,36	0,42	1,10	1,70	4,82	10,36	99,58
»	94а	52,00	15,90	4,48	3,60	0,82	6,79	4,00	0,09			2,30	1,50	2,97	5,13	99,58
3	112	60,00	13,89	5,91	1,59	0,56	2,03	2,25	0,10	0,38	0,22	1,60	1,90	5,12	5,46	100,85
»	116	53,40	16,17	5,07	2,01	0,52	3,57	2,96	0,12	0,36	0,22	1,10	2,00	5,62	7,18	100,50
»	119	56,10	11,27	4,47	2,72	0,49	5,52	2,40	0,22	0,36	0,13	1,00	1,55	4,64	8,74	99,41
Разрез																
9	2	62,36	15,54	2,21	1,62	0,76	3,23	1,18	0,07			4,90	4,40	0,45	4,14	100,89
»	10	66,25	11,74	4,97	0,54	0,49	1,24	2,22	0,02			0,75	0,88	4,90	6,77	100,77
»	27	55,55	18,52	6,80	0,18	0,80	3,11	1,83	0,04			2,60	1,60	3,96	5,42	100,41
»	29	52,40	17,19	7,35	0,54	0,82	2,64	2,94	0,05			1,40	2,00	5,80	6,73	99,86
»	32	55,20	15,28	9,22	0,36	0,82	2,03	2,63	0,04			2,20	2,20	4,92	5,45	100,35

Таблица 153

Химический состав фракции <0,01 *мм*

№ скв.	№ проб	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	TiO_2	CaO	MgO	MnO	P_2O_5	S	Na_2O	K_2O	$-H_2O$	П.п.п.	Сумма
7	20 и 24	56,71	15,58	6,70	0,35	0,49	1,26	2,44	0,09	0,20	0,22	1,60	2,25	3,50	7,10	9,39

Глины имеют весьма однообразный химический состав (табл. 152, 153). Лишь в диатомовых глинах содержание кремнезема повышено, а содержание карбонатов ниже, чем в других глинистых породах (табл. 152, пробы диатомовых глин № 16 и 10). С увеличением карбонатности пород содержание кремнезема и окиси железа уменьшается.

Глины распространены также в нижней и средней частях разреза верхнего комплекса, слагая маломощные (до 0,5 *м*) быстро выклинивающиеся прослои среди других типов пород. Глинистое вещество всегда имеет примесь песчаных и алевритовых частиц, а иногда гравия и даже галек. Обычно эти породы слоистые, зеленовато-серые, оливково-зеленоватые, темно-серые.

Карбонатные породы

Развиты в нижней и средней частях разреза субформации. Известняки анийской свиты (нижний комплекс) обнажаются в 2,5 *км* к северо-западу от ст. Ани, в 500 *м* к северу от ст. Айкадзор, в 1,5 *км* к севе-

Таблица 154

Гранулометрический состав глинисто-алевритовых отложений

№ проб.	Карбонатность в %	Содержание фракций в %			Наименование пород
		1—0,1	0,1—0,01	<0,01	
8	0,00	30,67	6,73	62,60	Глина диатомовая песчанистая
11	0,00	30,35	15,55	54,10	Глина диатомовая песчанистая
16	3,52	71,32	15,44	13,24	Песчаник алевритовый
22	8,64	6,64	20,44	72,92	Глина алевритовая
26	4,16	15,48	35,08	49,44	Пелито-алевритовая порода
27	0,0	27,90	13,22	58,88	Глина песчано-алевритовая
32	0,0	11,74	18,50	69,76	Глина алевро-песчанистая
33	3,16	11,93	9,57	78,50	Глина песчанистая

ро-востоку от с. Исаакян, с. Лусахпюр, а также встречены в буровых скважинах у сс. Лусахпюр и Айкадзор. Мощность известняков варьирует от 1 до 35 *м*. Представлены они оолитовыми и микрозернистыми разновидностями. Оолитовые известняки состоят из зачаточных и сформировавшихся оолитов, органического детрита и цемента. Отмечаются гранулированные оолиты с неясным строением. Органический детрит представлен обломками пелеципод, гастропод, многокамерных фораминифер*. Цемент представлен микро- и криптозернистым кальцитом. Микрозернистые известняки состоят из мелких комочков криптозернистого карбоната, редких обломков органического детрита (фораминиферы и др.) и примеси обломков вулканического материала. Минералогический состав нерастворимого остатка этих пород сходен с минералогическим составом туфопесков. Химический состав известняков приведен в табл. 155.

Таблица 155

Химический состав карбонатных пород

№ обр.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	CaO	MgO	Na_2O	K_2O	П.п.п.	H_2O	Сумма
7/8	7,76	0,13	3,13	0,60	0,36	0,09	48,62	0,91	0,45	0,40	38,17	0,27	100,89
7/9	2,70	0,05	4,22	1,35	0,36	0,09	47,83	0,95	0,08	0,14	41,95	0,23	99,95

Карбонатные породы среднего комплекса развиты в 1,5 *км* к юго-востоку от сел. Неркин Джрапи, где они перекрывают прибрежные отложения озерного (нижнего) комплекса. Залегают известняки почти горизонтально. Мощность их варьирует от 1 до 6 *м*. По составу они весьма сходны с оолитовыми и микрозернистыми известняками озерно-аллювиального (нижнего) комплекса.

АРАРАТСКАЯ КОТЛОВИНА

Дно Араратской котловины представляет равнину, которая, судя по характеру слагающих ее отложений в плейстоценовое время, была заполнена водами древнего озера. По данным многочисленных буровых

* В известняках встречена фауна моллюсков (Паффенгольц, Тер-Месропян, 1964).

скважин мощность этих отложений: глин, галечников, гравия, песков и т. д. варьирует от нескольких десятков метров до 400 *м**.

Осадки древнего Араратского озера изучены недостаточно. Детальнее исследованы только глинистые отложения. Они обычно слагают линзы, прослои среди грубообломочных отложений. Мощность слоев глин варьирует—от 7 *м* (у сел. Ерасхаун) до 65 *м* (у сел. Келанду). К. Н. Паффенгольцем (1964) выделяются три слоя глин, но наиболее выдержанными по площади являются верхние два слоя, которые прослеживаются от сел. Джанфида на юго-востоке до с. Араздаян. По условиям залегания, цвету и содержанию пресноводной фауны эти глины подразделяются на две группы. В первую группу входят коричневые глины, которые, по мнению К. Н. Паффенгольца, представляют прибрежную фацию озерной толщи. Площадь их распространения невелика, залегают они над и под глинами второй группы—более «глубоководными», характеризующимися обычно синим цветом. Нередко коричневые глины на больших участках переходят в темно-синие с зеленоватым оттенком или серые глины второй группы. Коричневые глины невыдержанны, обычно песчанистые, на отдельных участках переходят в суглинки, часто содержат мелкие гальки и плохо окатанные частицы туфа и пемзы. Развиты эти глины в районе с. Арташат у ж.-д. полотна, на отрезке гор. Эчмиадзин—с. Аракс. Основным продуктом озерного режима древнего Араратского озера К. Н. Паффенгольц считает синие глины, относящиеся ко второй группе. К этой группе относятся также серые, темно-серые с зеленоватым оттенком, зеленоватые глины. Изменение оттенков отмечается в подошве и в кровле пласта. Гранулометрически эти глины также разнообразны. Максимальное содержание глинистых фракций колеблется от 50 до 65% (сел. Аракс), а в остальных районах от 10 до 20%. К северу—к береговой линии глины часто становятся песчанистыми, иногда обогащенными пемзовым материалом. Карбонатность глин второй группы колеблется от 12 до 27,3%, удельный вес равен 2,6—2,8.

Детальное исследование глин выполнено по керновому материалу буровых скважин в центральной части Араратской котловины. Структура глин лептопелитовая, иногда алевропелитовая; текстура слабо ориентированная, беспорядочная. Некоторая ориентированность частиц в породе у исследованных образцов, вероятно, связана с наличием чешуек слюдистых минералов. Основным компонентом озерных глин является тонкодисперсный глинистый материал, по-видимому, монтмориллонито-гидрослюдистого состава с небольшим количеством пылеватых частиц. Ориентировка чешуек глинистых материалов различная. Терригенный алевритовый материал представлен полевыми шпатами, кварцем, кальцитом, акцессорными и рудными минералами, более или менее равномерно распределенными по всей массе. В породе присутствует в разной степени разложившийся и неравномерно распределенный пепловый материал кислого состава.

Глинистые минералы и кальцит в виде раковин пресноводных моллюсков заполняют промежутки между зернами терригенного материала и цементируют породу. Встречаются обломки диатомовых водорослей. В исследованных глинах, довольно однообразных по своему химическому составу, содержание SiO_2 очень высокое (52,85—60, 69%), а Al_2O_3—12,43—18,50%. Содержание Fe_2O_3 составляет 4,30—8,89%, а FeO в большинстве случаев больше 1%. TiO_2 присутствует в количестве

* Подробное описание разрезов озерных отложений Араратской котловины приведено в I и II томах «Геологии Армянской ССР».

долей процента, MnO—в сотых долях процента. Во всех образцах содержание MgO (2,36—4,58%), выше, чем CaO (0,93—3,14%). На малую выщелоченность глин и на наличие гидрослюд (иллита) в глинистом веществе породы указывает довольно высокое содержание щелочей в них, причем K_2O (1,02—2,10%) преобладает над Na_2O (0,60—2,20%). Электронномикроскопическим исследованием установлено, что глинистая фракция озерных глин находится в агрегированном состоянии. Агрегаты состоят в основном из темных и полупрозрачных хлопьевидных изометрических пластинок с расплывчатыми, туманными очертаниями граней минералов группы монтмориллонита. Обнаружено большое количество амфорных высокодисперсных частиц (возможно, гидроокислов железа) и дисперсного кварца, а также наличие гидрослюд в виде полупрозрачных изометричных частиц с развитыми очертаниями и трубочек палыгорскита. Хорошо видны обломки диатомовых водорослей, адсорбированных на поверхности глинистой частицы.

По результатам термического, электронномикроскопического и рентгеноструктурного анализов изученные озерные глины Араратской котловины могут быть охарактеризованы как гидрослюдисто-монтмориллонитовые с преобладанием монтмориллонита, который и обусловливает, в основном физические и химические свойства глин.

Содержание амфорной или свободной SiO_2 (по методу К. К. Гедройца) достигает 16% от веса сухой породы. Величины емкости поглощения исследованных образцов довольно близки (26,12—46,02 *мг/экв* на 100 *г* породы, только в одном случае—58,41 *мг/экв*), что объясняется сравнительной однородностью минералогического и гранулометрического их составов. Полученные емкости поглощения соответствуют гидрослюдисто-монтмориллонитовому составу озерных глин. Содержание двухвалентных катионов (больше 94% емкости поглощения) значительно больше содержания Na^+ (1,8—8,2%), что обусловливает агрегированное состояние коллоидно-дисперсной части глин. По этой же причине в глинах относительно слабо выражены набухаемость, пластичность, связанность и гидрофильность. Содержание Ca^{2+} составляет 47,8—64,6% емкости поглощения, а Mg^{2+}—31,3—45,2%. Содержание воднорастворимых солей составляет 0,16—0,34%. Реакция водных вытяжек исследованных образцов слабощелочная (pH=7,5—7,6). Наблюдается резкое преобладание содержания иона натрия (1,27—3,56 *мг/экв*) над Ca^{2+} и Mg^{2+}. В единичных образцах установлено содержание Mg^{2+} до 0,46 *мг/экв*. Во всех образцах попеременно преобладают ионы Cl (0,66—2,60 *мг/экв*) и SO_4^{2-} (0,50—2,50 *мг/экв*). Содержание HCO^{3-} почти во всех образцах меньше содержания $Cl^- SO_4^{2-}$.

Результаты солянокислой вытяжки показывают, что преобладающими солями являются NaCl и Na_2SO_4. Из других солей присутствуют $CaSO_4$ и $Ca(HCO_3)_2$, содержание соли магния невелико. Количество гипса во всех образцах составляет сотые, реже десятые доли процента, карбонатов—1,96—9,37%, органического вещества—0,25—2,24%. Изученные глины в основном представлены высокодисперсными и, реже, смешанными и пылеватыми разностями. Исследованные озерные глины относятся к породам с пластифицированно-коагуляционными структурными связями, причем пластифицирующими соединениями являются амфорный кремнезем, карбонаты кальция, органическое вещество. Вследствие цементации пород под действием карбонатов, органического вещества, амфорного кремнезема и гипса, указанные структуры частично приобретают свойства коагуляционных структурных связей.

ОЗЕРО СЕВАН

Е. С. Марковым в 1911 году была составлена первая карта распределения осадков дна озера и выделены также литологические типы; к этому периоду изучения грунтов водоема относятся работы Л. В. Арнольда, Г. М. Фридмана и др. Планомерное исследование геологии бассейна озера Севан было начато комплексной экспедицией АН СССР (С. Л. Лятти, 1932, Г. Ф. Афанасьев, 1933). В связи со снижением уровня озера Севан прибрежная его часть вышла на поверхность. В 1947—1948 гг. отложения озера были изучены комплексной экспедицией АН Армянской ССР. Результаты были обобщены С. Г. Саркисяном (1962).

В формировании современных осадков сложно сочетаются процессы терригенной,хемогенной, биогенной и вулканогенной седиментации. Специфика осадкообразования в значительной мере определяется высоким положением озера над уровнем моря (1900 *м*) и господством умеренного климата с продолжительным летом и холодной зимой.

Выделено восемь типов донных отложений озера Севан (Саркисян, 1962):

1. Крупнообломочные осадки: глыбы, валуны, гальки, гравий. 2.Мелкообломочные осадки: песок, крупноалевритовый ил, мелко-алевритовый ил. 3. Кристаллы $CaCO_3$.

Терригенные осадки

Крупнообломочные осадки. Донные отложения сложены в основном гальками и гравием, а глыбы и валуны распространены лишь на участках побережья вблизи сс. Лчашен—Айриван, у мыса Арцвакар и с. Еранос, близ сел. Цамакаберд, западнее пристани Цовак, у Артанишского полуострова и на участке сс. Джил-Дара. До 1956 г. ими была сложена узкая прибрежная полоса озера до глубины 1—2 *м*, изредка до 5—6 *м*. В настоящее время эти образования обнажились. Заполнителем между глыбами и валунами служит галька, гравий, крупнозернистый песок и изредка щебень. Крупнообломочный материал в западной и юго-западной прибрежной полосе представлен гальками андезито-базальтов, а в северной и северо-восточной—известняками, габбро, перидотитами и т. д.

Особенно широким распространением по всей береговой зоне пользуются гравийно-галечные отложения. Обычно с примесью мелкозернистого песка. Карбонатность осадков равна около 12%.

Мелкообломочные осадки. Пески. Широко распространены по всему побережью озера. Они весьма разнородны по гранулометрии, причем для них показательна довольно значительная примесь ракушечника. Нередко пески содержат включения гальки и гравия. Средний диаметр зерен песка колеблется от 0,16 до 0,3 *мм*. По химическому составу пески подразделены на силикатные и карбонатные (табл. 156). Минералогический состав полимиктовый. Состав тяжелой фракции: авгит, диопсид, гиперстен, роговая обманка обыкновенная, эпидот, биотит, энстатит, реже ставролит, титанит. Состав легкой фракции: полевые шпаты, вулканические стекла, кварц. Карбонатность песков варьирует в широких пределах—от 1,40% до 96,5%.

Илы. Крупноалевритовый ил наиболее распространенный тип осадков, широкой полосой окружающий зоны развития песков. Эти накопления содержат редкие включения ракушек. Медианный диаметр крупноалевритового ила варьирует в пределах от 0,005 до 0,09 *мм*,

Химический состав песков

Станции		Гигроскопическая влага в %	%-ное содержание компонентов в образце														Сумма
			SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	CaO	MgO	P_2O_5	SO_3	Na_2O	K_2O	п.п.п.		
4	1948г.	—	37,24	0,60	11,26	3,76	0,92	0,13	21,44	2,45	0,38	0,46	1,88	1,24	18,80		100,56
6	„	—	70,12	0,28	14,49	2,15	0,44	0,12	2,12	0,74	0,10	0,30	2,59	3,40	2,27		99,12
7	„	—	42,22	0,61	11,62	1,42	1,28	0,17	18,30	1,76	0,22	0,77	3,09	0,73	18,10		100,29
8	„	—	67,49	0,40	15,30	2,78	0,44	0,06	3,44	1,44	0,14	следы	3,46	3,48	1,07		99,50
10	„	—	40,45	0,36	6,04	8,98	3,22	0,15	6,13	23,80	0,10	0,25	0,18	0,26	10,60		100,0
11	„	—	44,97	0,33	9,91	4,21	3,24	0,19	10,19	16,63	0,08	следы	1,01	Нет	9,10		99,86
12	„	—	1,39	Нет	0,48	0,22	Нет	Следы	48,34	0,71	0,33	0,12	0,27	Нет	48,09		99,25
16	„	—	16,50	0,43	3,90	1,05	1,50	0,08	39,68	2,26	0,23	0,65	0,85	Нет	32,31		99,44
18	„	—	31,34	0,58	8,90	2,07	1,65	0,10	27,58	2,58	0,28	0,50	2,75	1,10	20,09		99,52
			КРУПНОАЛЕВРИТОВЫЙ ИЛ														
3	1955г.	7,41	24,04	0,29	5,53	1,04	1,40	0,08	30,34	2,42	0,22	1,38	0,51	0,22	31,92		99,39
13	1948г.	4,21	48,64	0,34	8,76	1,00	1,89	0,08	12,97	1,88	0,28	1,29	0,35	1,45	20,48		99,41
17	„	6,06	6,72	0,06	1,49	0,51	0,76	0,09	47,27	1,18	0,25	0,36	0,16	Нет	41,71		100,56
22	„	4,14	45,26	0,35	8,77	1,43	1,89	0,10	15,72	2,86	0,20	1,32	2,42	0,40	18,44		99,16
			МЕЛКОАЛЕВРИТОВЫЙ ИЛ														
1	1955г.	6,92	54,12	0,34	7,91	0,49	2,15	0,10	9,12	1,93	—	1,61	0,87	0,36	21,07	0,23	100,29
15	1948г.	3,61	57,34	0,70	17,32	5,13	1,90	0,13	4,40	2,32	—	следы	1,34	1,10	8,24	0,25	100,17
21	„	4,46	48,72	0,46	11,11	3,71	2,83	0,16	6,76	8,15	—	0,17	2,02	0,78	14,23	0,20	99,30
23	1956г.	7,36	56,15	0,43	9,62	0,45	3,27	0,13	6,16	3,80	—	1,13	0,92	0,30	17,71	0,24	100,31
24	„	6,36	51,48	0,41	8,81	1,40	2,36	0,15	10,99	2,65	—	0,82	1,01	0,85	19,48	0,23	100,59
			КРИСТАЛЛЫ КАЛЬЦИТА														
1	Кристаллы	0,32	3,44	Нет	0,55	0,05	0,36	0,02	51,13	1,86	0,13	0,20	0,14	0,03	42,02		99,83
2	„	0,32	3,30	0,05	0,92	0,48	Нет	0,04	51,26	0,30	0,22	следы	0,09	Нет	42,49		99,15

Карбонатность варьирует от 19,86% до 90,22%. Химический состав крупноалевритового ила приведен в табл. 156. Термическим анализом в осадке обнаружен монтмориллонит.

Мелкоалевритовый диатомовый ил широко распространен и в центральных участках озера. Отличается высоким содержанием аутигенной кремнекислоты (более 50%). Светло-серый мягкий, с очень четко выраженной «творожистой» текстурой на свежем срезе. Содержание алевритовой фракции в них—до 55%, главным образом за счет панцирей диатомовых. Медианный диаметр алевритовых илов колеблется от 0,02 до 0,03 *мм*. Термический анализ показал, что основным глинистым минералом является монтмориллонит. В табл. 156 приведены результаты химического анализа мелкоалевритового ила. В мелкоалевритовом иле содержание CO_2 почти повсеместно превосходит 50%, этот вид осадка почти лишен моллюсков, хотя и содержит богатую микрофауну.

Карбонаты (кристаллы). Кристаллы карбоната кальция слагают участки, пятна площадью до 0,5 кв. *км* на дне озера на глубинах 50—60 *м* в Лчашенском и Севанском заливах, у г. Мартуни, в Норадузском проливе вблизи Цовагюхского залива, против с. Джил и др. Цвет кристаллов желтовато-белый. Они образуют друзы и легко рассыпаются в дресву. В составе этого грунта преобладает CaO (50%).

Пирокластические и вулканогенно-осадочные породы

Исследованиями последних лет среди осадков озера Севан были обнаружены пирокластические и вулканогенно-осадочные отложения. В этом отношении большой интерес представляет Норадузский разрез, обнажение которого представлено 100—120 *м* террасой озера. Разрез сложен нижним—вулкано-терригенным (вулканомиктовым) и верхним—пирокласто-осадочным горизонтами. Среди этих горизонтов выделяются 15 слоев различных пород. В средней части разреза имеются два горизонта суглинков (возможно, погребенных почв).

Среди современных донных осадков Севана наличие вулканических шлаков и пеплов обнаружено буровыми работами в акватории, в районе южного склона Норадузского (Баязетского) поперечного поднятия (М. А. Сатиан, Ж. О. Степанян и В. Н. Жамгорцян, 1968).

II. УСЛОВИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

История седиментационных процессов за байкальский, герцинский и альпийский этапы геотектонического развития Малого Кавказа в значительной мере была обусловлена неоднократной сменой типов (стилей) тектонических режимов и на этапах напряженной тектонической деятельности—наложением вулканических процессов на осадочное породообразование. Фрагментарность обнажений и глубокий метаморфизм, которому были подвергнуты породы байкальского этапа, не позволяет достаточно полно воссоздать историю осадконакопления для всей интересующей нас территории, тем не менее уже имеющиеся данные говорят о сходстве породообразования для центральной и окраинных зон Малого Кавказа.

В истории седиментации байкальский этап представляется важнейшим в становлении основных структурно-седиментационных единиц региона, в той или иной мере отразившихся в плане седиментационно-тектонической зональности более поздних циклов.

Каледонские отложения на изученной территории не известны и, если таковые развиты в основании герцинского комплекса Приараксинской депрессии, то вряд ли они имеют широкое распространение и значительные мощности.

Герцинские мощные осадочные комплексы знаменуют новый крайне выразительный рубеж стабилизации состояния земной коры и интенсивного осадочного породообразования. Наконец, альпийская история седиментации отражает качественно новый важнейший этап вовлечения Малого Кавказа в геосинклинальный режим развития и интенсивного воздействия магматических процессов на седиментогенез.

Таким образом, центральной проблемой в общей задаче раскрытия условий накопления охарактеризованных выше осадочных и вулканогенно-осадочных формаций является снятие многообразных вторичных изменений, обусловленных метаморфизмом пород и вулканическими процессами, так же как и восстановление специфики самих вулканических процессов. Одним из основных графических документов, суммирующих весь выполненный комплекс литологических исследований в плане реконструкции древних седиментационных бассейнов, являются литолого-палеогеографические карты. Они разработаны для наиболее уверенно коррелируемых секций стратиграфического разреза с целью возможной привязки к аналогичным по масштабам региональным картам Кавказа и «Атласа литолого-палеогеографических карт СССР».

БАЙКАЛЬСКИЙ ЭТАП

В данном разделе мы остановимся на условиях осадконакопления в пределах Арзаканского массива Центральной зоны Армении. При

расшифровке условий образования исходных пород сланцев решающее значение имеет восстановление первоначального облика и состава пород, переживших за счет процессов метаморфизма коренное преобразование состава и структуры.

Субформация пятнистых сланцев представляет собою преобразованную метаморфическими процессами толщу песчано-глинистых пород с маломощными прослоями известняков. Высокая окатанность зерен кварца, захваченных порфиробластами граната и обогащенность пород глиноземом свидетельствуют о зрелом составе терригенных отложений (остаточные по П. Ниггли).

Субформация кварцитовых сланцев до метаморфизма представляла собою толщу глинистых кварцевых песчаников, известковистых песчаников и песчанистых известняков, а также известняков и доломитов. Высокая окатанность детритовых акцессорных минералов, а также зерен кварца, заключенных в сферолитах турмалина, обогащенность пород бором, глиноземом, кремнеземом и калием свидетельствуют о том, что исходные отложения формировались в условиях глубокой абразии и аккумуляции в усыхающем мелководном бассейне.

Субформация графитовых сланцев. Исходный состав графитовых сланцев соответствует битуминозным глинистым отложениям, очень близким к среднему глинистому сланцу по Кларку. Судя по почти полному отсутствию кварца в гранате или наличию его в виде очень мелких единичных включений, по окатанности акцессорных минералов, исходные отложения графитовых сланцев представляли собой черные илы, отложившиеся в спокойной тектонической обстановке в мелководном море с низкими берегами и бурным развитием водорослей. Учитывая очень выдержанную мощность горизонта графитовых сланцев (100 *м*), выдержанность химического и минерального состава, а также текстурно-структурных особенностей, можно предположить, что черные илы равномерно покрывали значительные площади. Графитовые сланцы Арзакана представляют собой метаморфизованный аналог черных сланцев типа формации Чаттануга в Северной Америке, которую К. Данбар и Дж. Роджерс (1962) приводят в качестве стратотипа «маломощных, но широко распространенных черных глинистых сланцев платформ».

Карбонатные породы нижней формации в первоначальном состоянии представляли собою выдержанные горизонты известняков. Резкие контакты между пластами доломитовых и кальцитовых мраморов свидетельствуют о диагенетическом преобразовании ряда пластов известняков в доломиты.

Субформация метааркозовых филлитов сложена близкими по составу аркозовыми песчаниками и граувакками, метаморфизованными до степени филлитов. Их химический состав, колебание содержаний породообразующих окислов и минералов являются промежуточными между аркозовыми песчаниками и граувакками. Для них характерны низкая сортировка материала, неясно выраженная слоистость, слабая окатанность кластических минералов, обогащенность известковистым материалом, богатый набор акцессорных минералов и наличие обломков пород слагающих нижнюю формацию. Все это свидетельствует о быстром сносе и накоплении в мелководном бассейне.

Вулканогенная субформация. Формирование вулканогенной толщи начинается с извержения основных пирокластов, затем следует излияние базальтов (порфиритоиды), сменяющееся липаритовыми лавами, пирокластами и экструзиями (порфироиды). Четкая страти-

фицированность и выдержанный состав вулканитов по простиранию свидетельствует о трещинном типе извержений дифференцитов известково-щелочной основной магмы.

Карбонатная субформация Агверанского района. Судя по морфологии карбонатной толщи, можно предположить ее первично рифогенное происхождение. По оси предполагаемого биогерма обломочные прослои отсутствуют, тогда как по его периферии метапсаммитовые вулканогенно-обломочные прослои увеличиваются в мощности и среди них появляются слоистые мраморы и калькарениты.

Результаты изучения первичного состава метаморфических пород позволяют воссоздать основные рубежи истории геологического развития Арзаканского кристаллического массива.

Основание разреза нижней формации (докембрий?) слагается псаммитово-пелитовыми отложениями с маломощными прослоями известняков (субформация пятнистых сланцев), материал для которых поступал от размыва метаморфических и изверженных пород основного и среднего составов. К концу отложения исходных пород пятнистых сланцев область сноса представляла собою пенеплен и поступление терригенного материала резко сократилось. Ко времени отложения пород субформации кварцитовых сланцев имел место многократный перемыв с растворением магния и железа. Это способствовало обогащению осадков остаточными компонентами—глиноземом и кремнеземом с накоплением кварцевых песчаников с глинистым цементом, которые фациально переходили в известняки и доломиты. Осадконакопление происходило в аридных условиях в мелководных высыхающих бассейнах, где сильное испарение способствовало увеличению концентрации бора в морском бассейне, который затем адсорбировался глинистым цементом песчаников, и магния, способствовавшего доломитизации известняков.

В породы субформации пятнистых и кварцитовых сланцев в период прогибания внедрялись пластовые интрузии габбро-диабазов, затем породы претерпели фазу складчатости и внедрение нормальных гранитов. Затем область была приподнята над уровнем моря, подверглась размыву и пенепленизации и вновь покрылась мелководным морем без островов, с низкими берегами, на дне которого шло буйное развитие водорослей. Малая глубина и густая растительность препятствовали перемыву осадков, которые сильно обогащались органическим веществом. В такой обстановке отложились битуминозные черные илы—исходные породы графитовых сланцев.

В целом отложения субформаций пятнистых и кварцитовых сланцев представляли единую терригенную формацию, знаменующую стадию преобразования геосинклинали в геоантиклиналь. Внедрение габбро-диабазов было приурочено к стадии максимального прогибания, а гранитов—к стадии инверсии.

Субформация графитовых сланцев—это самостоятельная толща, накапливавшаяся в условиях, сходных с платформенными.

Еще до того как начали накапливаться отложения верхней формации, весь комплекс пород нижней формации пережил интенсивный региональный метаморфизм Бахнского типа. Метаморфизм достиг низких субфаций фации альмандиновых амфиболитов Бахнского типа. Метаморфизм проходил в условиях, близких к изохимическим для большинства породообразующих окислов, за исключением воды и углекислоты, и сопровождался явлениями метаморфической дифференциации. При метаморфизме габбро-диабазы преобразованы в гнейсовидные черные амфиболиты, граниты, претерпев полное рассланцевание и час-

тичный палингенез, превратились в типичные мигматиты—теневые, очковые порфиробластические, послойные и ветвистые. В них лейкосома не претерпела заметного перемещения, поэтому мигматиты обладают признаками венитов (по Седергольму).

Интенсивные дислокации предшествовали и сопровождали метаморфический бластез, о чем свидетельствует ориентированное расположение включений кварца в порфиробластах граната и гелицитовая структура последних. Однако максимальный прогрев наступил уже в статистическую фазу метаморфизма, на что указывает посткинематический бластез андалузита и, возможно, ставролита. В процессе дислокаций развивалась интенсивная сланцеватость параллельно первичной слоистости. Переход в пластичное состояние обусловил изоклинальный характер складчатости с развитием интенсивного осевого кливажа течения. Пересечение плоскостей сланцеватости плоскостями осевого кливажа течения привело к развитию интенсивной плойчатости с появлением четкой линейности, которая ныне имеет юго-западное склонение. При остывании прогретых и пластичных пород образовались трещины поперечного кливажа разлома, заложенные вкрест линейности. План дислокаций имел четко выраженное антикавказское северо-восточное направление.

После регионального метаморфизма в фации альмандиновых амфиболитов область была приподнята на дневную поверхность.

Накопление пород верхней формации происходило на фундаменте, сложенном сланцами нижней формации. Вначале осадконакопление шло в условиях мелководных бассейнов. В структурно-эрозионных понижениях фундамента накапливались граувакки и аркозовые песчаники, затем последовало блоковое раскалывание кристаллического основания по меридиональным разломам, оказавшимся каналами для извержения основной магмы (порфиритоиды), сменившийся плагиолипаритовыми лавами и туфами с внедрением субвулканических тел (порфироиды). После прекращения вулканических извержений наступил перемыв в осадконакоплении. Затем, после частичного размыва вулканитов, последовала трансгрессия и в возникшем морском бассейне стали накапливаться известняки, возможно рифогенного происхождения. Смена основных вулканитов кислыми знаменует геоантиклинальное воздымание и обмеление бассейна, чем и обусловлен наблюдаемый размыв. В такой обстановке создаются условия для развития рифообразующих организмов, чему способствует постепенное опускание дна.

К периоду максимального прогибания геосинклинального трога верхней формации приурочено внедрение меланократовых габбро-пироксенитов, и, возможно, гарцбургитов. Последние могли тектонически переместиться в их нынешнее положение.

Породы верхней формации оказались в области регионального метаморфизма фации зеленых сланцев. Этот низкотемпературный метаморфизм отразился на кристаллосланцах нижней формации в качестве диафтореза, наложенного на минералы амфиболитовой фации.

Раскалывание кристаллического фундамента по меридиональным разломам обусловило образование линейно-вытянутых меридиональных грабенов и горстов, что в свою очередь, предопределило меридиональный план дислокации отложений верхней формации с образованием протяженных линейных складок. Влияние приподнятого жесткого основания на геосинклинальный трог верхней формации обусловило наклон осевых плоскостей складок в сторону горстов.

ГЕРЦИНСКИЙ ЭТАП

С позднекембрийского времени до конца силура на территории Малого Кавказа господствовала эрозия. Лишь в конце силурийского периода Южное Закавказье (Веди-Зангезурский прогиб) оказалось поглощенным морской трансгрессией. Устойчивый морской бассейн в этом регионе просуществовал до ранневизейского времени. Северные же районы Закавказья, вплоть до южного склона Большого Кавказа, представляли в это время сушу и область сноса обломочного материала, которая была сложена породами древнего метаморфического комплекса.

ПОЗДНИЙ ДЕВОН

В начале позднедевонского времени происходит постепенное расширение трансгрессии к северу и северо-востоку.

Максимальная мощность отложений франского яруса достигает 500 *м*, но гораздо чаще мощность колеблется в пределах 300—400 *м*. Зоны максимального накопления осадков (сс. Эрдич и Гнишик, а также бассейн р. Багарсых) оказываются разобщенными зоной относительно меньших мощностей.

Пограничные слои отложений среднего и верхнего девона представлены песчано-глинистыми отложениями с примесью карбоната, вверх по разрезу наблюдается улучшение сортировки терригенного материала: наряду с песчаниками и алевролитами появляются мощные пачки глинистых сланцев и кварцито-песчаников.

Среди отложений франского яруса на площади прогиба обособляется несколько литологических ассоциаций (рис. 140).

Первая ассоциация развита в прибрежной 20—30 *км* части бассейна. Она представлена в основном песчаниками и кварцито-песчаниками с прослоями глинистых сланцев и известняков. Вторая ассоциация пород представлена преимущественно глинистыми и глинисто-песчанистыми сланцами. Эта ассоциация пород прослеживается на ограниченной площади внутри первой зоны, в районе с. Эрдич. Третья ассоциация характерна для остальной части бассейна. Она представлена почти равными суммарными мощностями терригенных и карбонатных пород. Четвертая ассоциация распространена в западной части бассейна, в районе Урцской антиклинали. Она прослеживается в виде полосы шириной 2—5 *км*, для которой показательно преобладание в разрезе известняков (органогенно-детритовых, органогенных) над терригенными породами. Пятая ассоциация имеет локальное развитие (район ущелья р. Чанахчи). Она объединяет разрезы, сложенные преимущественно глинистыми сланцами.

На протяжении франского века в Зангезурском районе накопилась мощная толща конгломератов, гальки которых представлены обломками пород метаморфического комплекса.

Песчаные породы кварцевые, реже полевошпатово-кварцевые и кремнекластито-кварцевые. Цементирующая масса в основном карбонатная, реже глинистая и глинисто-железистая.

Состав глинистых пород гидрослюдисто-каолинитовый. В разной степени они обогащены терригенной примесью, представленной угловатыми и угловато-округленными зернами кварца, реже полевыми шпатами. Глинистые породы обогащены органическим веществом.

Карбонатные породы в основном представлены известняками. Известняки органогенные, органогенно-детритовые, сгустковые, но наряду с ними часто встречаются тонкозернистые, битуминозные разности.

Характерной особенностью структуры разреза является частое переслаивание терригенных и карбонатных пород, что позволяет предполагать частую, хотя и малоамплитудную смену погружения дна бассейна поднятиями. Наличие же однородных относительно мощных пачек глинистых и карбонатных пород свидетельствует о выровненности рельефа суши и, видимо, компенсированном режиме осадконакопления.

В фаменский век существенных изменений в расположении суши и бассейна седиментации не произошло, хотя зоны максимального накопления осадков несколько сместились к северо-востоку (район с. Эрдич) и юго-западу. Накапливаются в основном глинистые и карбонатные осадки. Максимальная мощность фаменских отложений достигает 500 *м*, преобладающая мощность 400 *м*.

По суммарному соотношению мощностей разных типов пород для фаменских отложений намечаются следующие литологические ассоциации (рис. 141).

Первая ассоциация представлена преобладанием кварцитов, кварцито-песчаников и песчаников над глинистыми и карбонатными породами. Эта ассоциация показательна для прибрежной полосы шириною в 10—25 *км* (район монастыря Хор-Вирап и бассейн р. Аргичи). Вторая ассоциация пород занимает более удаленную от берега зону, точнее практически всю остальную часть бассейна. В этой зоне разрезы фаменского яруса почти в одинаковой степени сложены терригенными и карбонатными породами. Третья ассоциация образует вытянутую в меридиональном направлении от селения Кадрлу до бассейна реки Багарсых полосу шириной 2—10 *км*.

В разрезе этой зоны глинистые и глинисто-песчанистые сланцы заметно преобладают над известняками и песчаниками. Четвертая ассоциация прослеживается в районе сс. Амагу—Гнишик, где она образует узкую полосу шириной 5 *км* внутри поля, для которого характерна вторая ассоциация пород. В разрезах четвертой зоны карбонатные породы преобладают над терригенными.

В целом для отложений фаменского яруса характерно преобладание кварцитов, кварцито-песчаников и глинистых сланцев над карбонатными породами. Кроме того, показательны пачки, сложенные песчаниками, часто чередующимися с кварцитами, глинистыми сланцами и известняками. Песчаники в основном кварцевые. Глинистые породы гидрослюдисто-каолинитовые или каолинит-гидрослюдистые. Интересно, что песчаные породы всегда обогащены карбонатом, в то время как глинистые породы чаще всего некарбонатные или слабо карбонатные. Глинистые породы фаменского яруса по сравнению с франскими обогащены терригенной примесью. Терригенная примесь, так же как и в других породах, представлена угловато-округлыми зернами кварца алевритовой размерности и чешуйками мусковита.

Карбонатные породы в основном представлены мелководными органогенными и органогенно-детритовыми известняками и лишь в западных разрезах, наряду с органогенными разностями, встречаются хемогенные.

Девонский морской бассейн может быть отнесен к мелководным палеоводоемам нормальной солености. Фактами, свидетельствующими об этом, являются значительная насыщенность разреза породами, типичными для мелководных морских бассейнов (органогенные и хемогенные известняки), комплекс аутигенных минералов и состав фауны (брахиоподы, кораллы, криноидеи и т. д.).

Донная, прикрепляющаяся фауна в этих отложениях указывает на наличие твердого грунта на дне бассейна и на хорошую аэрацию придонных слоев воды. Среда осадконакопления в придонном слое воды скорее всего была близкой к нейтральной, но в зависимости от соотношения между скоростью погружения дна и интенсивностью осадконакопления временами становилась то восстановительной, то слабо окислительной.

Климат в девонское время был теплым. Температурный и гидродинамический режим бассейна был благоприятным для широкого развития организмов и скопления в осадках большого количества органического вещества.

Основными минералами легкой фракции являются кварц, агрегаты глинистых и выветрелых минералов, редко полевые шпаты. Из аутигенных минералов чаще всего встречаются кальцит, гидроокислы железа, пирит, барит, реже кварц, рутил, анатаз, турмалин.

Комплекс кластических минералов пород аналогичен таковому пород франского яруса; установлено лишь возрастание количества разложенных полевых шпатов.

Данные минерального состава дают основание считать, что эти породы сформировались в значительной мере за счет переотложенных продуктов додевонской или нижнедевонской коры выветривания в условиях пенепленизированной суши и интенсивной химической дифференциации.

Комплекс терригенных минералов, а также каолинитовый состав глинистых сланцев показывают, что источником кластического материала явились осадочные породы, метаморфические сланцы и кислые интрузии (лейкократовые граниты, мигматиты), а также их жильные дериваты (аляскиты, аплиты, реже пегматиты) древнего метаморфического комплекса.

РАННИЙ КАРБОН

В турнейское время продолжается накопление терригенно-карбонатных отложений. Максимальная мощность этих отложений составляет 400 *м*, но гораздо чаще она колеблется в пределах 200—300 *м*.

Прибрежная полоса турнейского бассейна прослеживается в виде зоны шириною в 10—15 *км* в бассейне р. Аргичи. Здесь в разрезе преобладают кварциты, кварцито-песчаники, среди которых размещаются пласты известняков.

Высокая отсортированность терригенного материала указывает на активный гидродинамический режим прибрежной полосы бассейна, где кластический материал до захоронения неоднократно перемывался. Известняки этой зоны представлены преимущественно органогенными, органогенно-детритовыми и оолитовыми разностями, причем, как правило, они заметно обогащены примесью терригенного материала, в той или иной степени битуминозны.

Вторая ассоциация пород слагает зону шириной 3—10 *км*, которая протягивается параллельно береговой линии. Разрезы этой зоны почти в равной степени сложены терригенными и карбонатными породами.

Третья ассоциация пород прослеживается на остальной площади бассейна. Здесь уже карбонатные породы преобладают над терригенными, причем в отличие от верхнедевонских отложений среди терригенных пород широко развиты кварцевые песчаники и алевролиты, а

кварцитов гораздо меньше, причем они встречаются лишь в нижних частях разрезов. Песчаники мелко- и среднезернистые, с незначительным содержанием крупнозернистой массы (до 10%). Цементирующим веществом являются кальцит, гидроокислы железа, реже глинистое вещество.

Карбонатные породы раннетурнейского времени выражены органогенными, органогенно-детритовыми, оолитовыми, кристаллозернистыми и микрозернистыми известняками. Принадлежность микрозернистых известняков к отложениям прибрежной полосы прежде всего вытекает из их положения на местности и парагенетической связи с органогенно-детритовыми и оолитовыми известняками.

Прибрежные песчаные накопления к югу сменяются мелководными песчано-глинистыми осадками, что указывает на поступление материала главным образом с севера.

Отложения ранневизейского века представлены более однообразными породами, хотя в целом они сходны с отложениями турнейского яруса.

В ранневизейское время обособляются следующие литологические ассоциации (рис. 142).

Первая ассоциация пород слагала прибрежную полосу шириной 10—12 *км*. Здесь в разрезе песчаные породы преобладают над глинистыми и карбонатными. Вторая ассоциация пород занимала полосу шириной 6—9 *км* и протягивалась параллельно первой. Эта ассоциация характеризуется широким развитием известняков (органогенных, органогенно-детритовых, микрозернистых и неравномерно перекристаллизованных разностей) и весьма незначительным развитием кварцевых алевролитов (до 10%). Третья ассоциация пород занимала остальную южную часть бассейна и сложена преимущественно известняками. Известняки органогенные, органогенно-обломочные, микрозернистые, кристаллозернистые, битуминозные, частично окремнелые.

Интенсивность эррозионных процессов в начале нижнего карбона была высокой. Терригенная седиментация тесно переплеталась с карбонатной. В конце нижнекарбонового времени терригенное породообразование уступает карбонатному. Поступление обломочного материала резко сокращается.

Минеральный состав пород нижнего карбона характеризуется преобладанием в легкой фракции кварца, а в тяжелой—рудных (магнетит), а также устойчивых к выветриванию минералов (циркон, турмалин, рутил). Среди аутигенных минералов здесь присутствуют карбонаты (кальцит), пирит, гидроокислы железа. При сравнении комплекса обломочных минералов пород нижнего карбона нетрудно заметить их большое сходство. Очевидно, разрезы нижнего карбона располагаются в пределах одной и той же терригенно-минералогической провинции.

Раннекаменноугольный морской бассейн с большой уверенностью может быть отнесен к мелководным палеоводоемам нормальной солености.

Характер осадков и наличие разнообразных кораллов свидетельствуют о том, что карбонатонакопление в раннекаменноугольное время протекало на небольших глубинах в условиях нормально соленого морского залива со спокойным гидродинамическим режимом.

Практическое отсутствие в составе пород нижнего карбона полевых шпатов и малоустойчивых минералов в тяжелой фракции дает основание полагать, что климат был теплым, а на суше имело место

усиленное выветривание материнских пород и разложение продуктов эрозии, что обусловило обогащенность пород устойчивыми минералами.

В конце ранневизейского времени происходит регрессия морского бассейна, а обнажившиеся коренные породы латеритизируются. Продукты выветривания местами сохранились между нижневизейскими и перекрывающими их пермскими отложениями. В районе сел. Кадрлу и на г. Боз-Агыл они представлены железистыми песчаниками и местами брекчиевидными известняками, в пределах восточной части Урцского хребта—сильно ожелезненными глинами. Сохранившаяся мощность коры выветривания колеблется от 0,2 до 7 *м*.

ПЕРМЬ

Новая трансгрессия моря, расширяясь, охватывает почти всю территорию нижнегерцинской седиментации.

В раннепермское время накапливаются мощные битуминозные известняки с кремнистыми включениями. Терригенные образования почти отсутствуют, что указывает на пенепленизацию и слабое расчленение рельефа суши.

Зона максимального накопления осадков была сосредоточена в районе сел. Кадрлу, в восточной части Урцского хребта и в районе Амагу-Гнишикской антиклинали. Максимальная мощность нижнепермских отложений достигает 600 *м*.

Отложения прибрежного мелководья в современных разрезах не сохранились, а в наиболее близких к береговой линии частях (бассейны рек Аргичи, Гехи) отлагались битуминозные известняки с примесью терригенного материала.

Среди известняков преобладают кораллово-штаффеловые, водорослевые и фораминиферово-водорослевые разности. Несмотря на широкое распространение рифостроящих организмов, типичные рифы не образовывались.

Суша имела пенепленизированный рельеф, на что указывает незначительный привнос в бассейн терригенного материала.

Гидродинамический и температурный режимы мелководного бассейна способствовали широкому развитию кораллов и фораминифер. Отсутствие брахиоподовой и другой прикрепляющейся фауны указывает на илистый характер его дна.

Геохимическая среда осадконакопления была восстановительной и, судя по региональной битуминозности пород, благоприятной для скопления и захоронения рассеянного вещества.

Климат был теплым, наличие сингенетических кремнистых стяжений указывает на глубокое химическое выветривание пород на суше. Указанная обстановка была благоприятной для выноса кремнезема с суши в морской бассейн и обогащения вод коллоидным кремнеземом. Наличие коралловой фауны, а также других органических остатков указывает на хорошую аэрацию придонного слоя воды. По всей вероятности, сероводородное заражение и восстановительный режим располагались ниже уровня придонного слоя осадков.

В позднепермское время отлагаются карбонатные осадки, с некоторым увеличением привноса терригенного материала. Его содержание постепенно возрастает вверх по разрезу.

Однообразные кораллово-штафеловые и кремнисто-битуминозные известняки сменяются битуминозными песчанистыми известняками с прослоями известковых песчанистых битуминозных сланцев. Указан-

ный комплекс пород и, в частности, известняки содержат брахиподово-коралловую и обильную фузулинидовую фауну.

В верховьях бассейна р. Веди и в пределах Огбинской и Хачикской антиклиналей в раннепермское время зарождается район прогибаний, фиксируемый максимальными мощностями осадков. Именно здесь особенно широкое развитие имеют битуминозные известняки и глинистые сланцы. В зоне сокращенных мощностей осадков (район г. Мегридаг) битуминозные сланцы почти отсутствуют.

Область питания бассейна, по всей вероятности, становится несколько расчлененной, на что указывает ощутимо большая, чем у нижнепермских отложений, обогащенность известняков терригенным материалом. Климатический, гидродинамический и геохимический режимы бассейна существенных изменений не претерпевают.

Параллельно с увеличением привноса терригенного материала в отдельных участках бассейна возникают благоприятные условия для расселения прикрепляющихся организмов (брахиопод), т. е. появляются участки с твердым грунтом дна бассейна. Наличие же редких брахиопод в микрозернистых разностях известняков, которые до литификации представляли собою илистый грунт, можно объяснить присутствием здесь многочисленных известковых водорослей, к которым могли прикрепляться брахиоподы.

Наряду с брахиоподово-фузулинидовыми известняками, вплоть до позднепермского периода, местами формируются штаффелово-коралловые и битуминозно-кремнистые известняки.

По составу кластических минералов (кварц, магнетит, пироксены, амфиболы) и обломков пород нерастворимых остатков известняков можно судить, что размыву подвергались преимущественно метаморфические породы, в меньшей степени интрузивные и осадочные породы нижнего палеозоя.

В конце поздней перми в седиментационном бассейне начинают накапливаться пестроцветные морские терригенно-карбонатные отложения, широкое развитие приобретают брахиоподы, аммоноидеи, одиночные кораллы и другие группы морских организмов. Наибольшая мощность этих отложений наблюдается в пределах Джульфинской антиклинали (50 *м*), а наименьшая (3 *м*)—в пределах Огбинской антиклинали.

Количество терригенного материала увеличивается в районе Джульфинской антиклинали, что указывает на наличие дополнительного сноса материала с южной суши, расположенной за пределами территории Закавказья.

Эти отложения постепенными переходами связаны с нижнетриасовыми, образуя непрерывный разрез палеозоя—нижнего мезозоя.

Наличие многочисленной, нормально развитой фауны (брахиоподы, аммоноидеи, кораллы, фораминиферы и др.), совместное нахождение ряда палеозойских и мезозойских форм также свидетельствуют о непрерывном переходе.

Исходя из вышеизложенного, можно заключить, что пермо-триасовый седиментационный этап был единым. Максимальное расчленение рельефа суши произошло в конце позднепермского времени; пенепленизация суши и замыкание бассейна—в конце триаса.

ТРИАС

Терригенно-карбонатные морские отложения пермо-триаса распространены на территории Нахичеванской АССР и юго-западной части

территории Армянской ССР. Береговая линия триасового моря проходила, вероятно, южнее города Ереван. Южнее, на территории Турции и Ирана, триасовый морской залив открывался в обширное мелководное море. В условиях устойчивого непрерывного погружения в мелководном морском заливе накопилась толща карбонатных пород мощностью до 1000 *м*. Колебание солености морского бассейна было причиной развития и вымирания морских организмов.

Периодическое осолонение бассейна в среднем, особенно в позднем триасе, привело к смене накопления известняков доломитами. Ископаемая фауна в них почти не встречается.

В позднем триасе произошла регрессия морского бассейна, значительная территория прогиба—от г. Ереван до г. Мегри осушилась.

Раннетриасовое время. Как указывалось, базальные слои отложений триаса, залегающие на верхнепермских известняках, представлены красноватыми известняками, обычно с большой примесью песчано-глинистого материала. Это указывает на некоторое увеличение интенсивности привноса терригенного материала, обусловленное, видимо, обновлением рельефа суши, хотя прежние контуры суши и моря, климатическая обстановка и гидрохимический режимы бассейна не изменились сколько-нибудь существенно. Вследствие этого некоторые пермские формы доживают до начальных этапов раннего триаса.

Выше разрез отложений нижнего триаса представлен тонкоплитчатыми фукоидными крипто-, микро- и мелкозернистыми, а также оолитовыми известняками. В разрезе триаса выделяются следующие литологические ассоциации пород:

нижняя часть разреза отложений триаса, мощностью до 90 *м* представлена тонко- и среднеслоистыми, плитчатыми, фукоидными, глинисто-битуминозными известняками, чередующимися с песчанистыми и доломитизированными разностями. Последние в разрезе играют подчиненную роль;

верхняя часть разреза нижнего триаса, мощностью до 100—110 *м*, сложена тонко- и среднеслоистыми, плитчатыми и фукоидными известняками.

Во второй половине раннего триаса привнос терригенного материала с суши почти прекращается и отлагаются чистые известняки. В конце раннетриасовой эпохи, вероятно, происходит обмеление моря и накапливаются массивные оолитовые известняки небольшой мощности. В раннетриасовое время широкое развитие получают пелециподы, аммоноидеи и гастроподы, распространенные также в бассейнах Европы, Азии и Америки.

Нижнетриасовый бассейн в Закавказье был мелководным, в основном нормально соленым, сток воды со стороны суши был минимальным. Климат был сухим и жарким. Суша, сложенная метаморфическими породами нижнего палеозоя, реже карбонатными и терригенными отложениями верхнего палеозоя, имела сглаженный рельеф. Сток воды в море почти отсутствовал.

Среднетриасовое время. Отложения среднего триаса являются непосредственным продолжением нижнетриасовых. Литологически они весьма сходны.

Среднетриасовые отложения, мощностью около 200 *м*, представлены тонко-, средне- и толстослоистыми, мелкозернистыми известняками. Иногда они приобретают псевдоконгломератовый, то фукоидный или оолитовый, то пелитоморфный характер. Встречаются также сланцевые, глинистые и доломитизированные разности. В северо-западной

части среднетриасового бассейна, в районе сел. Джерманис, состав отложений несколько изменяется. Здесь разнообразные известняки чередуются с черными и темно-серыми аргиллитами. В среднетриасовом бассейне (рис. 146) различаются мелководная и мелководно-прибрежная зоны.

Мелководные отложения представлены известковистыми глинами и тонкоплитчатыми пелитоморфными известняками. Вверх по разрезу их сменяют фукоидные и псевдоконгломератовидные известняки, а также толстослоистые мергели (интервал 0 до 124 *м*). В кровле пачки появляются глинистые известняки и глинистые доломиты. Выше (124—200*м*) залегают кавернозные глинистые доломиты, массивные доломитизированные и фукоидные средне- и тонкослоистые известняки и толстослоистые мергели.

Фациальный анализ вышеприведенного разреза показывает, что накопление глин, мергелей и известняков нижней пачки протекало в бассейне нормальной солености при весьма незначительном привносе терригенного материала. Затем бассейн несколько осолонился и, наряду с известняками, началось накопление доломитов. Исчезли и без того редкие пелециподы и гастроподы.

Прибрежные отложения (район с. Джерманис) представлены темно-серыми тонкослоистыми аргиллитами и пелитоморфными известняками, с остатками морской фауны. Здесь доломиты отсутствуют. Можно полагать, что в северной части бассейна имелся сток в морской залив пресной воды.

Таким образом, на палеогеографической карте нижнего и среднего триаса выделяются три литофациальные зоны (рис. 146).

В целом триасовый морской бассейн в центральной своей части (южнее с. Огбин, восточнее с. Азнабюрт), а также на северо-западной периферии (южнее с. Джерманис) был сравнительно неглубоким. Здесь имелись небольшие, вытянутые с севера на юг, узкие прогибы, выполненные мощными (300—400 *м*) карбонатными осадками нижнего и среднего триаса. Прогибы были разделены друг от друга широким валом антикавказского простирания, в пределах которого, а также в юго-восточной части бассейна (г. Нахичевань, ст. Джульфа) были широко развиты мергели и глинистые известняки мощностью от 150 до 300 *м*, образовавшие вторую литофациальную зону.

Третья литофациальная зона, характеризующая прибрежную часть бассейна (район с. Джерманис), сложена известняками и глинами, мощностью от 70 до 150 *м*.

Позднетриасовое время. Верхнетриасовые отложения представлены карнийским и норийским ярусами, отложения рэтского яруса повсеместно отсутствуют. Переход от среднего к верхнему триасу постепенный.

В позднем триасе на площади бассейна обособляются две литофациальные зоны: доломитовая и песчано-глинистая угленосная.

Зона доломитонакопления широко развита в пределах Нахичеванской АССР и занимала центральную часть бассейна. Здесь формировались серые, буровато-серые средне- и толстослоистые мелкозернистые, местами ожелезненные кавернозные доломиты и известковистые доломиты. В отличие от среднетриасовых, верхнетриасовые доломиты не содержат примеси глинистого материала. Фауна в этих отложениях отсутствует, что указывает на повышенную соленость вод бассейна.

В прибрежной литофациальной зоне (район с. Джерманис) получили развитие кварцевые песчаники плотные мелкозернистые, иногда

пиритизированные, чередующиеся с аргиллитами черного цвета с пластами угля и углистых сланцев. Они содержат остатки богатой морской фауны и наземных растений. Терригенно-угленосные отложения верхнего триаса имели ограниченное развитие и, по всей вероятности, они образовались вблизи приподнятой Аргичинской суши. Юго-восточная полоса прибрежной зоны верхнетриасового бассейна была, по-видимому, окружена менее приподнятой засушливой бессточной сушей и так же, как и в остальных частях бассейна образовались доломиты, лишенные остатков морских организмов.

В конце норийского века вследствие раннекиммерийских движений верхнетриасовое море отступает, и вся южная часть Закавказья превращается в сушу.

АЛЬПИЙСКИЙ ЭТАП

РАННЯЯ—СРЕДНЯЯ ЮРА

Фаунистически датированные аркозовые песчаники, граувакки, конгломераты и глинистые сланцы лейаса—нижнего аалена (Зесашвили, 1955) известны по периферии Локского массива. Мощность их достигает 400 *м*. Среди галек наблюдается большое количество кварцевых порфиров, альбитофиров и кварцевых порфиритов. Возраст их материнских пород остается невыясненным.

Трансгрессивно на терригенную толщу налегают породы нижней вулканогенной толщи (120 *м*), сменяющиеся вверх по разрезу мощными авгитовыми порфиритами и их пирокластами с верхнебайосской фауной (Кахадзе, 1947, Азарян, 1963).

В Кедабекском районе Азербайджана на терригенную толщу нижней юры—нижнего аалена (Гасанов, 1967) также трансгрессивно налегает мощная толща авгит-плагиоклазовых порфиритов и пирокластов (нижняя вулканогенная толща), перекрытая в свою очередь кварцевыми порфирами верхнего байоса. Сходная по составу вулканогенная толща обнажается в основании вскрытого разреза средней юры Кафанского района. Возраст ее определяется как нижнебайосский на основании находок верхнебайосской фауны в верхней части среднеюрского разреза, в породах барабатумской толщи и по региональным сопоставлениям с Кедабекским районом (Акопян, 1962).

В Алавердском районе результаты бурения показали ограниченное площадное распространение кварцевых порфиров. Ряд исследователей (Асланян, 1958; Казарян, 1969) контакты кварцевых порфиров с порфиритами зеленокаменной толщи рассматривают как секущие.

Выше по разрезу, по С. В. Казаряну, в основании брекчий-андезитов, которые без перерыва сменяются брекчиями андезито-дацитов, обнаруживается горизонт конгломератов из обломков кварцевых порфиритов. Таким образом, в Алавердском районе наиболее нижними горизонтами вулканогенной средней юры оказывается также зеленокаменная толща, сходная с нижними порфиритами Шамшадинского, Кедабекского и Кафанского районов.

Состав пород лейаса Алавердского и Кафанского районов остается невыясненным. Л. Н. Леонтьев и В. Е. Хаин (1946) высказали мнение, что поскольку продукты раннеюрского вулканизма не обнаруживаются в составе терригенных осадков лейаса Локского массива, верховья р. Асрик-чай и др., то, следовательно, маловероятно его проявление в это время. Г. С. Дзоценидзе (1966) также полагает, что начало

рского вулканизма в Закавказье имело место в байосе, лейас же повсеместно представлен терригенными осадками. Такого же мнения придерживаются Т. А. Гасанов (1961), Н. Р. Азарян (1963). Иную точку зрения высказывает А. Т. Асланян (1958), полагающий, что терригенный лейас к осевой части геосинклинали сменяется вулканическими породами: нижними порфиритами Алавердского района. Однако, как уже указывалось, для этого и других районов Армении и Азербайджана возраст вулканогенной толщи определяется нижним байосом (Т. А. Гасанов, В. Т. Акопян, Н. Р. Азарян).

Бурно проявившийся вулканизм раннебайосского времени носил преимущественно трещинный характер и представлен андезитовыми и андезито-базальтовыми излияниями при подчиненном значении пирокластики. При однообразии состава пород нижнего байоса Алавердского, Шамшадинского и Кафанского антиклинориев некоторые вариации в соотношении состава лав и в количестве обломочного и пирокластического материала все же наблюдаются.

Полнее на этот вопрос можно ответить после проведения буровых и специальных геофизических исследований.

Состав толщи в обнаженной части Алавердского района представлен андезитовыми, андезито-базальтовыми порфиритами, диабазовыми порфиритами с редкими линзами туфопесчаников, гематито-кварцевых яшмовидных пород. Отнесение основных пород к спилитам оказалось не обоснованным (Сопко, 1949).

В Кедабекском антиклинории, наряду с лавами среднего состава, развиты вулканические брекчии (Абдуллаев, 1966), однако в Шамшадинском антиклинории преобладают порфириты (данные Н. Р. Азаряна). В Кафанском районе нижние порфириты, выступающие в Куртамякском ущелье, имеют преимущественно лавокластовое строение, андезитовый состав, содержат нередко горизонты пирокластов, а к кровле потоки андезито-дацитовых и редко дацитовых порфиритов и вулканических брекчий. Повсеместно нижние порфириты претерпевают зеленокаменное изменение: хлоритизацию, эпидотизацию и т. д.

В верховье р. Асрик-чай, где выступают породы ранней юры, мощность порфиритов оценивается в 600—1500 *м* (Гасанов, 1961). В Алавердском и Кафанском районах видимая мощность, включая мощность, вскрытую бурением, превышает 600 *м*. Все это свидетельствует о грандиозных масштабах вулканизма. Южный борт эвгеосинклинали намечается севернее выступов пород древнего метаморфического фундамента, перекрытых осадочным верхним мелом и участками палеогеном (район между г. Кироваканом и с. Арзакан). В Кафанском районе юго-западный борт геосинклинали очерчивается зоной Гиратахского разлома.

Северный борт геосинклинали рисуется менее достоверно. Ряд исследователей (Варданянц, 1934; Кахадзе, 1947; Дзоценидзе, 1966) предполагают существование единой обширной геосинклинали Закавказья, разобщенной наложенными верхнемеловыми интрагеосинклиналями. По мнению других исследователей, Закавказская межгорная зона, расположенная между складчатыми системами Большого и Малого Кавказа, рассматривается для альпийского этапа как срединный массив, состоящий из отдельных опущенных и приподнятых блоков, перекрытых маломощным чехлом мезозойских отложений «платформенного» характера (Джанелидзе, 1942, 1953). Эта зона отделена от северо-восточной части Малого Кавказа системой разломов глубокого заложения северо-западного простирания. М. В. Муратов (1969) пола-

гает, что Сомхето-Карабахско-Зангезурский прогиб наложен на байкальское основание Малого Кавказа.

В позднебайосское время в юрской геосинклинали зарождаются внутренние поднятия.

В районе Алавердского антиклинория ряд исследователей (Г. А. Казарян и др.) полагают, что трещинный характер излияний времени формирования Дебедской свиты сменяется позже центральным, связывая это явление также с частной инверсией, следствием чего был рост архипелага островов (вулкано-тектонические поднятия). По распространению жерловых, субвулканических фаций центры вулканизма намечаются в районе Шамлугского месторождения (кварцевые порфиры и альбитофиры), а также у г. Алаверди (альбитофиры). Э. Г. Малхасян (1970) полагает, что обильное накопление пирокластического грубообломочного материала свидетельствует о наличии нескольких вулканических центров или очаговых зон, располагавшихся в районах современных Алавердского, Шамшадинского и Кафанского антиклинориев. Кислые лавы и пирокласты верхнего байоса выброшены вулканами «скорее трещинного типа, локализованными вдоль зон, вытянутых по простиранию соответствующих тектонических структур».

Наземно-островные пирокластолиты с признаками спекания (кошабердская свита) в восточной части Алавердского антиклинория (междуречье рек Дебед и Агстев), по данным Н. Р. Азаряна (1970), по простиранию сменяются кислыми эффузивами (водораздел центральной части Гугарацского хребта) и восточнее (через верховье р. Аксибара) вновь переходят в типичные вулканические брекчии.

Вдоль южного борта антиклинория (р-н с. Карнут), наряду с кошабердскими брекчиями, развиты туфопесчаники, песчаники и туфы, которые параллелизуются с алаверди-шамлугской свитой. В районе г. Алаверди и соседних участков кошабердская свита пирокластов вверх по разрезу сменяется осадочно-пирокластическими мощными морскими отложениями алаверди-шамлугской свиты, содержащими фауну верхнего байоса.

Исследования пород верхнего байоса показали, что по простиранию содержание в них вулканических и осадочных пород резко варьирует. В алавердском районе разрез толщи представлен туфопесчаниками, к западу от этого разреза туфопесчаники переслаиваются с вулканитами. Существуют разные точки зрения о возрастных и пространственных взаимоотношениях туфопесчаников, агломератов и вулканических брекчий (Асланян, 1958; Азарян, 1963; Казарян, 1969; Азизбекян, 1970). Следует отметить, что специальные литологические наблюдения в этом районе не проведены. На карте (рис. 149) рассматривается суммарное распределение мощностей кошабердской и алаверди-шамлугской свит. Такой подход оправдан и потому, что имеется реальный перерыв на границе накопления нижних порфиритов и туфобрекчий, выраженный, в частности, конгломератовым слоем. С другой же стороны, туфобрекчии, туфопесчаники и кератофиры объединяет обстановка накопления в условиях роста новообразованного поднятия и преимущественно андезито-дацитовый и дацитовый состав магмы.

Характерно, что мощности алаверди-шамлугской свиты, как и подстилающих вулканических брекчий (кошабердская свита), резко изменчивы по простиранию, видимо, в результате выполнения неровного вулканического рельефа, вместе с тем северо-западная часть Алавердского антиклинория, район Чочканского интрузивного массива характеризуется устойчиво сокращенным типом мощностей отложений

кошабердской и алаверди-шамлугской свит. Участками келловейские отложения с размывом налегают на породы дебедской свиты. Это, вероятно, зона сокращенных мощностей, единая с зоной Локского массива. Нельзя также не обратить внимание на широкое развитие здесь многочисленных выходов плагиогранит-порфиров, прорывающих отложения келловея и оксфорда.

Вдоль оси антиклинория намечается полоса развития грубых туфобрекчий, на периклинали перекрывающихся вулканогенными и осадочными породами бата, что указывает на устойчиво воздымающийся характер тектонических движений. Можно предположить, что часть туфобрекчий накопилась в наземно-островной обстановке. По крыльям антиклинория мощности толщи резко сокращены, вулканиты ассоциируют с осадочными и осадочно-пирокластическими породами, либо мощности значительны, как, например, у с. Карнут, но наряду с брекчиями, широко развиты осадочно-пирокластические накопления.

В Шамшадинском антиклинории широкое развитие получили мощные (до 600 *м*) кварцевые плагиопорфиры (Абдуллаев, 1966 и др.), протягивающиеся до бассейна р. Агстев, сокращаясь в мощности до первых десятков метров. Коэффициент эксплозивности толщи в Шамшадинском и соседних районах Азербайджана составляет до 10—15% (Абдуллаев, 1966). От р. Хндзоркут на запад, к бассейну р. Агстев кварцевые плагиопорфиры, наряду с уменьшением мощностей, обнаруживают фациальные переходы в туфобрекчии.

Новообразованным наряду с Алавердским, Мургузским и др., было и Кафанское поднятие. Наличие в этой части эвгеосинклинали среднеюрского поднятия угадывается по трансгрессивному характеру налегания верхнеюрских отложений на породы средней юры, перекрывающих с востока на запад все более древние члены среднеюрского разреза, включая местами и «нижние» порфириты (сел. Бех). В свою очередь в разрезе среднеюрских отложений наблюдаются несогласия (азимутальные и угловые) отдельных толщ. Имеет место выклинивание к северо-западу туфов «нижней осадочной толщи», залегание «верхней осадочной свиты» на маломощных плагиоклазовых порфиритах, фациально сменяющей барабатумские порфириты у Кавартского карьера, а еще западнее—на свите «кварц-плагиоклазовых порфиритов» (г. Саяд-кар) и т. д.

Возвышающееся над морем островное поднятие ко времени извержения туфов эффузивно-пирокластической толщи имело неровный вулканический рельеф.

Наблюдаемые несогласия контактов пирокластической толщи на лавовом неровном рельефе еще, однако, не являются достоверными признаками сколько-нибудь длительного перерыва между нижними порфиритами и пирокластами в стратиграфическом понимании, хотя и не исключают этого предположения. По своему ритмическому строению туфы базального горизонта напоминают «туфогенный флишоид». Некоторые исследователи ошибочно относили плитчатые разности алевритовых туфов к сланцам, другие—к туфопесчаникам. Наибольший интерес представляет распространение этих отложений по площади. Туфы без реликтов обломочной структуры распространены по водоразделу ущельев Каварт и Куртамяк. Однако в 6—7 *км* восточнее (ущелье р. Вохчи) в тех же горизонтах слоистых туфов обнаруживаются реликты кластической структуры, более четкий характер имеет слоистость. По-видимому, значительная часть туфов эффузивно-пирокластической толщи образовалась в наземно-островной обстановке. На это

указывают: ассоциация пород, где нет морских отложений, текстурные признаки—нечеткая слоистость, отсутствие косослоистых накоплений прибрежья, отсутствие фауны и флоры, признаки сваривания и спекания пирокластики, наконец, особенность поствулканических изменений туфов.

Известны примеры весьма слабого воздействия водно-газовых вулканических струй на подводные осадки (Страхов, 1955; К. К. Зеленов, 1956). Порода покрывается коркой железа, марганца, но остается неизмененной. Такова обстановка, по крайней мере, районов морского прибрежья, окаймляющего активные вулканические острова. С другой стороны, вулканологами (Набоко, 1959, 1963) описаны разнообразные изменения вулканических пород в районах наземного вулканизма.

В эффузивно-пирокластической толще Кафана мощностью до 0,5 *км* туфы преобладают над лавами. Пепловый материал, несомненно, распространился и за пределы островного поднятия и отлагался в обступившем его морском водоеме. Примечательно, что в ущелье р. Вохчи, т. е. на удалении от центров выброса мощности туфов сокращаются и заметно улучшается их отсортированность, слоистость, утоняется размерность обломков.

Некоторую ясность в вопрос о месте расположения вулканов вносит литолого-палеогеографический анализ.

Заметное огрубение туфового материала эффузивно-пирокластической толщи происходит в направлении от долины р. Вохчи на север к полосе г. Саяд-кар-Каварт. В этом же направлении выклиниваются тонкослоистые туфы «нижней осадочной толщи», усиливаются изменения туфов (местами до вторичных кварцитов), по плоскостям наслоения чаще встречаются колломорфные выделения—корки гидроокислов железа, в разрезе большое место занимают лавокласты и лавы. Слои спекшихся и зернистых туфов обнаруживают веерообразное распределение азимутов падения в стороны от участка южнее г. Саяд-кар, вероятно, именно здесь располагался вулканический центр (рудник № 7).

Барабатумская толща Кафанского района накопилась в трансгредировавшем на остров море. Первым признаком морской седиментации является наличие в отложениях морской фауны (аммониты). Вулканогенно-осадочные отложения, подчиненные барабатумской толще, сосредоточены главным образом в ее основании, в средней части и в кровле. Разрез вулканогенно-осадочных пород основания барабатумской толщи примечателен наличием в его подошве вулкано-терригенных песчаников и граувакк, гравелитов с редкой галькой и гравием плагиогранитов и валунов кристаллических известняков, с брахиоподовой фауной. Эруптивные гальки гранитоидов были ранее установлены в среднеюрском разрезе пород месторождения В. Н. Котляром (Асланян, 1958), точное наименование породы, однако, не приводится. Позже были обнаружены эруптивная галька (?) плагиогранита и намывные гравелиты с галькой плагиогранита, развитые в основании барабатумской толщи (Саркисян и др., 1971).

В рельефе новообразованного островного поднятия того времени плагиограниты среди вулканогенных нижне-среднеюрских пород были, вероятно уже вскрыты эрозией. Юго-западный борт эвгеосинклинали причленялся к древним (средне-верхнепалеозойским) известняковым массивам поднятий примерно вдоль Гиратахского разлома. Брахиоподы в известняковых валунах не дают, к сожалению, уверенности в их палеозойском возрасте. Остается также неясным—могли ли крупные валуны известняков переноситься на расстояния более 20 *км*, т. е. от

полосы Гиратаха на восток. Поэтому возникает предположение: не существовали ли в юрской геосинклинали унаследованные (до среднеюрские) горсты, сложенные породами палеозоя.

Формирование барабатумской толщи протекает при интенсивном влиянии вулканизма на осадконакопление. Усиление эксплозивной вулканической деятельности приводит к накоплению морских туфов, туффитов, туфопесчаников; в моменты затишья накапливаются вулканотерригенные пески, алевриты.

Вверх по разрезу туффиты сменяются псаммитовыми, затем лапиллиевыми туфами фельзитового строения и, наконец, кварцевыми порфиритами и лавокластами того же состава.

На участках развития лавокластов наблюдаются шаровые лавы, сцементированные туфами алевро-псаммитовой размерности. Морская мелководная обстановка излияния подтверждается обнаружением среди линз туффитов, прослоев мшанково-водорослевых известняков; здесь же в песчаниках обнаружены аммониты верхнего байоса.

Краткое затишье, когда накапливаются осадочные породы, вновь нарушается интенсивной эксплозивной вспышкой, формируются агломератовые и лапиллиевые туфы и лавокласты дацитового состава. К северу, в сторону водораздела рр. Каварт—Халадж, они по простиранию сменяются вулканогенно-осадочными отложениями, именуемыми «верхней осадочной толщей». Обстановка ее накопления была также морская мелководная, о чем свидетельствует обнаружение в основании толщи пелеципод, а также ассоциация пород: известняки, известковистые туффиты.

Таким образом, состав пород и фауны указывает на образование барбатумской толщи района левобережья р. Каварт в условиях морского мелководного бассейна. Возвышавшиеся над морем вулканы время от времени оживали, выбрасывали пеплы и лавы, затем затухали и на прилегающих склонах формировались вулкано-терригенные породы, известняково-водорослевые постройки. Одним из таких островов представлял, видимо, участок в 1—2 *км* к юго-востоку от Кавартского пика. Вулканогенно-осадочные породы в разрезе барабатумской толщи здесь не обнаружены, непосредственно на неровный рельеф кварцевых порфиритов налегают верхнеюрские песчаники с характерным маркирующим базальным горизонтом серовато-зеленоватых песчаников. Северо-западнее, близ Кавартского карьера, к базальным отложениям верхней юры относятся также конгломераты и песчаники (20 *м*), залегающие ниже маркирующего песчаного горизонта. Развитие сравнительно мощных валунно-галечно-песчаных отложений основания верхней юры на этом участке и сокращение их мощности к юго-востоку указывают на неровный рельеф поднятия и на наличие впадин в палеорельефе, выполненных грубообломочным материалом.

Резкое понижение рельефа имело место на восток от бассейна р. Каварт. В этом направлении мощности барабатумской толщи растут от 100—200 до 500 *м* (на Тежаддинском участке). В целом это согласуется с представлением о рельефе Кафанского островного поднятия, центральная часть которого примерно совпадала с осью современного антиклинория, тогда как склоны были затоплены обступавшим морским бассейном.

Отложения бата отвечают времени регрессии моря. Складчатые движения проявились в Закавказье на границе средней и верхней юры (Кахадзе, 1947; Дзоценидзе, 1966; Абдуллаев, 1963; Паффенгольц, 1947; Асланян, 1958 и др.). Породы бата наиболее детально изучены в Ала-

вердском антиклинории. Здесь развиты авгитовые порфириты, туфы, прибрежно-мелководные вулканомиктовые песчаники с обилием растительного «мусора», глинистые сланцы, без перерыва сменяющие вверх по разрезу отложения верхнего байоса. Отложения бата по левобережью р. Дебед маломощны (до 120 *м*), площади развития их резко сокращены по сравнению с породами байоса. В междуречье Дебед и Агстев, а также в северо-восточной части Малого Кавказа мощность вулканогенно-осадочного и терригенного бата достигает 1000 *м* (Гасанов, 1961; Азарян, 1963).

В Нахичеванской АССР в основании юрского разреза развиты вулканогенные отложения мощностью до 400 *м* (Азизбеков, 1961). К северу, в районе с. Азнабюрт мощность толщи резко сокращается, в ее составе увеличивается количество пирокластических пород. Наконец, севернее с. Азнабюрт вулканогенная толща выпадает из разреза и терригенный байос здесь налегает на триас (Ростовцев, Азарян, 1971).

В 1,5 *км* юго-западнее с. Гюлистан разрез байоса представлен серыми глинами с бурыми песчанистыми стяжениями (35 *м*), переходящими выше в сиреневые песчанистые глины (20 *м*) с характерной фауной байоса, выше следуют отложения батского яруса: переслаивание мергелей, известняков и глин (20 *м*), содержащих характерную фауну, и далее зеленовато-серые известковистые глины мощностью не более 30 *м* (Азизбеков, 1961).

В районе урочища Казаняйла мощность глин байоса равна 70 *м*, у сел. Билява для отложений байоса и бата суммарно—40 *м*. А. Т. Асланян (1958) считает глины сравнительно глубоководными осадками. Среди песчаных осадков байоса-бата выделяются разности полимиктовые (с обломками порфиритов) и олигомиктовые (сложенные обломками кварцитов и известняков). В размыв были вовлечены средне-, верхнепалеозойские известняки и кварциты и, вероятно, порфириты лейаса, обнажения которых известны по левобережью р. Аракс у ст. Неграм. Ш. А. Азизбековым показано, что келловейские, сравнительно грубообломочные отложения отлагались в регредирующем морском бассейне. Несогласно, с размывом на отложения келловея налегают альбские—верхнемеловые отложения.

Приведенные данные показывают, что обширная морская трансгрессия, начавшаяся в Сомхето-Кафанской зоне с лейаса, достигает в байосе наибольшего размаха на фоне общего геосинклинального погружения, морской водоем характеризуется значительными глубинами в осевой части геосинклинали. В дальнейшем, в связи с ростом новообразованных поднятий, зоны значительных глубин мигрируют к бортам эвгеосинклинального трога. Регрессия моря наступает в конце верхнего байоса и в бате, что устанавливается по распределению фаций и мощностей, по исчезновению глубоководной фауны (Азарян, 1963) и появлению в осадках растительного «мусора». Обилие хвойных: шишек, отпечатков листьев, обуглившихся стволов указывают на теплые, влажные климатические условия.

В среднеюрское время на Малом Кавказе, следовательно, существовали две различные зоны седиментации: Сомхето-Кафанская зона служит примером режима, близкого к эвгеосинклинальному, хотя продукты базальтоидного магматизма пока не установлены для низов разреза; южная зона характеризуется преимущественно осадочным литогенезом и отвечает миогеосинклинальному режиму.

Продолжение Сомхето-Кафанской зоны на запад изучено недостаточно. Ряд исследователей (Варданянц, 1954; Габриелян, 1971) сопоставляют ее со сходными разрезами Аджарии и полагают, что верхне-

меловая интрагеосинклиналь (Аджаро-Триалетская) разобщила ранее общую зону седиментации. По другим данным (Brinkmann, 1968; Хаин, 1969 и др.) юрский трог имеет продолжение в северную Анатолию. Североанатолийский лейас-доггерский трог далее на запад теряет вулканические компоненты.

В юго-восточной части Сомхето-Кафанской зоны вулканогенно-осадочный комплекс не прослеживается за пределами басс. р. Аракс. На территории Северного Ирана разрез нижней- средней юры имеет сходство с нахичеванским разрезом.

ПОЗДНЯЯ ЮРА—РАННИЙ НЕОКОМ

В келловее погружением была охвачена северная часть территории Армянской ССР в пределах Сомхето-Кафанской зоны* (Алавердский, Шамшадинский антиклинории, Иджеванский синклинорий). На протяжении рассматриваемого отрезка времени в больших масштабах накапливались терригенные, главным образом песчано-глинистые отложения, содержащие местами многочисленные растительные остатки.

Главными источниками сноса являлись разнообразные магматические образования средней юры, причем размывались как свежие, так и претерпевшие значительные изменения (эпидотизация, хлоритизация, серицитизация, альбитизация, окварцевание) породы. В начальном этапе накапливались конгломераты. В дальнейшем широкое развитие получают песчано-глинистые отложения. Формируются две главные группы песчаных пород:

1. Кварц-порфировые граувакки с подчиненным количеством аркозовых песчаников. Они образовались за счет размыва кислого эффузивно-субвулканического комплекса средней юры (липаритовые, липарито-дацитовые порфиры, дацитовые порфириты). Характерна ассоциация минералов: плагиоклаз-кварц-магнетит-эпидот-циркон-рутил-гранат-сфен- слюды.

2. Порфирито-андезито-базальтовые граувакки с характерной плагиоклаз-магнетит-пироксеновой ассоциацией. Образование их связано с размывом среднеюрских вулканитов среднего—основного составов. В количественном отношении преобладает первая группа, в особенности полевошпатовые разновидности кварц-порфировых граувакк. На фоне этих явлений (размыв и привнос с суши обильного терригенного компонента) имели место локальные проявления подводного вулканизма**.

Глубина келловейского моря была изменчивой. В глубоководных участках (междуречье рек Агстев и Ахум и др.) накапливались глинистые илы. В отдельные отрезки времени поступление терригенного материала в бассейн уменьшалось и формировались небольшие пачки и прослои органогенно-детритовых и оолитовых известняков. На остальных участках территория Армянской ССР в келловее представляла собой сушу, сложенную преимущественно отложениями палеозоя и триаса.

Геологическая история оксфорд-титона на территории Армян-

---

* В Зангезуре отложения келловея отсутствуют. Неясно, вызвано ли это сингенетическим сокращением мощности или последующим интенсивным размывом.

** Следует отметить, что в литературе преувеличена роль подводной вулканической деятельности в келловее. Согласно Р. А. Мандаляну, большинство вулканических тел залегающих в песчаниках, имеют секущие контакты и являются субвулканическими образованиями, связанными с более поздним вулканизмом.

ской ССР весьма сложна. После некоторого перерыва области погружения охватили всю обширную территорию Сомхето-Кафанской зоны.

Морской режим распространился также (судя по развитию отложений неокома и другим данным) к юго-западу от Сомхето-Кафанской зоны в пределы Севано-Ширакского синклинория (Гогаранский антиклинорий) и в район северо-западного погружения Арзаканского кристаллического массива.

На остальных участках Армянской складчатой зоны господствовал континентальный режим. Полоса обширной суши была представлена преимущественно терригенно-карбонатными, карбонатными отложениями палеозоя и триаса.

Сразу же после трансгрессии в седиментационном бассейне началась карбонатная седиментация, сопровождаемая поступлением в небольшом количестве обломочного материала. Области сноса—суша и внутренние утесы, возвышавшиеся над уровнем моря, были сложены весьма различными по составу породами: среднеюрскими липаритовыми, липарито-дацитовыми порфирами, андезитами, плагиогранитами, песчано-глинистыми отложениями бата-келловея.

Такое предположение основано на том, что местами в низах оксфорда присутствуют маломощные прослои разных литокластических граувакк, аркозовых песчаников, а также гальки и валуны вышеперечисленных магматических пород.

Кроме того, продукты размыва этих пород (в особенности устойчивые минералы, связанные с размывом кислого эффузивно-субвулканического комплекса средней юры) обнаруживаются в составе нерастворимого остатка известняков низов оксфорда (Шамшадинский и Алавердский антиклинории).

Вскоре, однако, такой ход осадкообразования был прерван проявлениями мощного подводного вулканизма в пределах всей Сомхето-Кафанской зоны. Пространственное положение продуктов излияний и эксплозий было неравномерным в различных участках этой зоны.

В оксфорде (нижнем оксфорде?) вулканические процессы особенно интенсивно протекали в пределах Алавердского антиклинория, причем наряду с эксплозивным материалом в соизмеримых масштабах излились лавы, покрывающие обширные площади (г. Геог-даг, г. Лалвар и др.).

Карбонатная седиментация здесь проявлялась слабо, лишь местами к востоку от отмеченной территории формировались более крупные линзы и пачки известняков. Более интенсивно протекало карбонатообразование в Шамшадинском антиклинории, где первоначально вулканические процессы проявлялись слабо.

В верхнем оксфорде-кимеридже вулканическая деятельность усиливается, в северной части Армянской ССР имеет место перемещение вулканических центров в пределы Шамшадинского антиклинория. Море расширяет границы, покрывая территорию Зангезура.

Вулканизм существенным образом сказывается на изменении палеогеографической и гидрохимической обстановки осадкообразования. Привнос терригенного и взвешенного материала с суши подавляется поступающим в огромном количестве в результате вулканизма эндогенным материалом в виде лав, эксплозивного материала, растворенных веществ и газов.

Продукты вулканизма представлены в основном производными основной—средней магмы (базальты, андезито-базальты, андезиты); кислые разновидности имеют небольшое развитие. Вулканическая дея-

тельность в оксфорде-кимеридже сопровождалась выбросом в большом количестве пирокластического, в том числе шлакового материала. В северной части Армянской ССР продукты эксплозий преобладают над излияниями. В Зангезуре, несмотря на еще более интенсивный вулканизм, это соотношение более соизмеримо.

Вулканическая деятельность сопровождалась образованием многочисленных пластовых и крутосекущих тел, внедрившихся как в лавопирокластический материал, так и в карбонатные илы и в разной степени уплотненные карбонатные осадки. Подводные вулканические процессы протекали в условиях морского мелководья.

На облик вулканических пород наложили отпечаток сопровождающие вулканизм автометаморфические и гидротермальные поствулканические процессы, а также явления диагенеза. Они выражаются в интенсивной хлоритизации, кальцитизации, цеолитизации, монтмориллонитизации, халцедонизации, пренитизации, а в меньших масштабах — альбитизации вулканитов.

Особенно интенсивно проявляется кальцитизация, затрагивающая как породу в целом, так и отдельные минералы. В ряде случаев устанавливается связь этого процесса с первично-седиментационным фактором—излиянием в рыхлые известковые осадки и илы. Процессы цеолитизации в гораздо большей мере имели место в вулканитах Зангезура, где в целом отмечается (относительно других участков) более низкотемпературный характер изменений.

Таким образом, в сравнительно небольшие интервалы времени в верхнеюрский бассейн поступал вулканический материал, дающий начало разнообразным туфам и вулкано-терригенным образованиям различных гранулометрических групп: конгломератам и конгломератобрекчиям, песчаникам, алевролитам.

Образование вулкано-терригенных пород, в особенности их грубообломочных разновидностей, с максимальной интенсивностью протекало в Зангезуре. На севере оно было сравнительно ограниченным и в значительных масштабах проявлялось в ряде участков Шамшадинского антиклинория.

В областях интенсивной карбонатной седиментации часть вулканического материала в виде обломков пород и минералов рассеивается в карбонатных осадках, образуя нерастворимый остаток известняков и доломитов.

Обширная полоса развития карбонатных накоплений охватила участки, где вулканическая деятельность в оксфорде-кимеридже проявлялась слабо или отсутствовала (Иджеванский хребет, левобережье р. Агстев, междуречье рек Агстев и Ахум). Преобладающим способом образования карбоната кальция был органогенный, роль хемогенного осаждения была незначительной. В этой области пышно расцветала фауна иглокожих (криноидей, морских ежей), губок, гастропод, пелеципод, кораллов, фораминифер. Большое развитие получили сине-зеленые водоросли, образовавшие обширные заросли. Формировались небольшие массивы биогермов (водорослевых, губково-водорослевых, коралловых), по краевым частям которых развивался шлейф детритового материала.

В больших масштабах формировались органогенно-детритовые, а также сгустковые и сгустково-детритовые известняки, в которых обломки породообразующей фауны источены и в значительной степени переработаны сверлящими водорослями. Участки краевой прибрежной зоны фиксируются по расположению органогенно-обломочных известняков. Осаждающийся известковый материал в дальнейшем (диагенез)

подвергается доломитизации. Широкое распространение мелководных типов известняков и изучение их особенностей показывает, что глубина оксфорд-кимериджского моря была небольшой и оценивается в несколько десятков метров.

В пользу этого свидетельствует развитие оолитовых, органогенно-обломочных, водорослевых известняков, распространение обволакивающих и сверлящих водорослей.

Поступление пирокластического и вулкано-терригенного материала в области карбонатной седиментации шло преимущественно с северо-востока—участков активного вулканизма (Шамшадинский антиклинорий).

В отдельные интервалы времени они были значительными. Намечается единая терригенно-минералогическая провинция с характерной ассоциацией минералов: авгит, гиперстен, диопсид, хлорит, вулканические стекла.

В других участках бассейна (Зангезур) протекали интенсивные вулканические процессы. Попадая в зоны карбонатной седиментации, громадные порции пирокластического и вулкано-терригенного материала разбавляют карбонатные осадки, препятствуя образованию известняков.

В зависимости от количества поступающего вулканического материала и скорости карбонатной седиментации, взамен известняков образуются известковые вулкано-терригенные образования и пирокластический материал с известковой примесью и цементом, а также известняки, сильно обогащенные вулканическим компонентом. Лишь в отдельные интервалы времени, по-видимому, в межпароксизмальные периоды отлагались более чистые разновидности известняков.

Отмеченное явление подавления органогенно-хемогенной садки карбонатов огромной массой поступающего в бассейн вулканического материала, особенно характерно для верхнеюрского бассейна Зангезура.

Наряду с этим существовали другие вулканические факторы, препятствующие или тормозящие образование карбонатных осадков. Можно полагать, что в этом процессе важное значение имел режим углекислоты, интенсивное поступление которой увеличивало растворимость $CaCO_3$.

Процессы кремнеобразования (биогенного и хемогенного) протекали крайне неравномерно. Интересным представляется то обстоятельство, что кремнистые осадки тяготеют к карбонатным породам и не встречаются среди вулканитов; локализованы они по периферии вулканических очагов и в некотором удалении от них.

Несмотря на исключительно бурный подводный вулканизм, осадкообразование в Зангезуре не сопровождается накоплением кремней в заметном количестве.

Дальнейшее геологическое развитие территории северной части Армянской ССР в титоне во многих деталях не выяснено, поскольку отложения титона здесь видимо, не сохранились*. Исключение составляет участок бассейна реки Тавуш, где к титону-нижнему неокому относится толща вулканических пород Артаминской свиты. Образование ее в наземных условиях свидетельствует о зарождении внутри прогиба восходящих движений.

В пределах Кафанского антиклинория и прилежащих участков (Зангезур) в титоне-среднем валанжине продолжаются ин-

* Переход от верхней юры к неокому здесь недостаточно ясен.

тенсивные проявления подводного вулканизма, сопровождаемые образованием в колоссальных масштабах вулкано-терригенных и пирокластических пород, в особенности их грубообломочных разновидностей.

В целом по составу продуктов и характеру преобразований вулканическая деятельность в титоне-среднем валанжине аналогична вулканическим проявлениям оксфорда-кимериджа.

В отдельные интервалы времени, по мере ослабления или затухания вулканической деятельности, карбонатные фации расширяются в границах и местами (междуречье Халадж-Кашуни) занимают значительные площади.

Как и в оксфорде-кимеридже образуются преимущественно органогенные, в том числе биогермные известняки. В породообразовании несколько увеличивается роль кораллов и уменьшается роль водорослей. Вулканизм и осадкообразование по-прежнему протекают в мелководной обстановке.

Для альпийской геосинклинали Евразии в верхней юре характерно накопление мощных толщ карбонатных пород и возрастание роли эвапоритовых формаций, свидетельствующих об аридизации. Признаки аридизации (наличие гипсов) имеются на Большом Кавказе и в Сомхето-Кафанской зоне в пределах Азербайджана. Таких прямых признаков, указывающих на аридизацию в верхнеюрских отложениях территории Армянской ССР, не отмечается. В пользу некоторой аридизации климата здесь может свидетельствовать явление диагенетического доломитообразования. Необходимо оговориться, что влияние климатического фактора в данном случае было неравномерным и, видимо, в периоды интенсивной вулканической деятельности сводилось к минимуму. Об этом свидетельствует факт небольшого развития доломитовых пород в Кафанском антиклинории.

ПОЗДНИЙ НЕОКОМ—АПТ

Стратиграфические исследования* и составленные на этой основе палеогеографические схемы (Ренгартен, 1959; Халилов, 1959; Акопян, 1962 и др.) показывают, что наибольшему прогибанию в неокоме-апте подверглась восточная и западная части Кафанской зоны.

Вулканическая деятельность, проявившаяся с титонского времени, затухает к концу среднего валанжина. Слабый эксплозивный вулканизм отмечается и в верхнем валанжине (туфопесчаники и т. д.).

В верхнем валанжине-барреме в островном море вокруг Кафанского поднятия происходит накопление мощной (до 500 *м*), органогенной известняковой толщи. С омоложением рельефа суши связано появление слоев вулкано-терригенных известковистых граувакк (с. Арцваник). Карбонатный органогенный состав пород, наличие рудистов, брахиопод, изредка косая слоистость прибрежного типа в песчанистых известняках, наличие брекчий обрушения, рифов, оолитовых известняков и слабой доломитизации—все эти признаки указывают на мелководность хорошо прогреваемого бассейна, теплый и сухой климат.

С углублением морского бассейна в нижнем апте накапливались мергели, известковые глины, туфоалевролиты и туфопесчаники. В аптское время климат увлажнения, судя по споре и пыльце папоротников и хвойных в отложениях Прикуринской зоны. На границе нижнего и верхнего апта море частично регредирует. В верхнеаптское время активизируется эксплозивный вулканизм, в мелководье на-

* Подробнее об этом см. т. II. Геологии Армянской ССР, Стратиграфия, Ереван, 1964.

капливаются осадочно-пирокластические отложения, нередко грубообломочные в связи с близостью вулканических центров. Суммарная мощность отложений апта достигает 300 *м*.

В Прикуринской зоне Малого Кавказа существовали мелкие морские заливы, вторгавшиеся с севера в Малокавказскую сушу.

На территории северной Армении такой залив предполагается для района с. Котигех, где развиты маломощные копалоносные терригенные отложения, сходные с веринагджакендскими. Однако, по А. А. Атабекяну (1954), возраст этой толщи более молодой, альбский.

В северо-западном сегменте границы Сомхето-Карабахской раннеальпийской эвгеосинклинали с поднятиями Мисхано-Зангезурской зоны известны прерывистые обнажения пород неокома, участками апта.

Аптские аммониты, обнаруженные Ю. А. Мартиросян у с. Верин Агдан (Егоян, 1964) среди отложений нижнего сенона, находятся, вероятно, во вторичном залегании с экзотическими глыбами. Альбские отложения на этом участке с размывом налегают на верхнеюрские.

К валанжин-готериву относится наземная, отчасти мелководная морская (Мнацаканян, 1968) вулканогенно-обломочная толща основного-среднего состава мощностью до 450—500 *м*, именуемая артаминской свитой (с. Берд). Несогласно на порфириты налегают отложения сеномана и турона.

Условно к неокому В. П. Ренгартен (1959) относит вулканогенно-обломочную толщу нижней части мелового разреза у г. Иджеван, что не подтвердилось исследованиями А. А. Атабекяна (1954), датировавшего толщу нижним сеноном. Морские, по-видимому, мелководные (с белемнитами) осадочно-пирокластические отложения неокома-апта (?): известняки, алевролиты, туфы мощностью до 870 *м:* арачидзорская и спитакская свиты (по Акопяну, 1968), разделенные толщей дацитовых порфиров (170 *м*), развиты на Базумском хребте и протягиваются на запад в Амасию. Южнее, в осевой части Армянского Памба, известны осадочно-пирокластические отложения с диабазами, мощностью до 600 *м* (по Арутюняну, 1965), вмещающие субвулканические пироксеновые порфириты, относимые К. Н. Паффенгольцем к турону, а В. П. Ренгартеном—к юре. Вероятно, верхние горизонты этой толщи соответствуют низам неокома. При исследовании этой территории Г. Абих причислял указанную толщу к типу зеленокаменных. Гальки пород толщи широко развитых в базальных слоях турона-нижнего сенона. Гранодиориты Спитакской (Гехаротской) интрузии секут осадочно-пирокластическую толщу. Радиологический возраст интрузива 127±5 млн. лет (Багдасарян, 1961) отвечает неокому.

Отложения неокома-апта либо отсутствуют, либо не известны на остальной части рассматриваемой территории.

Таким образом, хотя многие вопросы не только литологии, но и стратиграфии остаются нерешенными, можно полагать, что неоком-аптская седиментация захватила гораздо более обширную территорию, чем представляется по сохранившимся от размыва обнажениям. На соседней территории восточной Анатолии известны кремнисто-вулканогенные толщи в составе офиолитовых поясов, возраст их определяется от юрского до верхнемелового и палеоценового (Altinly, 1966). Некоторые исследователи вулканогенно-осадочную толщу Севанского офиолитового пояса относят к верхней юре-неокому (Ренгартен, 1959; Книппер, 1964; Меликян, Паланджян и др., 1967; Асланян, 1959, 1968; Хаин, 1969 и др.). Есть аналогичное мнение (Ломизе, 1970) о возрасте хосровской вулканогенно-осадочной толщи приараксинского офиолитового пояса.

Однако не менее убедительные факты приводятся в пользу их верхнемелового возраста (Паффенгольц, 1947; Егоян, 1956; Абовян, 1970 и др.). Также недостаточно ясными остаются масштабы неокомаптской седиментации в зоне Анкаван-Зангезурского глубинного разлома в бассейне р. Вохчи. Последние данные А. А. Белова (1969) указывают на широкое развитие нижнемеловых отложений, включая мощную вулканогенную толщу западнее так называемого Гиратахского разлома.

Все перечисленные вопросы остаются спорными и недостаточно обоснованными на современном уровне геологической изученности территории республики. Некоторые дополнительные сведения будут приведены при анализе седиментационно-тектонической зональности верхнемелового времени.

АЛЬБ—ПОЗДНИЙ МЕЛ—ПАЛЕОЦЕН

О ВЕРХНЕМЕЛОВОЙ СЕДИМЕНТАЦИОННО-ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ

В верхнемеловое время происходит существенная перестройка седиментационно-тектонического плана Малого Кавказа. На месте раннеальпийской эвгеосинклинали Малого Кавказа, и южнее, в пределах Армянской геоантиклинали развиваются узкие геосинклинальные прогибы (рис. 151).

Прикуринскую зону, отчасти зоны поперечные, смыкающиеся с ней, можно рассматривать как вторичные геосинклинали (Пейве и Синицын, 1950; Хаин и Милановский, 1963 и др.), образовавшиеся на месте обширной раннеальпийской эвгеосинклинали Малого Кавказа. Во времени они отделены перерывом осадконакопления в неокоме, складчатостью и внедрением интрузивов (Кохп-Шнохский).

А. А. Габриелян (1959) относит их к наложенным прогибам. Р. Т. Джрбашян и др. (1968), рассматривая историю мелового вулканизма Малого Кавказа, среди наложенных выделили согласные и секущие прогибы, причем примером согласного наложения считают Вединский прогиб, «подчиненный общему направлению палеозойских структур основания», с чем нельзя согласиться. Подробнее об условиях заложения Вединского прогиба будет сказано ниже. Нам представляется, что к согласным можно скорее отнести часть Прикуринской интрагеосинклинали, развитой вдоль северного склона Алавердского поднятия, и северную часть Агстевского поперечного прогиба. Известно, что верхнемеловой структурный план их в целом повторяет верхнеюрский (Варданянц, 1954), а зона интенсивного верхнемелового вулканизма в общих чертах сопряжена с таковой верхней юры (северное и северо-восточное крылья антиклинория).

Развитие Прикуринской интрагеосинклинали, судя по составу пород ее южного борта, не сопровождается офиолитовым магматизмом. Вулканические породы объединяются с производными обломочными—в вулканогенно-обломочную формацию, состав их вверх по разрезу эволюционирует от базальтового к андезитовому и участками до липаритового. Несмотря на значительные мощности (до 1000 *м* и более) предполагается, что местом их накопления было мелководье шельфа на погружениях северных склонов раннеальпийских поднятий. Судя по данным бурения, вулканизм ослабевает к осевой части прогиба. Расколы, вызвавшие вулканическую активность, по-видимому, заложены были вдоль верхних отметок шельфа. Про-

дукты вулканизма широко распределялись по всему шельфу, но главным образом вблизи разломов.

А. Х. Мнацаканян (1965) показано, что верхнемеловой вулканизм зоны по парагенезису пород и условиям накопления сходен с вулканизмом островных дуг.

Базальтово-андезитовому эксплозивно-эффузивному вулканизму (коньяк-ранний сантон) предшествовали этап базальтово-дацитового эксплозивного вулканизма в альбе-нижнем туроне. Вулканизм затухает в нижнем кампане. Таким образом, вулканическая деятельность с перерывами продолжается длительное время от альба до раннего кампана.

Верхнесенонская известняковая формация имеет пелитоморфный состав и значительные мощности—до 600 *м*. Отложения палеогена имеют крайне незначительное развитие в пределах южного борта Прикуринской интрагеосинклинальной зоны, в Агстевском поперечном прогибе.

История геологического развития Амасийско-Севанской седиментационной зоны принципиально иная. С прогрессом в геологической изученности сопредельных стран стало очевидным, что Присеванский офиолитовый пояс является продолжением на Малый Кавказ северной ветви офиолитовых поясов Анатолии, протягивающейся от Вардарской зоны Балкан, т. е. это линеамент, ограничивающий крупные структурно-формационные зоны. На Малом Кавказе им очерчена граница раннеальпийского вулканического трога и зоны развития поднятий древнего метаморфического комплекса, вмещающего интрузивы верхней юры-неокома (Армянская геоантиклиналь по А. А. Габриеляну), Амасийско-Севанская седиментационная зона может быть рассмотрена как пример наложенной шовной геосинклинали или, следуя М. В. Муратову (1969), офиолитовой геосинклинали.

Подобные ей офиолитовые, радиоларито-спилитовые геосинклинальные зоны в пределах Анатолии, Ирана, Балкан, характеризующиеся также малой шириною, значительной протяженностью, содержат в своем разрезе, а также на латеральном переходе либо карбонатные, либо флишевые серии, напоминающие скорее миогеосинклинальные формации. Поэтому рядом исследователей ставится под сомнение правомерность отнесения подобных складчатых поясов к бывшим эвгеосинклиналям (Дюбертре, 1966).

В последнее время М. В. Муратов (1971) подчеркнул, что только те прогибы, где вулканизм отсутствует, либо выражен совершенно ничтожными проявлениями, могут быть отнесены к миогеосинклинальным. Эвгеосинклинальные же прогибы им подразделяются на две наиболее четко выраженные категории: вулканогенные и преимущественно терригенные (вулканизм в последних выражен слабо начальным магматизмом, связанным с нижним этажом осадочного комплекса).

Главным надвигом (Паффенгольц, 1948) северо-восточный борт Амасийско-Севанской зоны оказывается смещенным, а юго-западный борт скрыт под акваторией оз. Севан. Сравнительно менее обнаженные юго-западный и северо-западный борта зоны также нарушены системой крупных разломов и погребены под кайнозоем, включая мощный вулканический комплекс плиоцена-антропогена, поэтому восстановление морфологии этого прогиба затруднительно. Наличие офиолитов в его пределах позволяет считать близосевую часть (либо смещенную к внешнему краю) троговой. Вулканический глубоководный трог, шириною до 5—15 *км*, при общей ширине седиментационной

зоны до 20—30 *км* имеет протяженность на территории Армянской ССР до 250 *км*.

Сравнительно лучше изучена Еревано-Ордубадская седиментационная зона. Сближает ее с Амасийско-Севанской зоной сходство верхнемелового разреза. Обнаружение в центральной и западной частях зоны мощной кремнисто-вулканогенной формации, ее корреляция с так называемой хосровской толщей бассейна р. Веди (Сатиан, Степанян, Чолахян, 1968) и, наконец, данные о вероятном продолжении офиолитового пояса в Айоцдзор (Сатиан, 1971) существенно дополняют представления о геологическом строении юго-западной части Малого Кавказа.

В настоящее время не подлежит сомнению, что офиолитовый пояс этой зоны продолжается на запад, во внутреннюю Анатолию (южная ветвь), подобно Североанатолийскому-Севанскому линеаменту. На Малом Кавказе этот пояс разделяет область максимального прогибания герцинского этапа от Центральноармянского выступа байкальского фундамента, представляя также шовную зону, которой было подчинено развитие Еревано-Ордубадской интрагеосинклинали. Продолжение ее на юго-восток, к бассейну р. Аракс, так же как и на территории Ирана, остается невыясненным.

По своему строению Еревано-Ордубадская седиментационная зона представляла грабенообразную дуговидную депрессию шириною от 20 до 30 *км*, в осевой части с вулканическим глубоким и узким (5—15 *км*) трогам или системой трогов, представляющей кулисообразное сочленение мелких трогов длиною 20—40 *км*. Общая протяженность зоны на территории Армянской ССР достигает 200 *км*.

Проявление офиолитового магматизма, таким образом, одна из примечательных особенностей Амасийско-Севанской и Еревано-Ордубадской интрагеосинклинальных зон.

Надофиолитовая мелководная граувакковая формация имеет в обеих зонах резко колеблющиеся мощности, офиолитокластовый состав, местами имеет флишоидное и реже флишевое строение. Возраст формации в Еревано-Ордубадской зоне датируется коньякским веком, а в Амасийско-Севанской зоне—нижним сеноном. Сменяющая ее во времени известняковая формация, преимущественно пелитоморфная по составу, интервалами имеет флишоидное строение (чередование с глинистыми известняками). Наибольшие мощности (до 700 *м*) сосредоточены в Амасийско-Севанской зоне. Время ее накопления в Еревано-Ордубадской зоне начинается с сантона, в Амасийско-Севанской зоне—с кампана. Флишевые и флишоидные терригенно-карбонатные мощные (до 300—800 *м*) накопления в центральной части Еревано-Ордубадской зоны залегают с отчетливо проявленным перерывом в осадконакоплении на границе маастрихта и дания-палеоцена. В Амасийско-Севанской зоне сходных образований почти не наблюдается, данийско-палеоценовые отложения маломощны, имеют преимущественно известняковый состав и местами без перерыва сменяют верхнесенонские слои.

Эти данные указывают на то, что, несмотря на сходство в строении надофиолитовых серий обеих интрагеосинклинальных зон, имеются значительные отличия во времени их накопления и в мощностях разрезов. Доофиолитовые формации вулканического трога Амасийско-Севанской зоны не обнажаются на дневной поверхности. По периферии трога на северо-западе развиты маломощные глинисто-известняковые накопления турона-нижнего коньяка.

Гораздо полнее представлены низы верхнемелового разреза в Ере-

вано-Ордубадской зоне (известняково-терригенная формация, сеноман—турон).

Приведенные данные можно рассматривать как пример специфического строения до- и послеофиолитовых формаций в разрезах геосинклинальных шовных прогибов. В частности, на примере Еревано-Ордубадской геосинклинальной зоны мы видим, что начальный этап ее заложения не сопровождается вулканизмом, либо вулканизм проявлен весьма слабо и локально (андезито-дациты альба бассейна р. Джагрычай). Мощная известняково-терригенная формация основания разреза по простиранию (от Айоцдзора к бассейну р. Веди) сменяется известняковыми органогенно-обломочными и органогенными отложениями без признаков флиша. Эти известняки скорее сходны с гиппуритовыми известняками Месопотамского прогиба юго-восточной Турции (Tromp, 1947).

Надофиолитовая граувакковая формация заметно отличается от флиша невыдержанностью ритмов как по вертикали, так и, что особенно характерно, по простиранию. Обстоятельство это, видимо, связано с мелкоблоковой структурой фундамента и обрамляющих прогиб кордильер. Еще менее сходна с «известняковым флишем» пелитоморфная карбонатная формация.

Большинство исследователей сходится во мнении о разновозрастности офиолитовых прогибов Альпийского складчатого пояса (Arni, 1942, Ketin, 1963, Jlhan, 1964, Казьмин, 1966, Altinli, 1966, Обуэн, 1967, Brinkmann, 1968, Пейве, 1969, Казьмин, 1971 и др.). Однако еще многие вопросы тектонической обстановки заложения офиолитовых прогибов, типизации слагающих их формаций остаются, как известно, дискуссионными.

Приведенные данные показывают, что по составу слагающих ее пород, особенностям проявления вулканизма, всей истории геологического развития Амасийско-Севанская и Еревано-Ордубадская офиолитовые интрагеосинклинальные зоны существенно отличаются от Прикуринской интрагеосинклинальной зоны*. Условия осадконакопления становятся в значительной мере сходными после завершения вулканизма в верхнем сеноне (либо с сантона).

Особое место занимают в седиментационно-тектонической зональности Малого Кавказа поперечные прогибы. Повсеместно они наложенного типа. В пределах раннеальпийских структур поперечные прогибы (Агстевский, Воротанский) являются местом проявления мощного, преимущественно эксплозивного андезито-базальтового и базальтового вулканизма, что указывает на глубокое заложение предопределяющих вулканизм разломов (Мнацаканян, 1968). Верхнемеловые отложения поперечных прогибов, заложенных среди поднятий Мисхано-Зангезурской зоны, обнажены недостаточно. В Разданском, Касахском и Аргичинском прогибах проявления верхнемелового вулканизма не известны и породы имеют преимущественно терригенный, нередко грубообломочный состав. По-видимому, разломы в выступах байкальского субстрата были неглубокими и возродились и магматизировались в палеогене и особенно в позднеальпийский этап.

Отложения поперечных прогибов Урцско-Джульфинской зоны на

* Особое место в верхнемеловой тектонической зональности занимает, по-видимому, зона Зангезурского разлома, однако мы знаем о строении и составе верхнемеловых отложений пока очень мало. Указанную приразломную зону, геосинклинальную, следует отличать от Мисхано(Анкаван)-Зангезурской геоантиклинальной зоны.

поверхности почти не обнажаются (за исключением Хачик-Билявинского прогиба) и в основном, видимо, развиты в северном Иране.

Рассмотрим верхнемеловые поднятия. Поднятия антиклинорного типа сформировались на месте осевой части раннеальпийской эвгеосинклинали Малого Кавказа. Таковы Алавердское, Мургузское и Кафанское поднятия, сложенные вулканическими, вулканогенно-осадочными и осадочными толщами средней-верхней юры—неокома и умеренно кислыми гранитоидами.

Обширная полоса поднятий существенно переработанного, раздробленного древнего метаморфического комплекса Мисхано-Зангезурской зоны представляла горсты с мигматитами, участками с маломощным палеозойским чехлом и размещенными гранитоидами верхней юры-неокома (прямые наблюдения и радиологические определения). Таковы Арзаканское, Гегамское, Варденисское, по-видимому, Мараликское и другие поднятия. Большинство из них перекрыто плиоцен-четвертичным вулканическим комплексом, под которым бурением в междуречье Касах и Ахурян выявлены миоценовые соленосные и молассовые троговидные впадины, заложенные на гетерогенном фундаменте. Представляла ли в верхнемеловое время Мисхано-Зангезурская зона горст-антиклинорий, срединный массив, либо массив ранней консолидации—на это можно будет ответить после специальных палеотектонических исследований и более обширной информации по подлавовому строению центральной складчатой зоны.

Советскими тектонистами прилагаются усилия для большей конкретизации понятия срединный массив (Яншин, 1965). С историко-геологических позиций показано, что большинство из предполагаемых срединных массивов Анатолии, Малого Кавказа и Ирана являются либо блок-антиклинориями, либо межгорными впадинами и т. д. А. А. Габриелян (1970) обращает внимание на то, что выступы докембрийских метаморфических образований Малого Кавказа представляют горст-антиклинории, тогда как в соседних регионах к срединным он относит Лутский массив в Иране, с известной долей условности массивы Мендерес и Киршехир в Турции и Дзирульский на Кавказе. Массивы Мендерес и Киршехир наиболее вероятно сходны по возрасту слагающих их пород с древним метаморфическим комплексом Мисхано-Зангезурской зоны (Хаин, 1969), хотя существует мнение о мезозойском возрасте метаморфического комплекса (Кетин, 1966 и др.). Так же, как и Мисхано-Зангезурская зона, эти массивы переработаны в позднеальпийский этап и, наконец, с севера и юга их ограничивают офиолитовые пояса, продолжающиеся на Малый Кавказ и огибающие с юга и севера Мисхано-Зангезурскую зону. Сходство есть, таким образом, и в структурной позиции.

Другой тип горст-антиклинорных поднятий окаймлял южный борт Еревано-Ордубадской интрагеосинклинали. Поднятия были сложены мощными терригенными и карбонатными породами среднего-верхнего палеозоя—триаса (миогеосинклинального, по другим данным, полуплатформенного типа; данные Штеклина, 1967 и др. по соседней территории Ирана как будто подтверждают последнюю точку зрения).

Рассмотрим поднятия (меньшего порядка) внутри интрагеосинклинальных зон. Их можно подразделить на три группы. Первая группа поднятий представляет реликты основания, на котором заложены офиолитовые интрагеосинклинали. Среди них выделяются поднятия, сложенные древним метаморфическим комплексом и средне-верхнепалеозойскими-триасовыми терригенно-известняковыми образованиями

(Джермансское, Эрдичское и др.). Вторая группа представляет новообразованные поднятия (блоки) офиолитового пояса—горсты (Октемберянское, Западнокюсузское и др.). Их можно подразделить на крупные и мелкие (по площади), а с другой стороны, на содержащие крупные тела ультрабазитов, без ультрабазитов и с редкими вкраплениями. Наконец, они должны различаться по степени дислоцированности. Третья группа—это новообразованные куполовидные вулканические поднятия в зонах базальтово-липаритового мелководного вулканизма (Джогасское).

Место Главного Транскавказского поднятия в верхнемеловой седиментационно-тектонической зональности (структуре) Малого Кавказа остается недостаточно ясным. Восточнее выступов байкальских массивов (Аладагского, Мараликского), как известно, развиты мощные палеозойские отложения, являющиеся субстратом верхнемеловых прогибов: Еревано-Ордубадского и Разданского.

В междуречье низовьев Касах и Ахурян, тяготеющем к зоне Транскавказского поднятия, верхнемеловая (?) вулканогенная толща (скважина у с. Маркара) отличается интенсивной перемятостью; над нею залегают отложения олигоцена (?)-миоцена (пестроцветная толща). Сходное геологическое строение, по-видимому, имеют и более западные участки междуречья, где верхнесенонские и данийско-палеоценовые отложения отсутствуют, а эоценовые, по данным бурения, налегают на вулканогенную зеленокаменную толщу. Восточнее, в междуречье Веди и Азат, верхнемеловой разрез существенно иной: здесь зеленокаменная толща менее интенсивно перемята, почти повсеместно перекрыта терригенными отложениями позднего коньяка и известняковой толщей сантона-верхнего сенона. Наконец, эта площадь характеризуется развитием мощного флишоидного дания-палеоцена. Таким образом, геологическое строение верхнемеловых отложений к востоку от Главного Транскавказского поднятия существенно иное. На более верхних широтах (Базумский горст, Локский массив) место этой структуры в верхнемеловой седиментации остается еще менее ясным ввиду малой обнаженности и в целом слабой изученности врехнемелового разреза.

Трансмалокавказская меридиональная система депрессий может быть намечена от Прикуринской депрессии, ниже слияния р. Храми с р. Курой, через долину р. Агстев к долине р. Раздан, до ее слияния с р. Аракс, т. е. по Агстевскому и Разданскому поперечным прогибам. От правобережья р. Аракс далее на юг вероятным продолжением этой зоны является меридионально протягивающийся офиолитовый пояс Курдистанского хребта (граница Турции и Ирана), являющийся ветвью офиолитов юго-восточной Анатолии (район оз. Ван).

В бассейне р. Аракс этот пояс офиолитов, по-видимому, имеет торцовую стыковку с широтным Еревано-Ордубадским офиолитовым поясом и далее на север не распространяется. Нельзя не обратить внимания на тот факт, что изопахиты отложений дания—палеоцена, по материалам бурения, определенно резко меняют свое направление на меридиане г. Арташат от широтного к меридиональному, наряду с наращиванием мощностей от 100—300 до 500—1000 *м* (рис. 159).

Рассмотрим далее распространение осадков и условия их накопления.

Альб

Осевая часть раннеальпийской Сомхето-Кафанской эвгеосинклинали в альбское время представляла цепь поднятий, в пределах которых

наиболее интенсивно проявились складчатость и интрузивный магматизм.

Альбское море трансгредирует с севера в полосу сочленения Алавердского и Мургузского поднятий, перекрывает на юге частный прогиб раннеальпийской эвгеосинклинали района Базумского хребта, достигает на востоке юго-восточной периферии Алавердского поднятия и, очевидно, протягивается вдоль южного борта Мургузского поднятия.

Судя по терригенно-минералогическому анализу (Сатиан, 1960), слагавшие поднятие верхнеюрские породы и гранитоиды неокома были главными питающими провинциями начальных этапов альбской седиментации. Позже, с активизацией вулканизма (верхний альб), формируются смешанные, осадочно-пирокластические толщи. Вулканические центры не обнаружены. Вместе с тем огрубение пирокластического материала прослеживается с юга на север, что дает некоторое основание полагать местонахождение вулканов в южной Грузии. Состав продуктов вулканизма базальтовый и андезито-базальтовый.

Терригенно-пирокластические накопления Прикуринского моря (рис. 152) представляли прибрежно-мелководные морские отложения, участками (с. Котигюх) осадки солоноватого бассейна (Атабекян, 1954). Мощность отложений колеблется от первых десятков до 100 *м*. Накопление осадков протекало в условиях сложного рельефа дна моря, частых моретрясений, определивших неровное прерывисто-ритмичное слоенакопление, оползания осадков, пятнистое распределение грубообломочных накоплений и их низкую отсортированность, подавленность глинонакопления и т. д. Южная седиментационная зона (Иджеванская) была изолирована от северной (Прикуринской) перемычкой между Алавердским и Мургузским поднятиями.

К такому предположению можно прийти, исходя из ряда фактов. Следует отметить, что в промежутке сс. Ачаджур—Хаштарак отложения турон (?)—коньяка с размывом налегают на верхнеюрские. Состав осадков и условия их накопления в Иджеванском заливе оказываются существенно иными, чем в Ноемберян-Товузском, широкое развитие получают тонкопесчано-алевритовые глауконитовые осадки мелководья, известняки с глауконитом, пирокластика лишена грубых и тяжелых компонентов, преимущественно пелитово-алевритовая. При общей предрасположенности этой зоны к глауконитонакоплению примесь пирокластики в осадках и перемыв ее с водосборов в бассейн не только не подавляли, но, по-видимому, способствовали глауконитообразованию.

Иджеванский пролив соединялся на западе со Степанаванским. Карбонатно-терригенные породы этой зоны содержат прослои пирокластических и осадочно-пирокластических накоплений (Акопян, 1962). Мощность отложений достигает 300 *м*. Обширная площадь к югу от Иджевано-Степанаванской зоны представляла сушу, сложенную разновозрастными метаморфическими, вулканическими и интрузивными породами.

К югу от Центрально-Армянской суши существовал залив альбского Приараксинского моря. Мелководные известковые осадки этого залива участками сменялись конгломератами. Условно к альбским относятся также андезито-дациты, их туфы правобережья р. Джагрычай у с. Гюлистан. Разрезы альбских отложений, так же как и фаунистическая их датировка, пока изучены недостаточно для оценки истинных масштабов альбской седиментации. Суммарная мощность отложений достигает 100 *м*. К северо-западу, в бассейне р. Веди и в междуречье Веди и Азат, отложения альба отсутствуют. Отметим, что

наибольшие мощности альбских отложений ожидаются под кайнозойским чехлом на юго-востоке (Нахичеванская ССР). Вероятно, через поперечный прогиб в верховье р. Базар-чай Айоцдзорско-Нахичеванский бассейн соединялся с Тертеро-Акеринским.

В альбский век климат был, видимо, гумидным, благоприятным для развития глауконитовых осадков, в отложениях альба показательно также обилие углефицированной флоры.

Сеноман—турон

Котигехский залив прикуринского бассейна в сеномане несколько расширяется по площади, хотя остается весьма мелководным. Прибрежье окаймляли конгломератовые накопления (рис. 153), на удалении от берега переходящие в мелководные пески. По составу и те, и другие вулкано-терригенные, и лишь вблизи участков размыва умеренно кислых интрузивов они содержат аркозовый материал. Судя по обилию грубообломочных осадков, рельеф поднятий в сеномане был обновлен и процессы эрозии активизировались.

Осадочно-пирокластические и пирокластические осадки накапливались в некотором удалении от берега. Наиболее интенсивное пеплонакопление имело место в районе левобережья р. Джогас. Состав продуктов эксплозий от андезитового до дацитового. Осадочно-пирокластические накопления содержат морскую мелководную фауну.

Полоса седиментации окаймляет северный склон Алавердского поднятия до Локского массива, где породы вулканогенно-карбонатной свиты нижнего сеномана имеют преимущественно кислый состав (Заридзе, Татришвили, Хмаладзе, 1961).

Иджеванская зона в сеномане испытывает поднятие, особенно в центральной части. Море частично регредирует и реликты бассейна сохраняются, видимо, по ее западной и восточной периферии.

Заливы Приараксинского моря вдаются с запада в Урцскую сушу (бассейн р. Веди). Несколько расширяет свои размеры, но остается мелководным Арпинский залив, разделенный от Вединского поперечным поднятием, расположенным в верховье р. Аргичи. Мощность отложений не превышает 100 *м*, состав органогенно-карбонатный, с гастроподами и рудистами, участками, где размывались альбские вулканиты, глинисто-алевритистый.

По-видимому, наиболее прогнутая часть бассейна располагалась на территории Нахичеванской АССР и так же, как и в альбский век, в верховье р. Базар-чай существовал поперечный прогиб, соединявший Приараксинский бассейн с Тертеро-Акеринским. В отложениях сеномана наблюдаются признаки аридизации климата. Ископаемая флора у с. Авуш, по А. Л. Тахтаджяну (1944), является переходной от ксерофильной к мезофильной. Признаки слабой доломитизации известняков сеномана наблюдались нами в обнажении Ераносской антиклинали (Еревано-Ордубадская зона). На территории юго-восточной Анатолии, по данным бурения, разрез сеномана сложен известняками и доломитовыми известняками (Эрентоз, 1967). В осадочно-пирокластических отложениях сеномана—нижнего турона у с. Ноемберян (Прикуринская зона) наблюдается слабое огипсование пород и повышенное содержание стронция, что также является косвенным признаком аридной климатической обстановки.

На северном Кавказе и в Крыму температура воды моря достигала 20—21° (изотопные определения здесь и далее см. «Атлас литолого-палеогеографических карт СССР»).

Турон. А. А. Атабекян (1954), В. П. Ренгартен (1959) по аналогии с восточными районами Малого Кавказа, нижнетуронскими считают фельзитовые туффиты и туфы у сс. Кохб и Довех. Этот регрессивный комплекс пород содержит туфы со следами спекания. Совместно с трансгрессивно налегающими известняками верхнего турона суммарная мощность отложений турона достигает 300 *м*. Наибольшее прогибание за туронское время сфокусировано в зоне крупного разлома вдоль бассейна р. Барана (Асланян, 1958). Южнее, у г. Иджеван и с. Хаштарак, отложения турона, вероятно, были размыты в предверхнетуронское и предверхнеконьякское время.

Юго-западнее, в Иджеванском заливе, накапливались прибрежные и мелководные полимиктовые пески, органогенно-детритовые и участками биогермные известняки мощностью не более 40 *м* (рис. 154). У г. Сари-булаг они сменяются глинами (монтмориллонит с примесью каолинита), образование которых связано, видимо, с перемывом древних кор выветривания. Восточнее, к верховью р. Спитакджур отложения турона выклиниваются. Надо отметить, что позднетуронское время знаменуется разрастанием морской трансгрессии. Площадь водоема значительно превосходит размеры альб-сеноманского бассейна. Морской бассейн трансгредирует по узким поперечным прогибам в Центральное Армянское поднятие, а также расчленяет Алаверди-Мургузскую сушу (Агстевский прогиб). Туронское море трансгредирует из Анатолии в район Ширакского хребта, где накапливались мелководные, содержащие рудисты и гастроподы пески, алевриты, глины мощностью до 250 *м*. Юго-восточнее (Армянский Памб) отлагались прибрежно-мелководные глины и органогенные известняки, участками конгломераты, мощностью от 70 до 150 *м*.

В западной части Анкаван-Зангезурской зоны, в Касахском проливе, отлагались маломощные глинисто-известняковые, участками грубообломочные отложения. Конгломераты залегают на размытой поверхности метаморфических древних сланцев и, по наблюдениям А. Р. Арутюняна (1965), содержат гальку подстилающих пород, туфов, пироксеновых порфиритов, а также кварцевых порфиритов. На юго-востоке Касахской зоны отложения верхнего мела, перекрытые мощным кайнозойским комплексом, видимо, не содержат туронских слоев. В скважине, вскрывшей меловой разрез, маломощные песчаники коньяка залегают на метаморфизованной толще нижнего (?) девона. В Раздданском поперечном прогибе накапливались прибрежно-мелководные маломощные конгломераты и участками биогермные рудистовые известняки (с. Бжни и др.). В Аргичинском прогибе туронские отложения представлены конгломератами (8%), состоящими из галек палеозойских пород и гранитов, песчаниками (74%), органогенно-детритовыми известняками (18%), мощностью до 123 *м* (Ренгартен, 1959). Строение и состав осадков и ископаемой фауны (рудисты) указывают на мелководные прибрежные условия осадконакопления. Вниз по течению р. Аргичи отложения турона выклиниваются и грубообломочные отложения коньяка несогласно налегают на палеозойские.

На юго-востоке Анкаван-Зангезурской зоны фаунистически датированные отложения турона не известны. А. А. Белов (1969) условно к турону отнес маркирующие горизонты пестроцветных конгломератов бассейна р. Охчи, считавшиеся фаменскими (Аракелян, 1964). Конгломераты полимиктовые разногалечные, мощностью до 300 *м*. К северо-западу от района с. Шишкерт мощность конгломератов сокращается до 50—100 *м*. Основанием для вывода о меловом возрасте конгломера-

тов послужило обнаружение галек разновозрастных (по остаткам в них фауны и флоры) пород: перми, девона и, что очень важно, мела (находка водорослей, возраст распространения мел-эоцен), а также региональное сопоставление всего изученного разреза мезозоя с меловым юго-восточной части Еревано-Ордубадской зоны, где пестроцветные конгломераты слагают маркирующие горизонты нижнего турона.

В Еревано-Ордубадской зоне сохраняются лишь мелкие внутренние островные поднятия, сложенные терригенно-карбонатными породами среднего-верхнего палеозоя и триаса, участками эффузивными породами альба. В нижнем туроне Арпинский пролив загружается пестроцветными конгломератами (30%), нередко с косой пляжевой слоистостью, кварцевыми граувакками (62%) и алевролитами (4%), глинами (4%). С нарастанием в верхнем туроне морской трансгрессии расширяются области накопления алевролитов (35%) и тонкозернистых и шламовых известняков (47%), в ассоциации с пиритоносными кварцево-полевошпатовыми граувакками (18%). Суммарная мощность отложений—до 500 *м*, а в среднем до 300 *м*, указывает на значительные масштабы прогибания. К юго-западному борту прогиба у сс. Хачик и Билява, в сторону пологих карбонатных поднятий размерность терригенных отложений заметно утоняется. В отложениях турона между сс. Хачик и Билява преобладают известковые алевролиты (27%) и фораминиферово-микрозернистые, отчасти органогенно-мелкодетритовые известняки (55%), известковистые глины (17%). Конгломераты отсутствуют, а песчаники составляют не более 1% общей мощности отложений.

Северо-западнее (бассейн р. Веди) накапливались мелководные рудистово-гастроподовые органогенно-детритовые, реже биогермные известняки, мощностью до 300 *м*. Терригенные отложения—песчаники и конгломераты—составляют не более 1% общей мощности пород. В междуречье Веди и Азат, у развалин с. Шугаиб, по полосе грубообломочных и валунных накоплений оконтуривается островное поднятие, судя по составу обломков, сложенное известняками перми.

Западнее, в пределах Ераносского хребта, туронские отложения имеют обломочный состав, а источником сноса здесь была островная суша, сложенная породами древнего метаморфического комплекса.

В Горисско-Кафанской зоне (бассейн р. Воротан) В. Т. Акопяном (1968) условно к туронским отложениям в разрезе верхнемеловой вулканогенно-обломочной серии относятся наиболее нижние ее горизонты. Вероятно, отложения турона протягиваются вдоль зоны Анкаван-Севанского разлома до бассейна оз. Севан. На востоке Горисско-Кафанской зоны отложения турона, по данным В. П. Асратяна (1949), С. С. Мкртчяна (1958), В. П. Ренгартена (1959) и нашим наблюдениям, представлены прибрежно-мелководными известняковыми органогенными осадками морского залива (Акеринского). Мощность отложений участками достигает 100—130 *м*.

В верхнем туроне и нижнем сеноне климат увлажняется. На это указывает развитие в прогреваемых заливах моря рудистов (Ренгартен, 1959). Обилие рифов рудистов отмечается и для территории Анатолии и восточной части Малого Кавказа.

Сенон

Коньяк. Коньякский век явился переломным этапом в истории верхнемеловой седиментации на Малом Кавказе. В Прикуринской интрагеосинклинальной зоне и в поперечных прогибах Сомхето-Кафан-

ской интрагеоантиклинальной зоны (Агстевском, Воротанском) активизируется вулканизм базальтового и андезито-базальтового состава. С глубинными сопряженными разломами в Амасийско-Севанской и Еревано-Ордубадской зонах связано формирование спилито-диабазовых серий в условиях глубоководных трогов.

В Прикуринской зоне резкая активизация вулканизма отмечается на границе раннего и позднего коньяка: вулканогенно-осадочные мелководные накопления сменяются вулканическими брекчиями, лавами. Суммарная мощность более 300 *м*. Состав продуктов вулканизма, как указывалось, базальтовый и андезито-базальтовый, реже андезитовый.

В Агстевском прогибе в позднем коньяке преобладают продукты перемыва псаммитового эксплозивного материала (тефроиды). Состав их базальтовый. Участками на юге прогиба (с. Хаштарак) возрастает содержание лав, лавокластов и вулканических брекчий. Нижнеконьякские осадочно-пирокластические отложения андезитового и андезито-базальтового состава участками сменяются наземными спекшимися туфами андезито-дацитов (сс. Ачаджур—Хаштарак).

Суммарная мощность отложений коньяка достигает 300 *м*, в южном направлении сокращается до 90 *м* (рис. 155). Обстановка накопления морская прибрежно-мелководная, о чем свидетельствуют ископаемые поселения рудистов, в ряде случаев косая слоистость прибрежья среди тефроидов и вулканотерригенных песчаников, полосы накопления конгломератов.

Грубообломочные пирокластические накопления окаймляют участки предполагаемых вулканических центров (сс. Саригюх, Хаштарак). Удается также выявить (Атабекян, 1954) субвулканические образования (сс. Котигюх, Кущи-Айрум)—вероятные вулканические центры. Вулканические центры сантонского века с отчетливо выраженными жерловыми фациями территориально смещены к осевой части прогиба. Вероятно, они наследуют местоположение вулканов коньякского века. Такое допущение позволяет объяснить план распределения вулканообломочных пород коньяка.

Южнее, в Иджеванской зоне, лавы и вулканические брекчии почти полностью отсутствуют. Осадки этой зоны, особенно восточной ее части (бассейн р. Спитак-джур, с. Верин Агдан) представляют продукты перемыва лавокластического и пирокластического тонко-среднезернистого материала. Мощность отложений колеблется от 50 до 90 *м*, а в западной части Иджеванской зоны сокращается до 20*м*. Состав их туффитовый и вулканогенно-терригенный, граувакковый с прослоями алевролитов и известняков, цемент в граувакках обычно известковый, базальный. В восточной части Иджеванской зоны туффитовые песчаники по составу преимущественно литокластические, а в западной—они имеют более тонкую размерность и кристаллокластический (плагиоклазовый) состав. Несомненно, западная часть зоны была наиболее удаленной от центров вулканизма.

В районе Базумского хребта В. Т. Акопян (1962, 1970) относит к нижнему сенону (коньяку) алевролиты, алевритистые и глинистые известняки и туфы мощностью до 400 *м* (урасарская свита), трансгрессивно налегающие на отложения альба.

Западнее, у сс. Кармракар, Кети, Мец-Сариар, эти отложения содержат линзы конгломератов и органогенно-детритовых известняков, видимая мощность их достигает 250 *м*. Еще западнее, северо-западнее, в бассейне р. Ахурян, по А. Т. Асланяну (1958), отложения коньяка, мощностью до 400 *м*, представлены туфоконгломератами, туфобрекчиями, туфами и порфиритами с линзами и пачками известняков и песча-

ников. Эта толща прорвана основными и ультраосновными породами и участками интенсивно катаклазирована. Вулканогенно-осадочные отложения, развитые в бассейне р. Ахурян, сопоставимы с вулканогенно-осадочной толщей турона (?)—коньяка бассейна оз. Севан, а также бассейна р. Веди. Эта толща рассматривается большинством исследователей в составе офиолитовой серии и имеет региональное для всей зоны развитие*.

По данным Л. С. Меликяна, С. А. Паланджяна и др. (1967), вулканогенно-осадочная толща Севанского хребта состоит преимущественно из андезитовых, андезито-базальтовых и диабазовых афиритов и порфиритов с подчиненным развитием андезито-дацитовых и дацитовых разностей; среди них наблюдаются и типичные спилиты. В составе толщи имеются радиоляриты, яшмы, рифовые известняки. По мнению авторов, эта толща приближается к спилитовым сериям. Среди радиоляритов нами обнаружены прослои известняка с верхнемеловыми фораминиферами.

По Э. Ш. Шихалибейли (1966), вулканогенная толща южнее, в бассейне р. Тертер датируется коньяком. Следует отметить, что возраст толщи района Севанского хребта еще не имеет окончательного решения. Книппер (1964), Хаин (1969) относят ее к меланжу и полагают, что формирование толщи и затем ее выжимание могут охватывать гораздо больший промежуток времени (верхняя юра—неоком—низы верхнего мела). Любопытно, что сходная по приуроченности к офиолитовому поясу, по составу и строению так называемая хосровская толща бассейна р. Веди (кремнисто-вулканогенная формация) большинством исследователей (Егоян, 1956; Ренгартен, 1959 и др.) датировалась туроном(?)-коньяком, казалось бы, довольно убедительно, причем наиболее веским аргументом было согласное налегание толщи на туронские известняки, либо на нижнеконьякские глины и алевролиты. Однако ознакомление с обнажениями в бассейне р. Веди приводит А. В. Пейве (1969) к выводу, что хосровская толща по своему строению аналогична меланжу других офиолитовых поясов Средиземноморья. Позже М. Г. Ломизе (1970) заключает о надвиговом характере Вединской зоны, а возраст хосровской толщи считает верхнеюрским-неокомским. Таким образом, и в том районе, где считался доказанным верхнемеловой возраст кремнисто-вулканогенной толщи офиолитовой серии, появляются новые данные и новая трактовка генезиса и возраста пояса в целом. Несомненно, что все эти вопросы требуют дальнейшего тщательного исследования.

В пределах Севанской зоны морской бассейн был островного типа (Абовян, 1970). Представляется, что полосы развития надофиолитовых грубообломочных конгломератов, валунных накоплений (с. Джанахмед и др.) окаймляли горстовые поднятия офиолитового пояса. Подтверждением служит и состав обломков горизонтов с включениями (Меликян, Паланджян и др., 1967; Арутюнян, 1969). В ряде пунктов (с. Артаниш, бассейн р. Сот) выявлены маломощные коры выветривания на габброидах, перекрытых известняками верхнего сенона. Терригенная надофиолитовая толща, содержащая ископаемую фауну мелководья, имеет невыдержанные по простиранию состав и строение: участками она отчетливо флишоидная (песчаный флиш), участками—грубообломочная, без признаков ритмичности строения. Наконец, известны

* В последнее время радиоляриты обнаружены и в Амасии (С. Д. Соколов, «Геотектоника», № 1, 1974), а также прослежены нами восточнее, в районе Базумского хребта (р. Черная).

пункты, где терригенная толща отсутствует и на габброиды налегают верхнесенонские известняки. Все эти признаки свидетельствуют о мелководной среде накопления.

В Анкаван-Зангезурской зоне преобладают преимущественно грубообломочные осадки: продукты скальных обрушений островного бассейна.

В Касахском проливе накапливались полимиктовые конгломераты, сменяющиеся вверх по разрезу песчаниками и алевролитами мощностью до 100 *м*. По данным бурения, мощность отложений южнее Цахкуняцского хребта сокращается до 30 *м*. Среди галек конгломератов коньяка Цахкуняцского хребта В. А. Агамаляном обнаружены обломки пород древнего метаморфического комплекса, гранитоидов верхней юры и неокома. В наших сборах обнаружена также галька гипербазитов (с. Агверан).

Аналогичный набор галек, а также гальки пород среднего—верхнего палеозоя, выявлен в конгломератах Аргичинского прогиба (Сатиан, Агамалян, 1969). В пределах юго-восточной части зоны достоверно коньякские отложения не известны.

В зоне Анкаван-Зангезурского разлома, в бассейне р. Вохчи А. А. Белов условно к верхнему турону-коньяку относит ритмообразное чередование алевролитов, полимиктовых и вулканомиктовых песчаников с прослоями конгломератов, мощностью до 300 *м* (Спитак-джур). Эти отложения параллелизуются им с азизкендским горизонтом бассейна р. Джагрычай.

Весьма проблематичен возраст широко развитых на северо-восточном и отчасти на юго-западном крыльях разлома зеленокаменных порфиритов и других вулканогенных и осадочных пород, прорванных массой даек и мелких интрузий порфиритов, диоритов, аплитов и габбро. О. П. Гуюмджян (1968) считает эти образования «псевдовулканогенно-осадочными» и датирует палеогеном, тогда как А. А. Белов (1965) полагает, что возраст инъецированных вулканитов, вероятно, меловой. На эту толщу налегают пестроцветные конгломераты, условно относимые к нижнему турону, хотя, если исходить из тех же, что и Белов, региональных сопоставлений, пестроцветные конгломераты, подстилающие в этой полосе сенонские известняки, сопоставимее с верхнеконьякскими конгломератами бассейнов рек Джагрычай и Веди. Тогда зеленокаменные вулканиты зоны разлома могут быть параллелизованы с зеленокаменной вулканогенно-осадочной толщей нижнего коньяка Еревано-Ордубадской зоны, а известняковая толща бассейна р. Охчи параллелизуется с известняковой толщей сантона—верхнего сенона Еревано-Ордубадской зоны. Что касается несогласного залегания предположительно даний-палеоценовых флишоидных отложений на зеленокаменных вулканитах по юго-западному крылу разлома вдоль дороги Каджаран—Кафан, то подобная геологическая ситуация характерна и для центральной и западной частей Еревано-Ордубадской зоны.

Приразломная седиментационная зона, видимо, протягивалась до бассейна оз. Севан, где на склонах Варденисского хребта, по левобережью верховьев р. Мазра известны выходы базальтовых оливиновых порфиритов и вулканических брекчий с линзами известняков, относимых к коньяку—сантону (Абовян, 1970).

В Воротанском поперечном прогибе накапливалась мощная (до 500 *м*) вулканогенно-обломочная толща андезито-базальтового состава. Отложения коньяка представлены вулканическими брекчиями, туфоконгломератами, вулкано-терригенными песчаниками, туффитовыми и пирокластическими псаммитовыми накоплениями (Акопян, 1962; Сте-

панян, 1970). Подчиненное значение имеют органогенные известняки и аргиллиты. В основном это прибрежные и мелководные накопления. Большая часть отложений прогиба не обнажена. Восточнее, по правобережью р. Базарчай, вулканогенно-обломочные образования сменяются полимиктовыми, терригенными отложениями, мощностью до 350 *м*.

В Еревано-Ордубадской зоне вдоль бортов накапливались прибрежные грубые отложения, которые в современном эрозионном срезе почти не сохранились, за исключением бассейна р. Аргичи.

Полоса прибрежных конгломератов, песчаников, редко вулканитов тяготеет также к внутренним островным поднятиям, отделявшим зону вулканического трога от шельфовых зон* (рис. 155). Узкие вытянутые площади развития подводно-морских вулканитов установлены в результате бурения скважин в полосе сел. Двин—г. Веди; они также выступают на поверхности в междуречье Хосрова и Кюсуза (верховье р. Веди). Среди них выделяются порфириты, агломератовые туфы андезито-базальтового состава, диабазы, редко спилитовые порфириты, очень редко липариты, встречаются линзы органогенных окремнелых известняков и реже радиоляритов, суммарной мощностью не более 300 *м*.

Эти мелководные образования обрамляли дуговидные троги, где развиты были глубоководные спилиты, спилитовые порфириты, диабазы, радиоляриты, а также алевро-псаммитовые туфы. Суммарная мощность последних значительна, более 500 *м*, участками же (скважины у сс. Двин, Маркара) превышает 1000 *м*. По распределению мощностей и ассоциаций пород обозначаются две подзоны максимальных мощностей: Двинская (селения Двин—Карабахлар) и Хосрово-Кюсузская, разделенные подзоной внутренних поднятий и сокращенных мощностей. Вулканический пояс состоял, следовательно, из нескольких депрессий, грабенов, выполненных вулканическими и вулканогенно-осадочными накоплениями. В некоторых случаях грабены обнаруживают четкие бортовые ограничительные плоскости. Например, Двинский грабен с севера ограничен плоскостью разлома, проходящего вдоль южного крыла Ераносской антиклинали, с юга—Гяуркаласинским разломом, охарактеризованным В. Л. Егояном (1956). По направлению от Ераносской антиклинали к грабену на расстоянии около 1 *км* имеет место резкое (десятикратное) увеличение мощностей, смена терригенных накоплений коньяка вулканогенно-осадочными. На примере Хосровской подзоны устанавливаются сравнительно постепенные переходы к терригенным прибрежным накоплениям через промежуточную полосу развития лав, лавокластов и биогермных известняков, суммарной мощностью не более 150—300 *м*.

Фациально-палеогеографические построения позволяют полагать, что грабеновидные депрессии при ширине 10—15 *км* обладали значительной протяженностью, например Двинская не менее 40 *км*. Дуговидные, кулисообразно пододвинутые одна к другой, они в целом слагали вулканический пояс, вмещающий вкрапления гипербазитов, габбро, габбро-эссекситов и тешенитов**. Возраст их внедрения не выходит за

* Осаждение в шельфе терригенного материала благоприятствовало накоплению в узком вулканическом троге радиоляритов, содержание терригенной примеси в которых весьма ничтожное.

** Радиологический их возраст равен: габбро-эссекситы—92 млн. лет, тешениты—76 и 105 млн. лет, спилиты—96,5 млн. лет, по данным анализа четырех образцов пород (лаборатория ИГН АН Армянской ССР).

пределы коньякского яруса, на что указывают обломки этих пород в отложениях верхнего коньяка. В первом приближении наблюдается пространственное тяготение крупных гипербазитовых интрузивов к северной периферии грабеновидных депрессий. Гипербазиты, габброиды, спилиты, яшмы обнаруживают тесную парагенетическую связь.

Вопросы регионального развития пород офиолитовой серии этой зоны и структурного соотношения вединских офиолитов с офиолитами Армянского нагорья были предметом неоднократного обсуждения. Однако только после обработки результатов буровых работ можно было с большей достоверностью судить о региональной протяженности офиолитового пояса к востоку от района г. Қагызман, примерно вдоль долины Аракса, по крайней мере до бассейна р. Джагрычай (Сатиан, 1971), фиксируя тем самым направление глубинного разлома. Эти предположения в известной мере подтверждаются и гравиметрическими исследованиями.

Рассмотрим условия накопления пород кремнисто-вулканогенной формации. Несомненно, что это сложный полифациальный комплекс.

Кремнистые породы накапливались преимущественно в грабенах и представлены они главным образом радиоляритами—характернейшими породами офиолитовых геосинклиналей Тетиса.

Радиоляриты слагают наиболее мощные линзы (до 16 *м*) в средней части разреза кремнисто-вулканогенной формации и приурочены к этапу наибольшего прогибания. Однако их парагенез с тонкослоистыми окремнелыми микрозернистыми известняками, особенности размещения в формации указывают на глубины накопления, не превышающие 1000—1500 *м*. Миграция кремния распространялась и на мелководье, но пачки радиоляритов здесь весьма маломощны и в целом редки. Ассоциируют они в разрезе с биоморфными известняками, претерпевшими существенную перекристаллизацию, ожелезнение и окремнение. В составе конгломератов прибрежья (бассейн р. Хосров) обнаружен радиоляриево-кремнисто-железистый цемент, сходный с радиоляритами. Таким образом, область распространения радиоляритов не ограничивается только глубоководьем трога, хотя сконцентрирована именно в его пределах. Необходимо отметить, что на Малом Кавказе отдаленно-кремнистые формации в разрезах верхнемеловых интрагеосинклинальных зон не встречены. Более того, кремненакопление имеет прерывистое, неравномерное распределение в направлении простирания интрагеосинклинали и оказывается сосредоточенным в пределах одной из кулис. Так, например, наибольшего распространения кремнистые породы достигают в Двинской подзоне вулканического пояса.

Кремненакопление протекало длительно. Такой вывод следует из ряда фактов.

Нельзя не обратить внимания, что в разрезе формации мощности линз радиоляритов крайне изменчивы и вместе с тем выделяется среди них пачка мощностью до 16 *м*, имеющая маркирующее значение для центральной зоны трога. Нужно далее отметить, что тонкая слоистость и микрослоистость радиоляритов, а также неравномерное по разрезу распределение радиолярий и карбонатности пород, наконец, отчетливая ритмичность строения, где кровля ритмопачек слагается микрослоистой красной глиной—все эти признаки, так же как и парагенез радиоляритов с фораминиферово-микрозернистыми известняками, не могут быть объяснены иначе, как только длительным процессом осаждения кремнистого хемо-биогенного материала в смеси с железом, глиной, карбонатом кальция и незначительной терригенной тонко-алеври-

товой примесью. Гипотеза осаждения кремнезема «взаимодействия», т. е. образовавшегося при реакции глубоких морских вод с горячей лавой и пирокластикой (Bailey, Irwin, Jones, 1964) и осадившегося за короткий срок в результате охлаждения водного раствора, не объясняет особенностей строения и размещения радиоляритов. Прерывистость, пятнистость по площади и неравномерность по разрезу распространения радиоляритов—факт весьма примечательный; и, вероятно, благоприятные для их накопления условия слагаются при сочетании ряда обстоятельств: при образовании повышенного фона кремнезема в наддонной воде, благоприятствующего расцвету радиолярий, при ничтожно малом привносе терригенного и пирокластического вещества. Что касается источников кремнезема, то ими наиболее вероятно были не только вулканические и особенно пирокластические породы (кремнезем «взаимодействия»), но и фумаролы и горячие источники, поступавшие на дно в перерывах между вулканической деятельностью.

Пирокластические породы распространены весьма неравномерно. Наибольшее развитие они получили в Двинской и по периферии Арпинской грабеновидных депрессиях. Преобладают алеврито-псаммитовые туфы кристалло-витрокластические, лито-кристалло-витрокластические андезито-базальтового и базальтового составов.

В заключение необходимо отметить, что формирование кремнисто-вулканогенной толщи (формации)—процесс сложный и многоактовый. Исходя из ее строения, можно полагать, что первая стадия формирования толщи отвечает резкому погружению (раздвигу) осевой части зарождавшейся интрагеосинклинали по системе парных глубинных разломов и проявлению эффузивно-эксплозивного основного вулканизма (свита 2). В перерывах вулканической деятельности происходит накопление осадочных пород: микрозернистых окремнелых известняков, яшм (радиоляритов), реже глин. Мощность отдельных пачек яшм достигает 5—16 *м*. Это свидетельствует о значительном времени их формирования.

Вторая стадия характеризуется интенсивным дроблением и дислокациями пород свиты 1, 2, которые развиты преимущественно в осевой зоне трога. К этой стадии, по-видимому, приурочено внедрение части габброидов (включая и щелочные разности).

В третью стадию активизируется вулканизм центрального типа, развившийся на фоне общей инверсии трога. Вначале образуются многочисленные вулканы с признаками проседания вмещающих пород в сторону вулканических аппаратов. Жерловая фация выражена стекловатыми андезито-базальтами с отчетливыми текстурами выжимания («хосровитовые» трубки, закартированные впервые К. А. Мкртчяном, 1970); по периферии различаются агломератовые и лавовые их накопления. Четвертая стадия отвечает инверсии трога и характеризуется эффузивной деятельностью. Продукты вулканизма широко развиты в зонах сокращенных мощностей толщи (бассейн р. Хосров), состав их базальтовый и андезито-базальтовый, реже андезитовый. Характерно наличие среди них спилитов, а также редких маломощных (1—2 *м*) пачек окремнелых известняков и радиоляритов. Участками в виде полос, параллельных прогибу, развиты вулканические брекчии, иногда с осадочным карбонатным цементом, содержащим микрофауну. В целом условия их накопления были мелководными. В эту стадию происходит внедрение, по-видимому, второй серии габбросидов. Что касается гипербазитов, то очевидно, они были интрудированы неоднократно. Главная их масса была внедрена за вторую стадию. Меньшая часть интрузий (протрузий) размещена в породах 4 свиты и тяготеет к сводам

мелких антиклинальных складок. Наиболее крупные интрузивы гипербазитов тяготеют к северному борту палеотрога. Обломки гипербазитов обнаружены в конгломератах и граувакках, залегающих над кремнисто-вулканогенной формацией.

Анализ строения кремнисто-вулканогенной формации, а также формаций более поздней стадии развития интрагеосинклинали дает основание полагать, что блоковое дробление офиолитового пояса, начавшееся со времени его становления, завершается воздыманием одних блоков (вулканические поднятия) на фоне продолжавшегося погружения соседних.

Надофиолитовая грауваккова формация Еревано-Ордубадской зоны имеет на определенных интервалах флишоидное строение. Вдоль выдвинутых вулканических блоков формируются офиолитокластические граувакки, а также конгломераты и валунные накопления, на удалении к бортам интрагеосинклинали—микстовые, сланцевокластические граувакки и калькаренитовые, полимиктовые конгломераты. Отложения эти содержат мелководную фауну. Глины имеют подчиненное значение, состав их гидрослюдисто-монтмориллонитовый. Среди терригенных накоплений отмечаются прослои микрозернистых и органогенно-детритовых известняков. Однако участками, как, например, между сс. Хндзорут и Горадис, в составе толщи содержание глин возрастает. Следует отметить, что глины тяготеют больше к низам разреза коньяка и сопоставимы по возрасту с вулканогенно-осадочной толщей. Ими, видимо, были выполнены второстепенные уступы центрального вулканического трога.

Таким образом, надофиолитовая грауваккова толща в целом формируется в о б м е л е в ш е м морском бассейне. Наиболее грубообломочные осадки опоясывали внутренние новообразованные блоковые поднятия офиолитового пояса и слагали прибрежье поднятий Мисхано-Зангезурской зоны. Южный борт интрагеосинклинали выполнен значительно менее грубыми, а чаще карбонатными отложениями, поскольку питающими провинциями служили терригенно-карбонатные породы среднего-верхнего палеозоя-триаса.

С а н т о н. В Прикуринской, Агстевской и Воротанской зонах вулканизм достигает наибольшей интенсивности, ослабевая к бортам прогибов и по направлению к Анкаван-Зангезурской зоне.

В Прикуринской зоне мощность отложений достигает 800 *м*. Раннесантонские базальтовые, нередко миндалекаменные порфириты, реже вулканические брекчии сменяются вверх по разрезу (верхний сантон) туфами липаритов и дацитов, поля распространения которых окружают многочисленные экструзивы липаритов (вулканические центры). Ближе к бортам поднятий (с. Кущи-Айрум) удается проследить смену туфов осадочно-пирокластическими накоплениями с линзами органогенных известняков. В районе левобережья бассейна р. Джогас развиты многочисленные центры извержений (Славин, 1947; Абдуллаев, 1958). А. Х. Мнацаканян (1968) детальным картированием экструзивных тел подразделяет их на образующиеся в центрах вулканических извержений (Гюазан, Гюгарчин и др.) и внедрившиеся по трещинам (с. Кохб, г. Карагал, участок Кардан) преимущественно северо-западного простирания. В пределах джогасского участка сосредоточен первый тип экструзивов. Мощность сантонских образований этого участка не превышает 500 *м*. Продукты вулканизма имеют преимущественно кислый состав. Среди пирокластических накоплений отмечаются спекшиеся разности. По нашим наблюдениям, куполовидные экструзивы г. Сурб-Саркис облекаются рифовыми известняками верхнего сенона. Все эти

данные указывают на существование здесь вулканического поднятия.

По правобережью р. Джогас состав и строение отложений сантона существенно иные. Грубые вулканические брекчии и глыбы нижнего сантона у с. Саригюх позволяют полагать существование здесь вулканического центра. По-видимому, с его взрывным разрушением и кальдерообразным проседанием связано излияние шаровых лав андезитового состава, содержащих прослои сравнительно глубоководных микрозернистых известняков. К инверсии прогиба была приурочена эксплозивная вспышка. Вблизи вулканического острова, накапливаются биогермные, органогенно-детритовые известняки, брекчии обрушения. В условиях термального поля происходит бентонитизация пирокластов, сопровождаемая выносом железа, марганца, кремнезема в боковые породы.

Мощности вулканогенно-осадочной толщи сантона саригюхского участка резко уменьшаются к югу, вулканиты замещаются вулканотерригенными и осадочно-пирокластическими осадками (сс. Севкар, Ачаджур), еще южнее они сменяются существенно карбонатными, биогермными отложениями (гор. Иджеван, бассейн р. Спитак-джур).

В западной части Иджеванского хребта отложения сантона имеют мощность не более 40 *м*; состоят они из микрозернистых и тонкозернистых, в основании алевритистых известняков.

Таким образом, в западном от бассейна р. Спитак-джур направлении отмечается углубление бассейна. В районе Базумского хребта В. Т. Акопян (1962) предполагает наличие в разрезе верхнего мела сантонских отложений, но в более поздней работе (1970), по-видимому, относит весь объем осадочно-пирокластической толщи к коньякскому ярусу.

Отложения сантона на юго-востоке Амасийско-Севанской зоны представлены преимущественно конгломератами и песчаниками, реже известняками мощностью до 300 *м*. Северо-западнее мощность их сокращается, исчезают грубообломочные накопления. По левобережью р. Ахурян развиты также грубообломочные отложения, но их мощность не превышает 50 *м* (Ренгартен, 1959).

Отложения сантона Армянского Памба представлены прибрежными песчанистыми известняками с косослоистой текстурой.

В Воротанском прогибе к сантону относится вулканогенно-обломочная толща андезитового состава мощностью до 400 *м*. Южный борт прогиба сложен маломощными пирокластическими накоплениями (Степанян, 1970). Данные О. Гуюмджяна о наличии пелитоморфных известняков верхнего мела в бассейне р. Охчи позволяют полагать, что нижняя часть разреза представлена слоями сантона.

Сантонские отложения продолжаются, видимо, на северо-запад до южных отрогов Варденисского хребта, где выступают по речным долинам (известняки и песчаники).

В западной части Анкаван-Зангезурской зоны отложения сантона представлены прибрежно-мелководными, преимущественно органогенно-детритовыми, реже известковистыми терригенными накоплениями мощностью до 100 *м*. В 20 *км* южнее Цахкуняцского хребта мощность отложений сокращается до 50 *м* и состав становится микрозернистым без значительной терригенной примеси. В бассейне р. Аргичи органогенно-детритовые и среднезернистые маломощные известняки к бортам одноименного прогиба сменяются преимущественно органогенно-детритовыми песчанистыми разностями, участками с обильной гравийной примесью.

В Еревано-Ордубадской зоне накапливались мелководные и сравнительно глубоководные пелитоморфные фораминиферово-микрозернистые и лишь по периферии бассейна, в прибрежном мелководье—известняки органогенно-детритовые, песчанистые (бассейн р. Азат, Ераносский хребет, бассейн р. Арпа—с. Енгиджа и др.). Состав осадков указывает на значительную трансгрессию моря.

Наибольшие мощности отложений (100, реже 200 *м*) сосредоточены в осевой части интрагеосинклинали; участками план максимальных мощностей наложен на зону вулканического трога, в пределах опущенных блоков. В западной части зоны (междуречье Ахурян и Касах) вырисовывается крупный вулканический остров: приподнятый блок офиолитового пояса.

Кампан. Кампанский век на большей части территории Малого Кавказа знаменуется резким расширением морской трансгрессии. Сокращаются размеры островных суш, в связи с чем подавляется терригенное осадконакопление и на значительной площади отлагаются тонкие карбонатные илы (пелитоморфные известняки), содержащие планктонные организмы—фораминиферы.

В Прикуринской зоне осаждается в изобилии пирокластика. Центры извержения, очевидно, были сосредоточены в этой же зоне. Состав пирокластического материала варьирует от андезито-дацитового до липаритового. Суммарная мощность известняков и туфов достигает 340 *м*, причем туфы составляют от 40 до 50% общей мощности разреза.

По левобережью р. Джогас пелитоморфные известняки сменяются мшанково-водорослевыми биогермными известняками, облекающими купола липаритов. Пелитоморфные известняки прослеживаются в Агстевскую зону и далее на запад—в Иджеванскую зону. Мощность отложений колеблется от первых десятков до 150 *м*. Заметно сокращается (до 1—5%) содержание прослоев оглиненной пирокластики, ослабевает окремнение и ожелезнение известняков, вмещающих и чередующихся с туффитами.

Отложения кампана достигают наибольшей мощности (650 *м*) на юго-востоке Амасийско-Севанской зоны (Севанский хребет). Это микрозернистые и фораминиферовые известняки—осадки сравнительно глубоководные, весьма однообразные по простиранию. Мощности отложений заметно сокращаются к Зодскому поднятию и в северо-западном направлении (рис. 157).

Судя по единичным выходам, отложения кампана беспрерывно продолжаются до бассейна р. Ахурян, становясь сравнительно мелководными. В южной прибортовой зоне (г. Памб) их мощность не превышает 150 *м*, а в верховье р. Ахурян достигает 350 *м*. Наряду с микрозернистыми, появляются органогенно-детритовые известняки, нередко алевритистые, известняковая брекчия. Алевритистые известняки мощностью до 100—150 *м*, развиты на северо-западе и в центральной части Анкаван-Зангезурской зоны (бассейны рек Касах и Аргичи). Более удаленные от поднятий участки сложены преимущественно микрозернистыми известняками мощностью до 150 *м* (скв. басс. р. Раздан и верховье р. Аргичи, левобережье р. Охчи). В Воротанской зоне, по-видимому, существовало островное поднятие, огибаемое морским проливом, продолжавшимся до бассейна оз. Севан.

В Еревано-Ордубадской зоне мощности отложений кампана не превышают 200 *м*. В междуречье Веди и Азат план распределения максимальных мощностей отложений совмещен с таковым для сантонского века. Микрозернистый и фораминиферовый состав известняков свидетельствует о накоплении их на значительных глубинах моря.

По периферии зоны и на участках внутренних островных поднятий (и отмелей) известняки имеют преимущественно тонкозернистую структуру и для них обычна значительная (до 15—20%) алевритовая терригенная примесь. Разрезы на этих участках эпигенетически и сингенетически сокращены (бассейн р. Азат, Ераносский хребет, низовье р. Хосров). В западной части зоны (междуречье низовьев Ахурян и Касах) отложения кампана, по данным бурения, отсутствуют. Есть все основания полагать, что, начиная с сантона, этот участок представлял довольно обширную островную сушу—один из приподнятых блоков офиолитового пояса. На юго-востоке зоны кампанский бассейн был неглубоким и в целом регредирующим. Среди отложений кампана обычны мшанково-водорослевые известняки, сменяющие вверх по разрезу микрозернистые и фораминиферовые разности. Мощность отложений изредка достигает 100 *м* (бассейн р. Джагрычай). Участками маастрихтские известняки залегают с размывом на отложениях сантона.

Маастрихт. В Прикуринской зоне (рис. 158) морской бассейн мелеет: микрозернистые известняки обогащены алевритисто-глинистой примесью, чем отличаются от известняков кампана. Мощность отложений достигает 170—200 *м*, причем наращивание мощностей отчетливо прослеживается к северу, т. е. к осевой части зоны.

В Агстевском прогибе состав осадков известковый, микрозернистый при мощности не более 100 *м*. На стыке с Прикуринской зоной мощность отложений сокращается до 50 *м*, микрозернистые известняки сменяются биоморфными мшанково-водорослевыми (г. Сурб-Саркис). Юго-западнее, в Иджеванской зоне, состав известняков микрозернистый, а мощность их возрастает до 150 *м*. В разрезе верхнесенонской толщи южного борта Иджеванской синклинали нами обнаружены внутриформационные конгломераты (70 *м*) из галек микрозернистых известняков (джархечский тип). Судя по сокращению их мощностей к северному борту синклинория, область поднятия вырисовывается в бассейне р. Агарцин, где, в частности, известны пункты налегания с размывом на отложения юры вулканогенно-осадочного эоцена.

Морской бассейн сохраняется и в Амасийско-Севанской зоне. В юго-восточной ее части формируются преимущественно микрозернистые известняки мощностью до 200 *м*. Следует подчеркнуть, что выделение маастрихтских слоев и оценка их мощностей в этом районе мало достоверны, с одной стороны, ввиду эпигенетического сокращения мощностей перед палеогеновой трансгрессией и, с другой—сложного тектонического строения зоны главного надвига. Мощность отложений на северо-западе зоны (бассейн р. Ахурян) сокращается до 45 *м*, состав грубеет: появляются органогенно-детритовые известняки, известняковая брекчия. На северных склонах г. Памб мощность отложений возрастает до 60 *м*. В разрезе увеличивается количество микрозернистых известняков.

В Анкаван-Зангезурской зоне разрезы эпигенетически сокращены. По-видимому, мощность мелководных известняково-терригенных накоплений маастрихта не превышала 50—100 *м*.

В 20 *км* южнее Цахкуняцского хребта известняки маастрихта, сменяющиеся вверх по разрезу данийскими, имеют мощность не более 50 *м* (данные бурения).

В юго-восточной части Еревано-Ордубадской зоны (Арпинский прогиб) отложения маастрихта мощностью 50 *м*, реже до 100 *м*, представлены мелководными мшанково-водорослевыми известняками с прослоями микрозернистых, сферовых известняков.

Западнее, в бассейне р. Веди, развиты микрозернистые, сферовые

и шламовые известняки, мощностью до 100 *м*, реже 150 *м*—осадки узких проливов, унаследованных от сантон-кампанского широкого морского бассейна. Разрастаются разделяющие их новообразованные вулканические поднятия офиолитового пояса. Сохраняют свое значение обширные поднятия офиолитового пояса в западной части зоны.

Уже отмечалось, что климат в раннем сеноне был теплым и влажным. Состав споры и пыльцы в отложениях коньяка в бассейне р. Веди по предварительным определениям С. Бальян соответствует папоротникам, кедру, сосне, туе, гинкго и дубу, т. е. характеризует теплую климатическую обстановку. С расширением морской трансгрессии в верхнем сеноне происходит заметное похолодание климата. Исчезают рудисты, прибрежно-мелководные отложения содержат ископаемые водоросли, мшанки, устричные—менее теплолюбивые организмы. По изотопным данным, на Северном Кавказе и в Крыму температура моря определяется близкой к 18°. В маастрихте произошло дальнейшее похолодание климата, отмечаемое и для территории Западной Европы (Юри и др., 1954). Для Крыма, по данным изотопии, температура падает до 14,7°.

На рубеже мела и палеогена морской бассейн регредирует, в результате складчатости климатическая обстановка становится вновь мозаичной для сравнительно небольшой территории Малого Кавказа. На юге, в Еревано-Ордубадской зоне, отчетливо проявляется аридизация климата. Для этих отложений характерно низкое содержание органического вещества, повышенная стронциеносность (Сатиан, Степанян, Мкртчян, 1966), участками магнезиальность и огипсование; воды, фильтрирующие эти отложения, нередко бороносны.

Изучение А. Л. Ананяном изотопного состава образца целестина из отложений дания-палеоцена вблизи с. Двин (из коллекции автора) показало, что $\frac{S^{32}}{S^{34}} = 22{,}73$, $\delta S^{34} = +21{,}3\%$—величины, сопоставимые с таковыми морских сульфатов ($\delta S^{34} = +20\%$) и большинства твердых сульфатов (гипсы, ангидриты), отложившихся в аномально соленых бассейнах (анализ выполнен в ИГЕМ).

В Северной Армении признаки аридизации в отложениях дания-палеоцена не наблюдаются.

Даний—палеоцен

Наиболее мощные (до 800 *м*) отложения дания-палеоцена развиты в Еревано-Ордубадской зоне. На юго-востоке, в бассейне р. Джагрычай, фаунистически датированные прибрежно-мелководные органогенно-детритовые (мшанково-водорослевые) известняки, чередующиеся со шламовыми известняками, алевролитами, с пачками песчаников и мелко-среднегалечных конгломератов, имеют мощность не более 50 *м*. Известняки и мергели наблюдаются у с. Авуш и южнее с. Хачик. Западнее, в верховьях бассейна р. Веди, распространены флишоидные образования, шламовые и мелкозернистые известняки, чередующиеся с известковыми алевролитами. Они сменяются в прибортовых частях (южный склон г. Кетуз) грубообломочным флишем. Суммарная мощность отложений не превышает 150—200 *м*, в междуречье Веди и Азат мощность флишоидной толщи достигает 600—800 *м* (скв. у г. Арташат). Здесь развиты алевролиты и полимиктовые песчаники, изредка глины и известняки. В северном направлении, к Ераносскому хребту, в разрезе увеличивается содержание известняков органогенно-детритовых, кон-

гломератов, песчаников. Мощность отложений сокращается до 300 *м* (рис. 159).

Наращивание мощностей отложений, до 600 *м*, отмечается на северных склонах хребта, в бассейне р. Азат. Наряду с этим, увеличивается количество шламовых известняков, мергелей. Здесь наблюдается флишевое строение толщи. Северо-западнее отложения дания-палеоцена, мощностью 80 *м*, представлены преимущественно известняками, шламовыми и микрозернистыми, чередующимися, судя по данным каротажа, с алевролитами. Результаты бурения и геофизические исследования в западной части Еревано-Ордубадской зоны показали, что отложения дания—палеоцена отсутствуют, либо имеют резко сокращенные мощности. В даний-палеоценовое время резко разрастается Анкаван-Зангезурская зона поднятий, где осадки дания-палеоцена, видимо, отлагались лишь в реликтовых мелких заливах (Разданская, Касахская зоны).

На юго-востоке Амасийско-Севанской зоны отложения дания-палеоцена (?), по наблюдению Г. С. Арутюняна, развиты на восточном берегу оз. Севан, на Шоржинском полуострове. На юго-западном берегу полуострова мощность отложений достигает 150 *м*. Разрез сложен чередованием интенсивно дислоцированных алевритистых (с примесью пирокластики) известняков, гипсоносных алевролитов с пропластками песчаников и с горизонтами конгломератов. В песчаных слоях, постепенно вверх по разрезу сменяющих эти отложения, определяются дискоциклины и нуммулиты (палеоген). Отложения дания-палеоцена прослеживаются до восточного берега полуострова, где погружаются под озерные отложения. В западной части зоны распространены пелитоморфные известняки мощностью 40—50 *м*, реже до 120 *м*, постепенно, без углового несогласия вверх по разрезу сменяющие сходные известняки верхнего сенона (Саркисян, 1966).

Отложения дания-палеоцена, обнаружены (Атабекян, 1959) в зоне Агстевского прогиба. У с. Софлу, по нашим наблюдениям, они представлены прибрежно-мелководными органогенно-детритовыми известняками (литотамниевыми) с редкими прослоями микрозернистых известняков. Мощность толщи достигает 40 *м*, залегает она с резким угловым и азимутальным несогласием на известняках верхнего сенона. По-видимому, данийско-палеоценовый бассейн через Агстевский прогиб и Иджеванскую зону был соединен с Амасийско-Севанской зоной.

Повсеместно, за исключением северо-запада Амасийско-Севанской зоны, отложения дания-палеоцена залегают несогласно на отложениях верхнего сенона, участками нижнего сенона—турона. Отсутствуют отложения дания-палеоцена в большинстве поперечных прогибов. Особенности их состава и строения указывают на мелководный регрессивный характер морского бассейна, осадки которого в южной и юго-восточной частях Малого Кавказа имеют отчетливые признаки аномальной солености водной среды (повышенное содержание стронция, бора, магния, участками огипсование).

ПАЛЕОГЕН

В позднесенонское время на значительной территории Малого Кавказа и наиболее ощутимо в пределах его северной части наступает регрессия морского бассейна, начавшаяся с маастрихтского века и продлившаяся до середины раннего эоцена.

Новая обширная трансгрессия начинается с конца раннего эоцена. В раннепалеогеновое время седиментационные зоны и поднятия Малого Кавказа в общих чертах наследуют верхнемеловую седиментационную зональность. Вместе с тем в отдельных седиментационных зонах произошли существенные изменения в конфигурации частных прогибов и поднятий и в режиме седиментации (рис. 160).

Морская трансгрессия в западных и северо-западных седиментационных зонах длится до начала позднеэоценового времени, а в центральных и юго-восточных—до конца эоцена. Седиментационные зоны палеогена подразделяются на унаследованные и новообразованные, последние развились на месте верхнемеловых поднятий.

Тектонические движения в эоцене-олигоцене отличались высокой интенсивностью и цикличностью: амплитуды прогибания и поднятия в среднем превышают 2 *км*, а в некоторых районах (Памбакский хребет, Восточно-Вайкский синклинорий, Октемберянский прогиб, отдельные участки Арагац-Гегамской седиментационной зоны) даже достигают 3 *км*.

Поднятия палеогенового времени подразделяются по режиму развития на неустойчивые (Западно-Базумское, Цахкуняцское, Мараликайнтапское, Ани-Маркаринское и Урцское) и сравнительно устойчивые (Алаверди-Бердское и Кафанское).

Интенсивные тектонические движения сопровождаются проявлением мощного вулканизма, характеризующегося пульсационностью проявлений, следствием чего явилось широкое распространение флишевых и флишоидных накоплений. В эоцене флишоидные вулканогенно-осадочные образования имеют значительную мощность.

В олигоцене накапливались преимущественно молассовые и молассоидные отложения. В верхнем олигоцене море регредирует и наступает длительный этап преимущественно континентального литогенеза.

Эоцен

Ранний эоцен. В раннем палеогене территория Севано-Ширакского синклинория представляла собой слабо расчлененную сушу. Морской режим продолжал существовать лишь в осевой, наиболее прогнутой, части зоны; этот бассейн представлял собой, по-видимому, рукавообразный залив Куринского и Триалетского морских бассейнов.

Континентальный режим развития завершается перед раннеэоценовым временем. Нижнеэоценовые морские отложения трансгрессивно и, нередко, с угловым несогласием перекрывают различные горизонты более древних пород—от верхнего мела до эопалеозоя включительно. В раннеэоценовое время еще существовали Иджеванский и Разданский проливы, по которым море проникало на погружающиеся участки прогиба. В западной части бассейна (район Ширакского хребта) осадки формируются в условиях флишевого режима, здесь накапливаются песчано-алевритовый и в значительном количестве пирокластический материал. Вулканические центры были расположены в бассейне р. Черной и в районе гор. Спитак. Количество поступающего в бассейн пирокластического материала во времени резко увеличивается: верхняя половина лусахпюрской флишоидной свиты сложена в основном средне- и мелкозернистыми туфами и туффитами.

В периферических частях зоны (бассейны рек Марцигет, Агарцин, Гетик, северо-восточное побережье оз. Севан) накапливаются прибрежно- и мелководно-морские известковистые галечно-песчаные осадки.

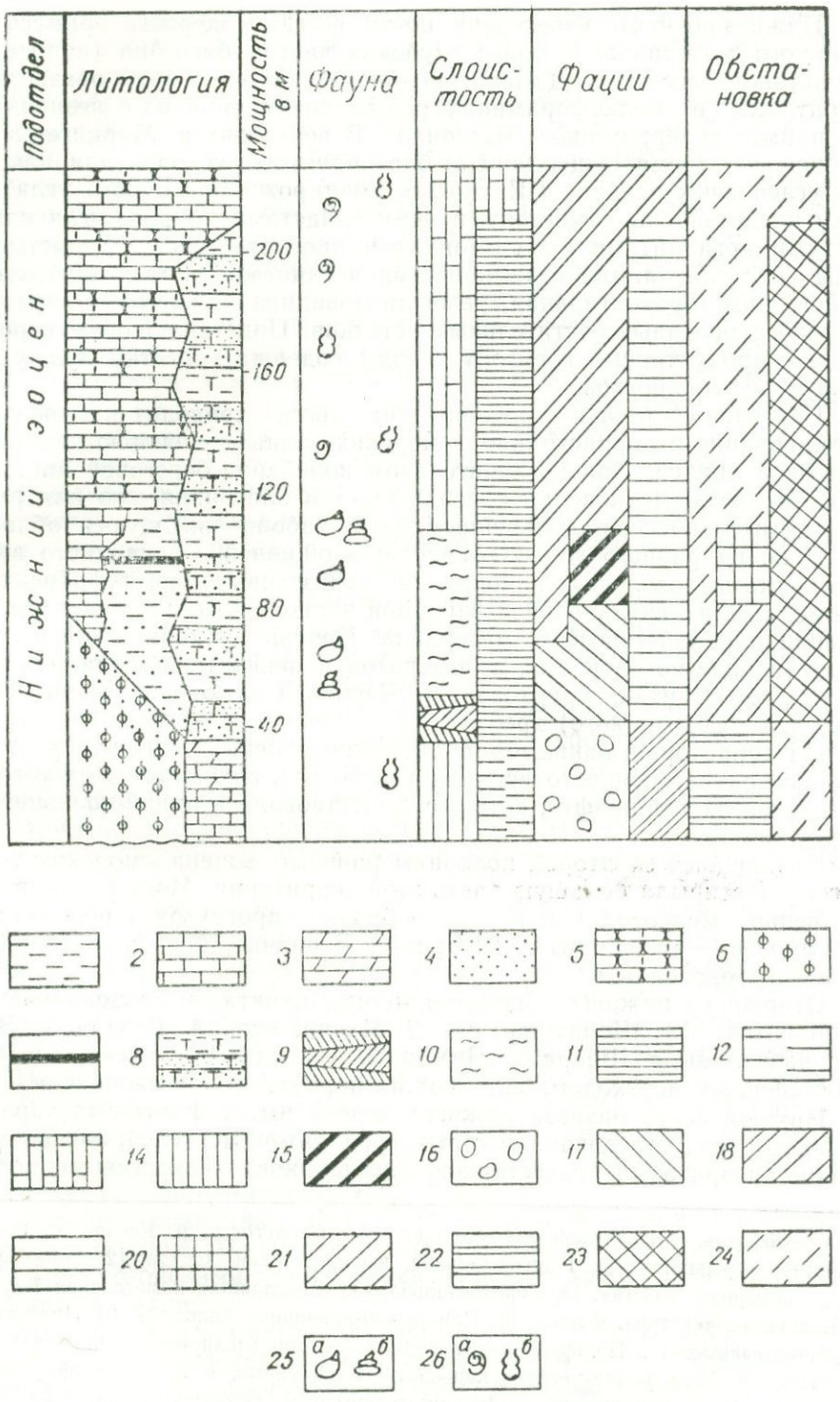


Рис. 162. Сводная литогенетическая колонка нижнеэоценовых отложений Севано-Ширакского синклинория. Условные обозначения: *Литология*. 1. Глины. 2. Известняки органогенно-детритовые и фораминиферовые. 3. Мергели. 4. Песчаники. 5. Песчанистые известняки и известковистые песчаники. 6. Конгломераты мелко- и среднегалечные. 7. Пласты бурых углей. 8. Туфогенный флишоид (ритмичное чередование

Нижнеэоценовые известняки почти всегда содержат примесь терригенного материала. В более глубоких частях бассейна (полоса сел. Фиолетово—бассейн р. Дзыкнагет) накапливается тонкий органогенно-детритовый и мелкофораминиферовый известковый ил с незначительной примесью терригенного материала. В верховьях р. Марцигет в раннеэоценовое время существовали благоприятные условия для накопления угленосных осадков (Шамутское месторождение бурого угля). Залежи представлены самостоятельными пластами бурого угля или углистыми аргиллитами с маломощными прослоями угля. Углистые породы переслаиваются с песчаниками и глинами. Этим отложениям свойственны горизонтальная, реже линзовидная слоистость, присутствие многочисленных растительных остатков. Подстилающие и перекрывающие продуктивный горизонт породы содержат остатки нуммулитов и крупных моллюсков.

Изучение состава и строения этих толщ приводит к выводу, что формирование их происходило в морских заливах с сильно изрезанной береговой линией. При незначительном колебании береговой линии эта часть морского мелководья превращалась в благоприятную для развития растительности, в дальнейшем легко заболачивающуюся область.

В конце раннего эоцена отмечается оживление подводного вулканизма, что выразилось в накоплении андезитовых лав, туфобрекчий и агломератов в центральной и западной частях зоны и в заметном увеличении пирокластического материала. Центры вулканической деятельности (в виде потоков лав, агломератов и некков) наблюдаются к западу от гор. Спитак, в верховьях р. Черная и на южном склоне Вираайоцского (Сомхетского) хребта.

На территории, занимаемой бассейнами левых притоков р. Аракс, в начале раннеэоценового времени в основном сохранились те устойчивые элементы ландшафта, которые существовали в даний-палеоценовое время.

Начавшаяся со второй половины раннего эоцена морская трансгрессия перекрыла большую часть этой территории. Море было преимущественно мелководным, а в дугообразно прогнутой зоне, по линии с. Шорахбюр—развалины с. Шерра—с. Лернанцк, оно, вероятно, было более глубоководным.

Отложения нижнего эоцена во многих пунктах исследованной территории (скв. 31, Шорахбюр; скв. 2, Мхчян; скв. 14, Раздан; с. Зовашен, развалины с. Шерра, с. Чиман, с. Ахкенд (Лернашен), согласно, с постепенным переходом, залегают на породах дания-палеоцена.

Нижняя часть разреза нижнего эоцена имеет флишевый характер и представлена чередованием серых аргиллитов, мергелей, алевролитов, песчано-алевритовых известняков, песчаников. Терригенные породы

туфов, туффитов, туфопесчаников, туфомергелей). *Слоистость:* 9. Косая. 10. Пологоволнистая прерывистая. 11. Горизонтальная, неравномерная, тонкая. 12. Горизонтальная, равномерная, толстая. 13. Горизонтальная, крупнослоистая и массивная текстура. 14. Неслоистая текстура. *Фации:* 15. Прибрежно-равнинные болотные. 16. Прибрежные гравийно-песчаные. 17. Прибрежно-мелководные песчано-глинистые, с преобладанием глинистых. 18. Мелководно-морские карбонатно-терригенные, с преобладанием карбонатных. 19. Мелководно-морские туфогенно-терригенные. *Обстановка:* 20. Зона заливно-лагунного побережья, сменившегося прибрежным мелководным. 21. Зона прибрежного мелководья. 22. Прибрежная зона. 23. Мелководно-морская зона с подводным вулканизмом. 24. Зона прибрежного мелководья с карбонатным осадконакоплением. *Фауна:* 25,а—пелециподы, б—гастроподы. 26,а—нуммулиты, б—мелкие фораминиферы (Составил О. А. Саркисян).

часто имеют буровато-красную окраску. Верхняя часть разреза преимущественно состоит из песчано-алевритовых органогенных известняков, реже—известковых песчаников и алевролитов.

В прибрежных зонах органогенные известняки нижнего эоцена с мелкогалечными известняковыми конгломератами в основании трансгрессивно залегают на плотных темно-серых известняках палеозоя (Урцский хребет, район развалин с. Зинджирлу). К северо-западу от указанного пункта, на расстоянии приблизительно 1 *км*, нижнеэоценовые известняки залегают на палеозойских известняках с нечетко выраженным брекчие-известняковым слоем в основании. В районе развалин с. Эрдич (левобережье р. Арпа) нижнеэоценовые известняки с угловым несогласием залегают на отложениях пермского возраста.

В левобережье р. Веди, в районе развалин сс. Ахс—Инкала, мощные (70 *м*) известняковые конгломераты нижнего эоцена (вероятно, и палеоцена-дания) со слабо выраженным несогласием налегают на верхнемеловые карбонатно-терригенные отложения.

Раннеэоценовое море (особенно во второй половине) становится более мелководным. Об этом свидетельствует наличие нуммулитовых известняков, встречающихся во многих пунктах исследованной территории и широко развитых в левобережье р. Шагап. Оно характеризуется также нормальной соленостью.

При формировании нижнеэоценовых отложений основным источником обломочного материала на юге являлось Урцское поднятие, сложенное преимущественно известняками, песчано-аргиллитовыми породами и кварцитами палеозойского возраста. В бассейнах рр. Веди и Шагап большая часть песчано-гравийных зерен и мелких галек песчано-гравийных известняков и мелкогалечных конгломератов состоит из палеозойских известняков и кварцитов. Источниками питания (вероятно, подводные поднятия) нужно считать также верхнемеловые отложения, особенно вулканогенно-осадочные образования нижнего коньяка, развитые в бассейне р. Веди. Роль этого источника сноса второстепенная.

Источниками питания обломочным материалом, вероятно, служили также Айнтап-Эчмиадзинское поднятие, сложенное метаморфизованными породами палеозоя, Маркаринский выступ на западе (меловые вулканогенные породы). На севере и северо-востоке областью сноса служило Алаверди-Бердское поднятие, сложенное преимущественно вулканогенно-осадочными и осадочными породами юры и мела.

На юго-востоке областью сноса, очевидно, было Кафанское поднятие. В нижнеэоценовых отложениях можно выделить следующие ассоциации минералов, связанные с указанными областями сноса: 1) гидроокислы железа-гематитовая; 2) гранат-турмалин-рутиловая; 3) авгит-диопсид-магнетитовая: 4) эпидот-цоизитовая.

Первая ассоциация имеет отчасти аутигенное происхождение, но в основном (количественно она резко преобладает над остальными) связана с палеозойскими отложениями Урцского хребта и, вероятно, хребта Кармир-Сахка.

Гранат-турмалин-рутиловая ассоциация главным образом связана с продуктами размыва Айнтап-Эчмиадзинского и Арзакан-Апаранского массивов и частично палеозойских пород.

Авгит-диопсид-магнетитовая ассоциация имеет второстепенное значение и связана с вулканогенными поднятиями нижнего коньяка.

Эпидот-цоизитовая ассоциация имеет небольшое распространение и связана с несколькими областями сноса: Айнтап-Эчмиадзинским, Ар-

закан-Апаранским массивами, а также с палеозойскими и меловыми поднятиями, некоторые из них, вероятно, представляли собой отмели.

Анализ материала приводит к выводу, что рельеф Урцской суши в начале раннего эоцена был слабо расчлененным (в отдельных районах), а в конце раннего эоцена—более пологим, сглаженным; временами указанная суша погружалась под воду.

Климат, вероятно, был теплым субтропическим, влажным.

Есть основание полагать, что осадконакопление происходило в субокислительных условиях (отсутствие сульфидов, ничтожные содержания органического вещества, красная окраска пород, вызванная избытком гидроокислов железа), но, по-видимому, сравнительно глубоководные участки бассейна характеризовались слабо восстановительным режимом (наличие диагенетического пирита).

Средний эоцен. Трансгрессия, начавшаяся в конце раннего эоцена, в среднеэоценовое время значительно расширяется (рис. 162). Центрально-Базумская и Лори-Ширакская зоны испытывают наибольшее прогибание и расширение. Здесь накапливаются мощные (до 3 *км*) толщи осадков. Погружение сопровождалось интенсивным проявлением подводного вулканизма. В среднеэоценовое время территория исследуемой области в основном покрывается мелким морем, изобиловавшим вулканическими и коралловыми островками. Мелководный и умеренно глубоководный характер бассейна был обусловлен значительной расчлененностью рельефа прогиба, подготовленного тектоническими движениями ларамийской фазы, а также интенсивными эрозионными процессами, имевшими место после верхнего мела и до накопления отложений среднего эоцена. В этом отношении немаловажное значение имело также интенсивное накопление терригенных отложений и продуктов вулканических извержений, сопутствовавшее погружению области.

В среднем лютете трансгрессия еще больше расширяется и затопляет прилегающие районы соседних (Сомхето-Карабахской и Анкаван-Зангезурской) геоантиклинальных зон. В период формирования осадков в указанных геоантиклинальных зонах существовали небольшие поднятия, которые служили основными источниками сноса обломочного материала. Разрушению подвергались в основном юрские и верхнемеловые породы, слагающие наиболее приподнятые участки поднятий. О наличии суши в указанных участках свидетельствует сокращение мощностей среднеэоценовых отложений зоны по направлению к этим поднятиям.

Отдельные участки области (район Памбакского перевала, западная часть Иджеванского хребта и участок, расположенный к северу от линии сел. Шамут—Антарамут—Дамурчиляр и др.) при общей тенденции к опусканию испытывали временами поднятие и превращались в сушу. Кроме того, при подводных излияниях образовывались вулканические острова, которые также становились областями размыва. Излившиеся породы подвергались интенсивной денудации; за счет продуктов разрушения их формировались вулканогенно-терригенные отложения. Существование таких источников сноса в среднеэоценовом бассейне подтверждается присутствием на отдельных участках среднеэоценового разреза большого количества гравийного и грубого песчаного материала.

Отметим, что слабая окатанность материала, слагающего терригенные осадки, плохая отсортированность его, а также отсутствие тонкозернистых образований свидетельствуют о близости источников сноса. Однако в настоящее время трудно установить точные контуры этих

островов. В ряде мест удается проследить их береговую линию. Так, например, отложениями береговой полосы являются рифовые известняковые массивы и известковистые конгломераты района сел. Куйбышев, железистые песчаники бассейна р. Агарцин, угленосные отложения бассейна р. Марцигет и сел. Демурчиляр и др. В большинстве случаев осадки береговой полосы или размыты, или же замаскированы более молодыми отложениями.

По периферии вышеуказанных островов в ряде мест (г. Лалвар, полоса сел. Шамут—Антарамут—Демурчиляр, г. Айри-тапа) возникают благоприятные условия для накопления угленосных отложений или же для развития мелководной бентонной фауны крупных фораминифер (нуммулитов), пелеципод, гастропод и др.

Климат исследуемой области в начале среднего эоцена был теплым и, по-видимому, влажным, о чем свидетельствует пышное развитие теплолюбивой фауны: нуммулитов, кораллов, морских ежей, теплолюбивых представителей гастропод и пелеципод, а также развитие угленосных фаций. Повсюду нижние горизонты среднеэоценового разреза представлены известняками и известковистыми песчаниками, нередко с обильной нуммулитовой фауной. Среднеэоценовые известняки, как правило, содержат примесь терригенного и туфогенного материала и нередко переслаиваются с грубыми песчаниками. Эти факты свидетельствуют о том, что накопление известковых осадков происходило в сублиторальной зоне мелкого моря. В частности, нуммулиты, как правило, обитают в мелких морях, на глубинах не более 90—100 *м*. Некоторые тонкостворчатые моллюски, встречающиеся в отложениях среднего эоцена, обитали в более глубоких частях моря. Таким образом, глубина среднеэоценового бассейна, судя по составу фауны и характеру осадков, была мелководной и не превышала 200—300 *м*. Лишь в отдельных узких, но значительно вытянутых, участках мульдовой части синклинория бассейн был более глубоким. Об этом свидетельствует наличие на указанных участках (район Ширакского хребта, Пушкинского перевала, восточный склон г. М. Маймех, бассейн р. Дзыкнагет и др.) тонкозернистых и кремнисто-вулканогенных образований. Последние представлены кремнистыми сланцами, яшмами и другими кремнистыми породами, пелитоморфными туфами, туффитами и известковистыми туфоалевролитами, туфопесчаниками, ассоциирующими со спилитами, андезитами и линзовидными известняками. Эта серия содержит также прослои пелитоморфных вулканических туфов и песчаников, частью известковистых. Для самих кремнистых пород характерна отчетливо выраженная тонкая горизонтальная слоистость, группирующаяся в ясно выраженные ритмы. В отложениях этой серии макрофауна почти отсутствует, имеются только остатки кремнистых микроорганизмов (радиолярий и др.).

Формирование этих отложений происходило в сравнительно глубоких частях среднеэоценового моря в периоды наибольшего прогибания синклинория, интенсивного вулканизма и начинающейся резкой дифференциации колебательных движений. Возможно, что скопление кремнистых пород связано с деятельностью вулканических гидротерм.

Состав среднеэоценовой фауны Севано-Ширакского синклинория указывает на нормальную соленость бассейна. Как известно, и нуммулиты, и кораллы, и многие моллюски не переносят резких колебаний солености.

В среднеэоценовое время осадконакопление происходило в различных условиях: в дельтах рек, в прибрежной полосе морского бассейна, в заливах, в мелководной и сравнительно глубоководной частях бассей-

на. Отсюда следует и разнообразие отложений, представленных известняками, глинами, аргиллитами, песчаниками, алевролитами, конгломератами, различными эффузивными и вулканогенно-осадочными породами. В среднем и верхнем лютете среднеэоценовый бассейн испытывал пульсационные колебательные движения, что выражено в ритмичном строении ряда свит туфогенно-осадочных отложений, а также в чрезвычайно пестром характере фаций и их сложном сочетании.

В связи с общим погружением области имеет место интенсивный эффузивный вулканизм. Вулканическая деятельность начинается с середины нижнего лютета и непрерывно продолжается до конца верхнего лютета. Огромные толщи вулканических продуктов и туфобрекчий (базальты, кварцевые порфиры и кератофиры) накапливаются главным образом в средней, наиболее суженной и раздробленной части прогиба. В его юго-восточной и северо-западной частях погружение было более интенсивным. Здесь накапливаются мощные толщи разнообразных вулканогенно-осадочных пород. Их формирование, как и эффузивных образований, происходило в основном в подводных условиях, что доказывается обилием в вулканогенно-осадочных породах примеси осадочного материала и органических остатков, отчетливо выраженной горизонтальной, нередко тонкой слоистостью отложений, некоторой окатанностью и отсортированностью обломочных частиц. Об этом же свидетельствует наличие прослоев и пачек осадочных пород в эффузивных толщах, наличие в эффузивных породах жеод и миндалин, заполненных карбонатами и другими минералами, пластообразные отдельности эффузивных пород и др.

Накопление пирокласто-осадочных осадков во многих участках прогиба (Ширакский хребет, район Памбакского перевала, северо-западное побережье оз. Севан, восточная оконечность Памбакского хребта и др.) происходило преимущественно в условиях флишевого режима. Некоторое отклонение от флишевого режима наблюдается в верхней половине нижнелютетского времени, во время накопления мощных грубых песчаных осадков с примесью пирокластики. Среднеэоценовый эффузивный вулканизм имел пульсационный характер, причем излиянию каждой новой порции лав предшествовало скопление эксплозивных продуктов.

Изучение фаций и мощностей вулканогенных и вулканогенно-осадочных отложений среднего эоцена позволило установить основные закономерности распределения центров вулканических извержений. Последние были сосредоточены в основном в северных периферических частях области (северный склон Базумского хребта, Мургузский хребет и др.), а также в районе центральной части Памбакского и Базумского хребтов. Таким образом, в средне- и верхнелютетское время, вследствие интенсивного эффузивного вулканизма, образуются многочисленные вулканические острова, огромные площади прогиба покрываются лавовыми потоками и их пирокластами. Эти процессы привели к массовому уничтожению фауны нуммулитов и моллюсков. В указанный промежуток времени лишь на отдельных небольших участках области сохраняются более или менее благоприятные условия для развития фауны. Поэтому в верхней половине среднеэоценового разреза фаунистически хорошо охарактеризованные горизонты почти не встречаются.

В конце среднего эоцена Севано-Ширакская интрагеосинклиналь испытывает общее поднятие, сопровождающееся довольно интенсивным складкообразованием (триалетская фаза складчатости) и внедрением основных и ультраосновных интрузий офиолитового пояса, затем гра-

нитоидных пород Памбакского и Базумского хребтов (Базумский, Меградзорский, Головинский и др.). Внедрением указанных интрузий завершается среднеэоценовый этап развития Севано-Ширакской интрагеосинклинали.

На территории южной и юго-западной части Армянской ССР среднеэоценовые отложения во многих разрезах залегают на отложениях нижнего эоцена без видимого углового несогласия.

В единичных пунктах они несогласно залегают на палеозойских и меловых отложениях (район с. Советашен, Паракар). На юге области продолжало существовать Урцское поднятие, рельеф которого, вероятно, стал более пологим; временами оно перекрывалось морем. Отсюда в основном поступал карбонатный материал—в виде взвесей и в растворенном состоянии. В среднеэоценовое время эпизодически выступали из-под уровня моря Айнтап-Эчмиадзинский и Арзакан-Апаранский массивы. Их роль в качестве поставщика обломочного материала в среднеэоценовый бассейн незначительна.

В юго-восточной части Еревано-Ордубадской зоны, вероятно, существовало Кафанское поднятие. С северо-востока обломочный материал поступал из Сомхето-Карабахской зоны, сложенной преимущественно меловыми и юрскими осадочно-вулканогенными образованиями.

В обширном среднеэоценовом море, вероятно, существовали и мелкие подводные поднятия (Кармрашенское, Спандарянское, Маркаринское, Бердасарское, Аргичинское и др.), сложенные породами мелового и палеозойского возраста.

О глубине морского бассейна, в котором преимущественно накапливались вулканогенно-осадочные отложения, трудно судить, поскольку осадки с повышенным содержанием более или менее крупнозернистых пирокластических частиц могут образоваться в глубоких частях моря, а мелкозернистые—в удаленных от вулканического центра мелководных участках. Подобное распределение осадков, по данным Г. А. Ниб, наблюдается в морях Малайского архипелага.

В среднеэоценовом морском бассейне выделяются троговые умеренно глубоководные зоны, которые заполнялись вулканогенно-терригенными отложениями флишево-флишоидного характера. Первая из них протягивается по линии сс. Шорахбюр—Зовашен—развалины с. Шерра. Отличается частой встречаемостью мелкоритмичных флишевых наборов пород, где туфоаргиллиты и алевропелитовые туффиты преобладают над туфоалевролитами и туфопесчаниками.

Вторая зона, где часто появляются и вулканогенные образования, протягивается по линии сс. Ехегис—Вернашен—Малишка—Азатек. По сравнению с первой зоной, она менее глубоководная.

Обе зоны характеризуются почти полным отсутствием макрофауны и очень скудным составом микрофауны.

Остальная часть морского бассейна, особенно Приараксинская зона, являлась более или менее мелководной. К мелководным относятся среднеэоценовые отложения, развитые на северном склоне Урцского хребта. Здесь осадки становятся более карбонатными и туфогенный материал имеет подчиненное значение. Встречаются слои известняков с нуммулитами. Нужно добавить, что эти слои наблюдаются в нижней и верхней частях указанного разреза, а средняя часть имеет более терригенный, флишеподобный характер. Следовательно, можно предположить, что в середине среднего эоцена и в этом районе отмечалось частичное углубление морского дна.

Мелководные зоны морского бассейна, судя по составу фауны, характеризуются нормальной соленостью и газовым режимом; однако

эти условия нередко нарушались в периоды вулканической деятельности.

В первой половине среднего эоцена имеет место интенсивное проявление вулканизма (наземного и подводного). Основные очаги вулканизма были расположены в восточной и северо-восточной краевых частях Еревано-Ордубадской интрагеосинклинали (Зангезур, Восточный Айоцдзор). В Приараксинской зоне вулканические очаги, вероятно, отсутствовали.

В бассейнах рр. Раздан, Азат, Веди с юга на север, северо-восток, а в бассейне р. Арпа—с юго-запада на северо-восток и восток наблюдается увеличение мощности пород среднего эоцена (от 100—300 *м* до 1000—2000 *м*), содержания пирокластического и вулканического материала вообще, уменьшение содержания карбонатного вещества. В среднем эоцене продукты вулканической деятельности являлись основным компонентом осадочных образований.

В конце среднего эоцена роль вулканизма в процессе осадконакопления заметно уменьшается, в осадках увеличивается содержание карбонатного материала.

Осадконакопление в среднеэоценовом морском бассейне в основном происходило в слабовосстановительной геохимической обстановке. В среднеэоценовых отложениях можно выделить следующие основные минеральные ассоциации: 1) магнетит-авгит-диопсидовая; 2) карбонаты-гидроокислы железа-гематитовая.

Первая ассоциация тесно связана с продуктами вулканизма, ближе к центрам извержений ее роль возрастает.

Вторая ассоциация преимущественно связана с продуктами размыва Урцского палеозойского поднятия.

Климат описываемой территории в среднем эоцене, вероятно, в основном был теплым, умеренно влажным.

Поздний эоцен. В позднеэоценовое время темпы погружения Севано-Ширакского прогиба ослабевают. Отдельные его участки покрываются неглубоким морем. Несогласное залегание верхнего эоцена на подстилающих отложениях среднего эоцена и наличие в нижней части верхнеэоценового разреза мощных слоев конгломератов свидетельствуют о трансгрессивном характере верхнеэоценового моря.

Колебательные движения в позднеэоценовое время были резко дифференцированными. Расположенные вдоль гребневой полосы Памбакского и Базумского хребтов участки испытывают довольно интенсивное прогибание, другие—остаются островами или же испытывают некоторое поднятие. Эти островные поднятия и отмели были расположены вдоль осевой линии Севано-Ширакской интрагеосинклинали. Таким образом, в верхнеэоценовое время в мульдовой полосе интрагеосинклинали намечается зона продольных поднятий. К северу и югу от этой зоны располагались прогибы, вытянутые в близширотном направлении. Позднеэоценовое море представляло собой не единый бассейн, а несколько сообщающихся водоемов. Эти бассейны располагались, как было отмечено, в основном в мульдовых частях (водораздельные области Памбакского, Ширакского, Арегунийского, Базумского хребтов).

Основными источниками питания обломочным материалом были крупные острова. Об этом свидетельствует, в частности, наличие в верхнеэоценовых разрезах мощных слоев грубообломочных пород. Морское осадконакопление имело место лишь в начале позднеэоценового времени и на отдельных участках (бассейн рр. Блдан, Гетик, Дзорагет, район сел. Тохлуджа и южные склоны Сомхетского хребта). В этих бассейнах накапливаются песчаники, известняки и глины, а затем кон-

гломераты и туфогенные породы. Характер этих отложений и наличие в них фауны нуммулитов и моллюсков свидетельствуют о теплом климате, нормальной солености и мелководности бассейна. В других районах накапливались в основном эффузивные и эффузивно-обломочные отложения.

Неравномерно дифференцированное погружение области сопровождалось возникновением разломов, по которым происходили мощные излияния лав (базальтов, липаритов и щелочных эффузивов), а также выбросы пирокластического материала.

В отличие от среднего эоцена в позднем эоцене значительную роль играет наземная вулканическая деятельность. В целом вулканическая деятельность в верхнем эоцене была выражена гораздо слабее, чем в среднем эоцене.

В конце позднеэоценового времени погружение области приостановилось. Грубые терригенные осадки и продукты вулканизма постепенно заполняют существующие водоемы, причем вулканическая деятельность продолжается с прежней интенсивностью: верхняя часть верхнеэоценового разреза сложена преимущественно лавами различного состава и их пирокластами.

В конце позднего эоцена и в начале олигоцена, в связи с мощными тектоническими движениями (пиренейская орофаза), Севано-Ширакская интрагеосинклиналь претерпевает интенсивное воздымание и превращается в область размыва. Поднятие области сопровождалось энергичным складкообразованием и внедрением щелочных интрузий. К этому времени относится образование крупного Тежсарского массива щелочных пород и ряда более мелких интрузивов (Бундукский и др.). В конце позднего эоцена Севано-Ширакский синклинорий вступает в континентальный режим развития.

В пределах Еревано-Ордубадской интрагеосинклинальной зоны, в отличие от Севано-Ширакской, в структурном плане основных геотектонических единиц существенных изменений не произошло. В бассейнах рек Раздан, Азат и Веди продолжалось дальнейшее прогибание среднеэоценового трога и накопление мощных (до 1000 *м*) флишевых мелко-среднеритмичных карбонатно-терригенных отложений. Переход от среднего эоцена к верхнему здесь постепенный и фаунистически четко не фиксируется.

Зона максимальных мощностей верхнего эоцена в этом районе проходит с юго-запада на восток, юго-восток и, круто огибаясь, протягивается на юг (скв. у с. Мхчян). Зона нулевых и резко сокращенных мощностей отмечается в районе Айнтап-Эчмиадзинского поднятия.

Сравнительно небольшие (до 350 *м*) мощности верхнего эоцена констатируются также в бассейне р. Шагап, на северном борту Урцского хребта и в районе сс. Элпин, Ринд. Здесь отложения верхнего эоцена содержат больше карбонатного материала: в разрезе часто встречаются слои с нуммулитовыми известняками, а глины фациально переходят в мергели; осадконакопление происходило в более мелководных условиях.

В бассейне р. Арпа в позднеэоценовое время наблюдается частичное поднятие области. Среднеэоценовая умеренно глубоководная троговая зона становится мелководной; в ней накапливаются в основном карбонатно-терригенные отложения.

По сравнению с верхнеэоценовыми разрезами бассейнов рек Азат и Раздан содержание карбонатных пород в бассейне р. Арпа заметно увеличивается.

В конце позднего эоцена в центральном и восточном Айоцдзоре

морской бассейн становится существенно мелководным. Часто встречаются конгломераты—мелко- и среднегалечные, а также биогермные и рифовые известняки.

В восточном Айоцдзоре продолжается вулканизм и формирование мощных осадочно-вулканогенных образований. Вероятно, в позднем эоцене происходило внедрение многочисленных интрузивных тел (Джермукская, Кечутская, Гюмушханская, Чайкендская, Каялу-Каярчинская, Газминская и Агаракадзорская группы).

Кроме умеренно глубоководной троговой зоны, дугообразно протягивающейся по линии сс. Аштарак—Шорахбюр—Барцрашен, остальные части морского бассейна имели преимущественно мелководный характер.

В отложениях верхнего эоцена можно выделить следующие характерные ассоциации минералов: 1) кварц-гидроокислы железа-гематит-карбонаты; 2) биотит-обыкновенная роговая обманка; 3) гранаты-циркон-эпидот; 4) авгит-диопсид.

Первая ассоциация в основном связана с Урцским палеозойским массивом.

Вторая ассоциация преимущественно связана с Айнтап-Эчмиадзинским, Арзакан-Апаранским массивами, а также с горными сооружениями Севано-Ширакской зоны (последние преимущественно состоят из осадочно-вулканогенных пород среднего эоцена) и Зангезурским поднятием.

Третья ассоциация минералов связана с Арзакан-Апаранским, Айнтап-Эчмиадзинским и Урцским поднятиями.

Четвертая ассоциация (имеет подчиненное значение) в основном поступала с Присеванской зоны и с Зангезурского поднятия.

В позднем эоцене, особенно в конце этого времени, происходит заметное увеличение площади областей размыва.

Климат на суше был теплым, переменновлажным, с тенденцией к аридизации. По данным Я. Б. Лейе, на суше преобладали субтропические и тропические растения, а также различные хвойные. В растительном покрове роль ксерофильных ассоциаций возрастает.

В верхнеэоценовом морском бассейне осадконакопление происходило в восстановительных геохимических условиях.

Олигоцен

На границе позднего эоцена и олигоцена произошли мощные складкообразовательные движения (пиренейская фаза складчатости), вследствие чего значительно изменился план расположения седиментационных и денудационных зон (рис. 165).

В Еревано-Айоцдзорской зоне отмечается частичное сокращение морского бассейна. На юге заметно увеличились площади Айнтап-Эчмиадзинского и Урцского поднятий, которые разделялись резко сузившимся Мхчянским проливом. К Арзакан-Апаранскому массиву присоединились обширные участки на востоке (Памбакский эоценовый прогиб) и на западе. Вопрос о связи этой суши (на юге) с Айнтап-Эчмиадзинским поднятием остается неясным. Отложения раннего-среднего олигоцена (шорахбюрская свита и ее аналоги) имеют преимущественно терригенный состав (песчаники разнозернистые, известковистые, алевролиты, глины). В верхней части разреза нижнего-среднего олигоцена редко встречаются прослои органогенных известняков, а у села Шорахбюр наблюдаются также мелкие биогермные (рифовые) обра-

зования. В Айоцдзоре указанные терригенные отложения, по мнению многих исследователей, фациально переходят в вулканогенные.

Анализ мощностей отложений нижнего и среднего олигоцена указывает на наличие в морском бассейне нескольких зон максимальных мощностей.

Первая из них, где наблюдается наиболее полный (725—813 *м*) непрерывный разрез шорахбюрской свиты (нижний-средний олигоцен), находится в районе сс. Ацаван—Шорахбюр.

К северу от указанного района наблюдается резкое уменьшение и выклинивание отложений нижнего—среднего олигоцена.

Вторая зона отмечается в районе с. Шагап, где неполная мощность нижнего—среднего олигоцена составляет около 580 *м*. К западу и к востоку от указанного района мощности отложений нижнего—среднего олигоцена заметно уменьшаются и в Айоцдзоре сменяются вулканогенными образованиями.

Есть основание полагать, что Октемберянский бассейн был связан с Шорахбюрским. Существенным отличием является сравнительно опресненный характер Октемберянского бассейна, на что указывают, в частности, фаунистический комплекс, пониженная карбонатность, отсутствие рифовых образований и сингенетического палыгорскита, присутствие каолинита, меньшее количество аутигенного целестина и гипса в осадках.

Октемберянский бассейн, по-видимому, на востоке и на северо-востоке был несколько изолирован от Шорахбюрского зоной сокращенных мощностей и мелкими островными поднятиями—Айнтап-Эчмиадзинским и другими.

Именно здесь и следует ожидать переходные фации: от нормально морских (шорахбюрских) к опресненным дельтовым (октемберянским). Опресненность Октемберянского бассейна, очевидно, была обусловлена разбавлением его пресными речными водами. По-видимому, он питался наиболее полноводными речными артериями со стороны Карсского плато Армянского Пара.

В целом Октемберянский прогиб вырисовывается как зона максимальных мощностей (более 2000 *м*) олигоценовых отложений, однако внутри него выделяются обособленные участки, характеризующиеся различными мощностями отложений, своеобразием состава осадков и их карбонатности. Так, в прибрежной полосе восточной части прогиба накапливались в основном песчано-илистые осадки, а на западе—высококарбонатные глинистые отложения; в центральной части очерчивается площадь с весьма низкой карбонатностью осадков. Собственно вулканогенные породы в разрезе октемберянской толщи не установлены, однако примесь пеплового материала присутствует. Компонентный состав органического вещества в отложениях Октемберянского прогиба и аутигенные минералы свидетельствуют о восстановительной и слабо щелочной среде осадконакопления. Ассоциации обломков пород, терригенных минералов позволяют считать, что питающие провинции были сложены метаморфическими сланцами, ультраосновными и основными породами верхнего мела-эоцена, а также интрузивными породами палеогена, возможно юры (?).

В Октемберянском прогибе песчано-алевритово-глинистые серо-цветные породы октемберянской толщи залегают в основном несогласно на пестроцветные молассоидные отложения верхнего эоцена (?).

В остальных зонах максимальных мощностей переход от верхнеэоценовых флишево-флишоидных отложений к отложениям нижнего и

среднего олигоцена постепенный, и эти переходные слои также имеют флишоидный характер.

В нижней части разреза нижнего и среднего олигоцена преобладают песчаники и алевролиты, а в верхней—глины. Можно предположить, что в раннем олигоцене происходило некоторое воздымание областей сноса обломочного материала и расчленение рельефа суши.

Во второй половине ранне-среднеолигоценового времени рельеф суши заметно пенепленизируется, становится пологим и в поступающем терригенном материале преобладают тонкие частицы. В конце среднего олигоцена происходит заметное обмеление морского бассейна и местами (район с. Шорахбюр) образуются мелкие банки биогермных (рифовых) известняков.

В Айоцдзоре и Сюнике продолжаются вулканические процессы и образуются значительные по мощности вулканогенные толщи.

С севера и северо-запада на юг, юго-восток наблюдается увеличение содержания карбонатного материала в осадках нижнего—среднего олигоцена приереванского района.

В раннем—среднем олигоцене терригенный материал в основном поступал с севера и северо-запада, Апаран-Арзакан-Памбакской суши (обломки эффузивов, полевые шпаты, биотит, амфиболы, гранаты, рутил, циркон и, частично, авгит, диопсид) и с юга—среднеараксинской зоны поднятия (обломки известняков, кварцитов, песчаников и алевролитов).

Роль Айнтап-Эчмиадзинского поднятия, как источника сноса обломочного материала, была незначительной.

Пирокластический материал поступал с Айоцдзора и Сюника.

Комплекс фауны (нуммулиты, кораллы, крупные толстостенные и богато скульптурированные пелециподы, гастроподы и другие стеногалинные формы) показывают, что ранне-среднеолигоценовое море в значительной части изученного района было теплым, мелководным (особенно в конце среднего олигоцена), имел нормальную соленость, гидродинамический и газовый режим.

По данным Я. Б. Лейе, комплекс спор и пыльцы Шорахбюрской свиты указывает на преобладание в растительном покрове ксерофильных форм, что свидетельствует о более сухом и жарком, по сравнению с эоценом, субтропическом климате.

Ассоциации аутигенных минералов, а также состав органического вещества в отложениях нижнего—среднего олигоцена свидетельствуют о восстановительной и слабо щелочной среде осадконакопления.

В. В. Пайразян отмечает, что содержание органического углерода снизу вверх по разрезу свиты уменьшается, причем в нижней части в среднем составляет 1,15%, а в контакте с пестроцветной свитой—0,42%.

Конец верхнего эоцена и начало олигоцена можно считать переломным моментом в истории геологического развития Севано-Ширакского синклинория. Как уже указывалось, в конце эоцена и в начале олигоцена как в центральной части Малого Кавказа в целом, так и в Севано-Ширакской зоне происходили интенсивные тектонические движения, которые преобразовали депрессионные структуры в область поднятия и денудации. Таким образом, в начале олигоцена происходили существенные изменения физико-географических условий области. Поэтому различия между олигоценом и эоценом выражены наиболее отчетливо в фациях и мощностях отложений. Если в эоцене накапливались вулканогенные и, частично, нормально морские образования, то в олигоцене формируются исключительно пресноводно-озерные песчано-глинистые угле-сланценосные отложения сравнительно небольшой мощности.

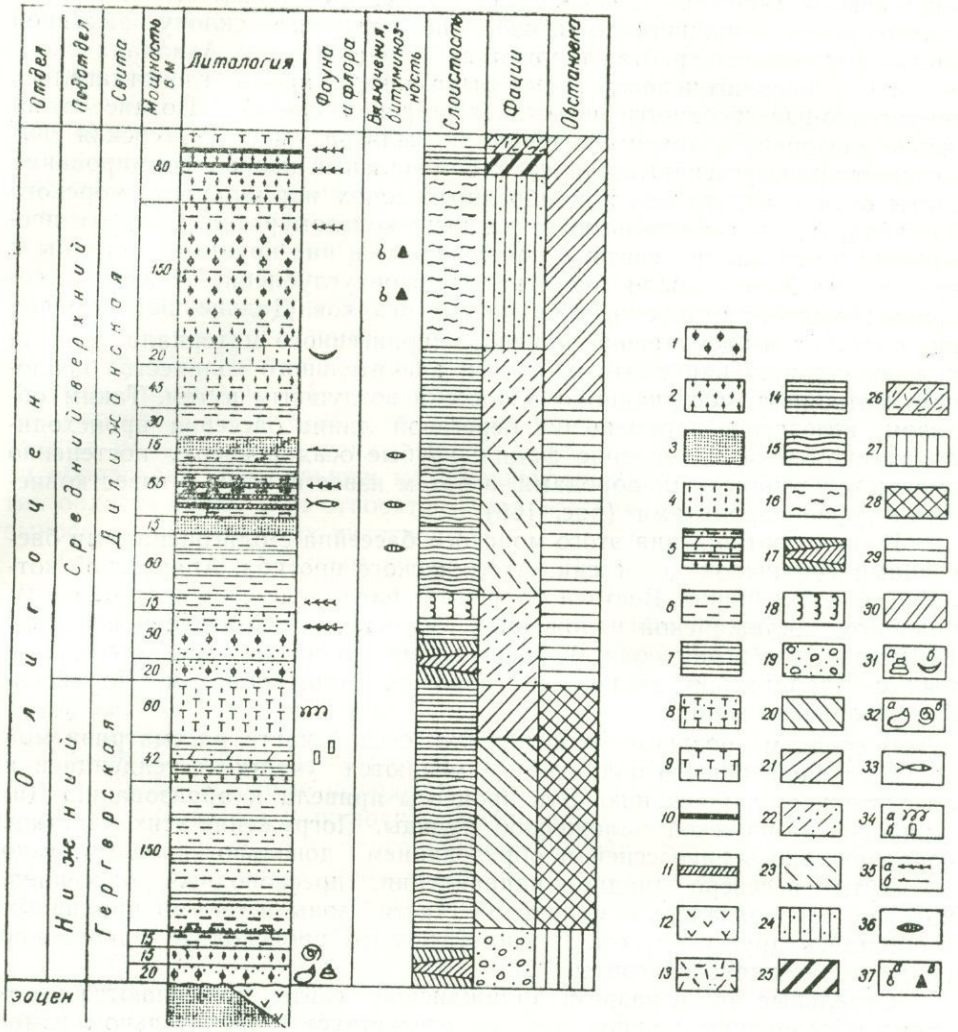


Рис. 166. Сводная литогенетическая колонка олигоценовых отложений Севано-Ширакского синклинория. Условные обозначения: *Литология:* 1. Конгломераты мелко- и среднегалечные. 2. Песчаники разнозернистые. 3. Песчаники мелко- и среднезернистые. 4. Песчаники мелко- и среднезернистые известковистые. 5. Чередование глин, мергелей и мелко- и среднезернистых песчаников. 6. Глины. 7. Глинистые сланцы. 8. Туфоалевролиты известковистые. 9. Туфы и туфопесчаники. 10. Бурые угли. 11. Горючие сланцы. 12. Андезиты и их пирокласты. 13. Туфы, туфобрекчии, туффиты. *Слоистость.* 14. Горизонтальная равномерная, тонкая. 15. Пологоволнистая, параллельная, тонкая. 16. Линзовидно-горизонтальная, толстая, местами косая. 17. Косая. 18. Комковатая текстура. *Фации:* 19. Прибрежно-морская гравийно-песчаная. 20. Мелководно-морская глинисто-алевритовая. 21. Мелководно-морская карбонатно-пирокластическая. 22. Озерная песчано-глинистая. 23. Озерная глинистая битуминозная (сапропелевая). 24. Озерно-пролювиальная. 25. Болотная. 26. Наземно-пирокластическая. *Обстановка.* 27. Прибрежная равнина, сменившаяся прибрежным мелководьем. 28. Зона прибрежного мелководья, преимущественно с глинисто-карбонатным осадконакоплением. 29. Пресноводный межгорный озерный бассейн с четко выраженной фациальной зональностью. 30. Межгорная озернопролювиальная котловина, торфя-

Только в северо-западной части зоны в раннем олигоцене восстанавливаются морские условия. Судя по изолированным выходам морских отложений нижнего олигоцена по северному склону западной части Базумского хребта, территория Лорийского и Ахалкалакского плато в раннеолигоценовое время была занята морем, где отлагались терригенно-известковистые осадки (гергерская свита). Позднее отложение олигоцена в значительной части были размыты. Гергерская свита имеет трансгрессивный характер. В начальный период формирования свиты осадки отлагались в прибрежных зонах нормального морского бассейна, о чем свидетельствует наличие конгломератов и грубых песчаников в основании свиты и заключенные в них крупные устрицы и нуммулиты. Затем имело место постепенное углубление бассейна, сопровождавшееся отложением глинистых осадков. Дальнейшее углубление бассейна и прекращение привноса терригенного материала привели к преобладанию карбонатных илов и значительного количества пеплового материала, поступавшего в бассейн воздушным путем. Таким образом, вследствие перемещения береговой линии бассейна происходило закономерное изменение фаций: грубые осадки кверху постепенно сменяются глинистыми породами, а затем известняками и известковистыми туфоалевролитами (рис. 166).

Вопрос соотношения этого морского бассейна с олигоценовыми бассейнами Куринской депрессии, Ахалцихского прогиба, Араратской котловины, синклинория Восточного Понта, равно как и с пресноводным водоемом Дилижанской наложенной мульды, остается еще неясным. Возможно, что в раннеолигоценовое время Лорийский прогиб соединен был с Ахалцихской депрессией, образуя, таким образом, Лорийско-Ахалкалакский залив.

В среднем—позднем олигоцене, в осевой части рассматриваемой зоны, на фоне общего поднятия намечаются участки с тенденцией к относительному опусканию. Эти процессы привели к образованию Дилижанско-Амасийской наложенной мульды. Погружение этих участков сопровождалось ингрессией и образованием довольно крупных, узко вытянутых в северо-западном направлении, пресноводных бассейнов, которые располагались в мульдовой части зоны и узкими проливами сообщались друг с другом. В этих бассейнах происходило накопление осадков дилижанской свиты.

Отдельные части разреза дилижанской свиты различаются условиями образования осадков, что свидетельствует о значительном изменении физико-географической обстановки в период формирования свиты. Накопление осадков нижней части свиты происходило в пресноводно-озерном бассейне. Представлены они песчаниками, глинами, глинистыми и битуминозными сланцами.

Озерные глины, глинистые и битуминозные сланцы накапливались в более глубоких частях достаточно устойчивого и глубокого озера, на дне которого длительное время могли сохраняться восстановительные условия, способствующие образованию отложений, чрезвычайно богатых органическими остатками (сапропелевые илы) и битумом. Окружающая этот водоем суша характеризовалась наличием обширных за-

ники. *Фауна, флора, включения.* 31,а—морские гастроподы, б—пресноводные гастроподы. 32,а—Пелециподы (морские), б—нуммулиты. 33. Рыбы пресноводные. 34,а—ходы червей, б—норки роющих. 35. Наземные растительные остатки хорошей сохранности, б—то же—плохой сохранности. 36. Конкреции карбонатного состава. 37,а—слабые выделения горючего газа, б—слабая пропитанность нефтью.

(Составил О. А. Саркисян).

болоченных участков с лесами из болотного кипариса, свидетельствующими о влажном, близком к субтропическому, климате.

В завершающую стадию образования дилижанской свиты имела место активизация тектонических движений и интенсивное поднятие района. Эти движения сопровождались вспышками вулканической деятельности. Площадь седиментации резко сокращается. Участками накапливаются молассы. Рельеф области сноса приобретает среднегорный расчлененный характер. Широкое развитие получают грубые аллювиально-пролювиальные угленосные отложения. Происходит похолодание климата. В составе флористического комплекса основную роль играют элементы листопадной флоры.

Отложения верхней части свиты представлены конгломератами, песчаниками, алевролитами, глинами, мелкообломочными туфами, туфопесчаниками с прослоями бурого угля и обильными остатками ископаемой флоры. Песчаники и конгломераты, входящие в состав моласс, местами пропитаны нефтяными битумами. В отличие от собственно моласс, которые характерны для краевых и межгорных прогибов, описываемые молассы (молассоиды—по терминологии Н. Б. Вассоевича) были образованы в небольших наложенных мульдах при быстром поднятии области сноса. Они относятся к отложениям речных долин, конусов выноса и заболоченных участков.

Остается еще неясным соотношение Дилижано-Амасийского пресноводного бассейна с Майкопским морским бассейном Куринской депрессии. Возможно, что через небольшой узкий пролив они сообщались; такая связь указанных бассейнов могла осуществляться только через Иджеванский поперечный прогиб, формирование которого отмечается еще с альбского времени.

Источниками сноса обломочного материала служили Памбакский и Базумский хребты. Здесь разрушению подвергались вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы эоцена, известняки верхнего мела, а также гранитоидные и щелочные интрузивные массивы.

Осадконакопление в олигоценовом бассейне происходило при периодических опусканиях, происходивших на фоне общего поднятия синклинория. При такой трактовке характера колебательных движений хорошо объясняется ритмичное строение угле-сланценосных отложений.

Резкое сокращение мощностей олигоцен-нижнемиоценового разреза в западной части синклинория обусловлено, по-видимому, в значительной степени размывом в последующее, более позднее время и в некоторой степени условиями седиментации, характеризующимися медленными нисходящими движениями по сравнению с бассейном верховьев р. Агстев.

В конце олигоцена, после заполнения бассейна терригенным материалом, устанавливается болотный режим, с началом которого связано накопление растительного материала и образование пластов углей и углистых сланцев.

НЕОГЕН

Миоцен

Ранний миоцен. В конце верхнего олигоцена и в начале нижнего миоцена вся территория Малого Кавказа испытывает интенсивное поднятие и орогенез. Значительно расширяются области сноса (рис. 167). На севере замыкается Лорийский прогиб и образуется единое Гукасян-Бердское поднятие. Сужается Амасийско-Дилижанская лагунно-конти-

нентальная седиментационная зона. К югу от указанной зоны возникает крупное Маралик-Цахкуняцское поднятие. В Варденис-Горисской зоне продолжается накопление вулканогенных образований преимущественно наземного характера (рис. 168).

В Восточно-Горисской подзоне сохраняется морской режим. На юго-востоке море отступает из Веди-Ехегнадзорской зоны и Урцское поднятие объединяется с Зангезурским. Между Маралик-Памбак-Цакуняцским (на севере), Урц-Зангезурским (на востоке) поднятиями и поднятием Армянского Пара (на юге) образуется обширный лагунно-континентальный седиментационный бассейн, где отлагались мощные красноцветные отложения. Зона максимальных мощностей (600—800 *м*) молассоидных накоплений была развита на месте поднятий палеогена (Айнтап-Эчмиадзинского, Ани-Маркаринского и др.).

Бассейн, в котором отлагались отложения красноцветной формации, представлял собой полуопресненный водоем. В осадках сохранились редкие экземпляры фораминифер. Наддонная вода отличалась наименьшей концентрацией солей. В осадках господствовал окислительный и слабо щелочный режим.

По составу кластических минералов и обломков пород устанавливается, что размыву подвергались преимущественно эффузивные породы основного и среднего составов, в меньшей степени—метаморфические, интрузивные и осадочные породы. В сферу областей сноса вовлекались также продукты синхронного осадконакоплению вулканизма; воздушным путем в бассейн поступало довольно большое количество пирокластического материала. Центры вулканизма располагались на востоке в пределах Варденис-Горисской зоны, а также в Вайке.

В Амасия-Дилижанской седиментационной зоне отлагались пресноводно-озерные и пролювиальные отложения с примесью пирокластики и растительного детрита (прослои углей). Богатая субтропическая флора, присутствующая в этих отложениях, свидетельствует о теплом субтропическом климате, а наличие в них битумов и пирита—о восстановительной среде осадконакопления.

Средний миоцен. В среднем миоцене происходит дальнейшее сокращение области седиментации и соответственно наращивание суши. Северо-западная, западная и южная области превращаются в единую континентальную сушу. Южная береговая линия морского бассейна Куринской депрессии проходила по северным склонам Гукасян-Бердского поднятия.

В пределах Арагац-Гегамской седиментационной зоны образуется ряд внутренних мелких прогибов, разделенных внутренними же (погребенными) поднятиями, на месте которых постепенно формируются солеродные бассейны (Октемберянский, Ереванский, Арташатский и другие). В частности, Ереванский и Октемберянский прогибы разделялись внутренним Айнтап-Эчмиадзинским погребенным поднятием. Солеродный бассейн был ограничен на севере Памбак-Цахкуняцским поднятием, на северо-востоке—Варденис-Горисской вулканогенной седиментационной зоной, а на юго-востоке и юго-западе—Веди-Зангезурским поднятием и хребтом Армянский Пар. Наибольшие мощности отмечаются в Ереванском и Ранчпарском прогибах. В последнем максимальная амплитуда погружения достигла 1200 *м*. В некоторых участках бассейна зоны максимальных мощностей нижнемиоценовых и среднемиоценовых отложений совпадают, в целом же зонам максимальных мощностей нижнемиоценовых отложений, как правило, соответствуют зоны сокращенных мощностей отложений среднего миоцена.

В прибрежной полосе бассейна (шириною около 10 *км*), протяги-

вающейся вдоль береговой линии, накапливались терригенные осадки (главным образом илистые), мощностью до 100 *м*. В следующей, внутренней полосе осаждались как терригенные, так и хемогенные осадки (глинистые, известковистые, гипс). В центральных же областях бассейна осаждались главным образом хемогенные образования (каменная соль, гипс) с примесью терригенного материала. В связи с этим нужно отметить, что хемогенные образования, за редким исключением (Айнтап-Эчмиадзинский, Спандарянский и другие мелкие погребенные поднятия), встречаются в тех разрезах, где мощность отложений среднего миоцена превышает 250 *м* (рис. 169).

Хотя узкий среднемиоценовый бассейн обрамлялся обширной сушей, вследствие аридных климатических условий и сглаженности рельефа, в область седиментации заносился лишь тонкообломочный материал. Между открытым морем и лагунным бассейном существовали Ервандашатский и Мхчянский барьеры.

В периоды, когда связь бассейна с морем прекращалась, подавляющее значение приобретало хемогенное минералообразование. При этом концентрация легкорастворимых солей в акватории бассейна отличалась неравномерностью; наибольшей концентрацией характеризовалась наддонная вода в Ереванском прогибе, где в составе каменной соли и глин встречаются первичные прослойки калийных солей.

Соотношение аутигенных форм железа, а также наличие в глинах значительного количества седиментационного палыгорскита, свидетельствуют о восстановительной и щелочной обстановке среды осадконакопления. Породы соленосно-гипсоносной толщи характеризуются меньшим содержанием терригенных минералов, однако по составу они не отличаются от нижнемиоценовых. Таким образом, петрографические провинции в течение нижнего и среднего миоцена, т. е. в период образования красноцветной и гипсоносно-соленосной толщ, существенно не менялись.

Поздний миоцен. В позднемиоценовое время прогибанием была охвачена более обширная территория юга Малого Кавказа: лагуны среднего миоцена превращаются в открытое море (рис. 170). Местами море ингредирует в речные долины среднемиоценовой суши, местами отчетливо трансгредирует на прежние поднятия.

В пределах унаследованных прогибов отмечается довольно близкое сходство в плане распределения максимальных мощностей раздан-ской толщи с подстилающими ее миоценовыми отложениями, а также их согласное залегание. На периферии же этих прогибов (с. Маралик, г. Ленинакан на западе, гг. Веди, Сисиан, Горис—на востоке и юго-востоке) отложения верхнего миоцена залегают трансгрессивно на образования различного возраста—вплоть до палеозоя.

Таким образом, в позднем миоцене существенно увеличивается общая площадь морского осадконакопления.

Хотя позднемиоценовый опресненный бассейн (пресноводные гастроподы, пелециподы) имел сравнительно хорошую связь с морем, вместе с тем он был полузамкнутым, о чем свидетельствуют наличие местных эндемичных форм среди однообразной в целом мактровой фауны, а также высокая карбонатность пород и маломощные пропластки первичного гипса. Состав фауны свидетельствует также о мелководном характере этого бассейна.

В Октемберянском прогибе зона максимальных мощностей наблюдается у с. Лукашин, а на юго-востоке у г. Арташат. Другая зона максимального прогибания располагалась в северо-восточной части Приереванского прогиба и охватывала Элар-Фонтанский участок.

Максимальная амплитуда погружения в пределах унаследованных прогибов достигала 1100—1200 *м*. В Арташатском, Арагацском, Артенийском и Камо-Ереванском прогибах мощность верхнемиоценовых отложений достигает более 800 *м*.

Намечается несколько внутренних поднятий, расчленявших позднемиоценовый бассейн на более мелкие подзоны седиментации. В пределах таких поднятий, в частности Эчмиадзинского, Айнтапского, Анийского и Маркаринского, мощность отложений верхнего миоцена составляет около 400—600 *м*. Основным и, очевидно, самым крупным является Айнтап-Эчмиадзинское поднятие; северо-западнее его располагалось Спандарян-Аштаракское поднятие, которое отделяется от первого мелким прогибом северо-восточного простирания. Кроме указанных, существовали и другие, более мелкие, внутренние поднятия как в пределах Ереванского, так и Октемберянского прогибов.

В прибрежных частях Ереванского и Октемберянского прогибов, а также в зонах сокращенных мощностей, окаймлявших внутренние поднятия в пределах указанных прогибов, накапливались преимущественно песчаные отложения (мощностью до 400 *м*). В зонах максимальных мощностей, наоборот, отлагались в основном глинистые и известковистые осадки с подчиненным значением более грубого терригенного материала. Интересно отметить, что в зоне, расположенной к западу от Айнтап-Эчмиадзинского поднятия, накапливались глинистые осадки с гипсом и незначительным количеством песчаного материала. Очевидно, здесь существовали более замкнутые условия, вследствие чего морская вода отличалась повышенной концентрацией солей.

Особенности распределения органического вещества и аутигенных форм железа в отложениях верхнего миоцена Ереванского и Октемберянского прогибов, наличие оолитовых известняков, хемогенного палыгорскита и другие факты указывают на щелочную и восстановительную обстановку седиментации. Повышенное содержание органического вещества в глинистых и алевритовых осадках объясняется главным образом привносом органики с суши.

В минеральном составе пород, по сравнению с среднемиоценовыми, резко возрастает содержание авгита, обыкновенной роговой обманки, пикотита, глаукофана, эпидота, цоизита. Это объясняется, очевидно, тем, что в результате ингрессии моря обломочный материал поступал в верхнемиоценовый бассейн непосредственно с окаймляющих его поднятий (Цахкуняцского и других), сложенных различными вулканогенными и метаморфическими породами; в среднемиоценовый же бассейн сносился в основном тонкообломочный материал.

Восточнее этого бассейна формировались наземные вулканогенные и вулканогенно-осадочные отложения. Вулканогенные породы миоплиоценового возраста широко развиты в бассейне озера Севан, на Варденисском, Гегамском и других нагорьях.

ПЛИОЦЕН—ПЛЕЙСТОЦЕН

В нижнем плиоцене Малый Кавказ претерпевает интенсивное поднятие, море регредирует. Дальнейшее дробление земной коры сопровождается активизацией вулканизма. В пределах приподнятых блоков Центральной складчатой зоны накапливается вулканогенная формация (вохчабердская толща).

Активная вулканическая деятельность в период накопления формаций протекала и в мелководной, вероятно, лагунно-озерной среде. В область седиментации поступало огромное количество разнообразного по составу и структуре пирокластического обломочного материала, что

привело к накоплению вулканических брекчий, агломератов, туфов, туфопесчаников. Грубые брекчии и агломераты осаждались вблизи действующего вулканического очага, а более мобильный мелкий пирокластический материал смешивался участками с осадочным. Наиболее тонкообломочные пеплы в результате гальмиролитического разложения превращались в бентонитовые глины. Эксплозивная деятельность временами сменяется эффузиями. Формируются разнообразные по составу и структуре потоки и покровы лав, интрузивные, дайкообразные и лакколитообразные тела, по-видимому, одновозрастные излиянию лав. Лавы встречаются на различных горизонтах формации.

Вулканическая деятельность продолжается и в среднем и верхнем плиоцене и сосредотачивается вдоль шовных зон приподнятых и опущенных блоков земной коры, которые испытывают эпейрогенические движения на фоне общего вздымания региона. Продукты вулканизма в основном представлены лавовыми покровами (долериты, андезитобазальты), осадочные отложения—озерными, аллювиально-делювиально-пролювиальными осадками. За этот период происходит последняя регрессия моря, и территория Армении полностью переходит в континентальную стадию развития.

Плейстоценовое время характеризуется возобновлением вулканической деятельности и резким изменением всей палеогеографической обстановки области, протекающей на фоне континентального развития.

Как уже отмечалось, литологически изучены отложения лишь Ширакской, Араратской и Севанской котловин.

Среди них наиболее детально изучены отложения плейстоцена Ширакской котловины.

В развитии этой котловины выделяются три стадии. Первая стадия отвечает интенсивным тектоническим движением раннего плейстоцена (анийское время), когда началось погружение центральной части Ширакской котловины. Ее северная и южная части испытали вздымание. На юге, в районе массива Арагац, поднятие сопровождалось сильной вулканической деятельностью. Пирокластические продукты извержений осаждались в речной долине, запрудив ее и образовав неглубокое озеро на месте Ширакской равнины.

В дальнейшем запруда периодически пропиливалась и воды сбрасывались в Араратское озеро. Росту запруды, вероятно, способствовали и тектонические движения положительного знака, происходящие в то время на юге Ширакской котловины. В южной прибрежной части озера откладывались вулкано-осадочные породы, тогда как в центральной и северной частях—осадочные отложения. Накопление последних порой прерывалось излияниями лавовых потоков. Образовавшиеся в результате такого взаимодействия речных и озерных вод вулкано-осадочные и осадочные отложения трудно разграничить по генезису, поэтому их приходится относить к смешанной озерно-аллювиальной парагенетической подгруппе.

Пестрый литологический состав отложений первоначальной стадии развития древнего Ширакского озера является результатом колебаний его уровня и береговой линии в связи с частым ростом и пропилом запруды. Однако, по-видимому, периоды пропила были значительно менее длительными.

Седиментация происходила в результате постоянного вноса течениями грубообломочного материала. Такая картина седиментации свидетельствует о режиме водоема с движением водных масс (озерно-речной водоем).

Анализ разнообразной диатомовой флоры отложений нижнего озер-

но-аллювиального комплекса (Я. Б. Лейе, 1957) позволяет предполагать, что первоначальная стадия развития древнего Ширакского озера протекала в обстановке небольших глубин с развитой литоралью (рис. 171). Здесь преобладали типично донные и литоральные формы диатомей.

Состав спор и пыльцы отложений нижнего озерно-аллювиального комплекса позволяет предположить наличие двух последовательных фаз развития растительных формаций в данной области: 1) лесная и степная, 2) степная, с постепенным переходом от относительно прохладных и влажных климатических условий к теплому и влажному климату, возможно, типа увлажняющихся саванн.

Вторая стадия развития котловины характеризуется установлением спокойного озерного режима в условиях относительной тектонической стабилизации региона. Преобладает терригенное осадконакопление. Областями сноса являются преимущественно вулканические и вулканотерригенные более древние продукты обрамлявших котловину поднятий. Особенно показательно широкое развитие алевритово-глинистых отложений.

Характерной чертой глинистых пород значительной части разреза озерных отложений является их тонкая отмученность и тонкая горизонтальная слоистость, обусловленная сезонными изменениями привноса в водоем обломочных частиц и периодичностью развития планктона, что свидетельствует о длительности их накопления в условиях спокойного режима водоема.

Анализ диатомовой флоры озерного комплекса отложений (Заикина, Саядян, Соколова, 1969) позволяет предполагать, что при существовании устойчивого озерного режима древнего Ширакского водоема преобладали типично планктонные формы диатомей.

Известно, что в вулканических областях обилию диатомей в озерах способствует богатство питательных веществ (фосфаты, железо, нитраты) и кремнезема для построения панциря. А. П. Жузе (1966) отмечает, что практически единственными породообразующими организмами диатомовых глин древнего Ширакского озера являются такие планктонные виды, как Stephanodiscus niagarae, St. astraea, Cyclotella temperei и другие виды Cyclotella.

Состав пыльцы и спор озерного комплекса отложений позволяет выделить три последовательные фазы развития растительных формаций в рассматриваемой области, соответствующие трехкратным колебаниям климата: степная, лесная, степная (Саядян, 1969). Вначале, в период развития степной фазы, климат области был теплым и влажным, возможно, типа периодически увлажняющихся саванн. Преобладающими компонентами степной растительности были лебедовые и разнотравье. Период развития лесной фазы свидетельствует о наступившем похолодании и повышении влажности. В начале фазы преобладали березовые и широколиственные (преимущественно дубово-вязовые) леса, затем темнохвойные (ель, пихта, тсуга) и хвойно-широколиственные леса. Под пологом леса произрастали представители разнотравной растительности. Заметно увеличилась роль папоротниковых и появились сфагновые мхи.

В период развития следующей, степной фазы существовал сухостепной ландшафт, где основными компонентами растительности являлись лебедовые и разнотравье, а высшие споровые были представлены зелеными мхами и папоротниками.

Третьему периоду—завершающей стадии развития древнего Ширакского озера—соответствует верхний озерно-аллювиальный комплекс

отложений, согласно и почти горизонтально налегающий на озерный комплекс и слагающий Ширакскую аккумулятивную равнину. Он представлен галечниками и гравелитами, песками и супесями, алевритами и суглинками и глинистыми породами, перекрытыми погребенными почвами, слоем туфа и делювиально-пролювиальных отложений. Мощность верхнего озерно-аллювиального комплекса едва достигает 35 *м*.

Осадки этого комплекса отличаются своим смешанным происхождением: наряду с аккумуляцией осадков текучими речными водами видную роль в осадконакоплении играл режим озерных вод. Осадки этого типа распространены и в других межгорных котловинах, особенно широко в Араратской, Сисианской и Памбакской котловинах, где в плейстоцене располагались крупные озера.

Условие возникновения Араратского озера в целом сходно с Ширакским и связано с формированием запруды речной долины. Изучены они в целом недостаточно полно и в данной работе рассматриваться не будут. Приступая к краткой характеристике истории осадконакопления в оз. Севан, нужно отметить, что изученная колонка осадков позволяет восстановить лишь 3—4-тысячелетний ее отрезок. Более древние осадки озера остаются слабо изученными.

В озерной седиментации сложно переплетаются процессы терригенного, хемогенного и биогенного осадконакопления.

Терригенные компоненты осадков слагаются из речных и эоловых наносов и продуктов абразии берегов, в основном в условиях прибрежной области и литорали. Водосборный бассейн озера (площадь 4890 $км^2$) дренируют шесть сравнительно крупных горных рек: Масрик, Гаварагет, Варденис, Аргичи, Дзкнагет, Памбак. На их долю приходится 2/3 всего стока. Кроме того, в озеро впадают многочисленные мелкие речки и ручьи. Подчиняясь особенностям рельефа дна и гидродинамике водоема, обломочный материал перемещается вдоль прибрежья, слагая береговые отмели, косы, пересыпи и др. Прибрежная область (или литораль) охватывает довольно широкую зону озерного дна (береговая отмель) и прилегающую полосу суши (берег). Границей между ними служит средний урез озера. В связи со спуском уровня вод озера он понизился на 18 *м* и тем самым увеличилась площадь прибрежной области на 150 $км^2$, которая, вместе с ранее существующей прибрежной полосой суши, составляет около 200 $км^2$.

В период половодья или селей основная масса речных наносов оседает в предустьевом пространстве, образует дельты, значительно расширяя прибрежную область. В качестве примера можно привести дельты рек, впадающих в Большой Севан с Гегамского и Варденисского нагорий, устья которых расположены в очень пологой береговой отмели.

Терригенно-минералогическим районированием прибрежных и донных отложений озера (Саркисян, 1962) выявлена тесная локальная связь областей сноса и осадконакопления терригенного материала.

В центральной глубоководной части озера гидродинамическая активность значительно понижена, а часто практически не проявляется. Эта область играет роль отстойника взвесей. Взвеси переносятся из прибрежья течениями, а также образуются на месте в результате химической и биологической седиментации. По Б. Д. Зайкову (1960), в озеро в среднем за год поступают: взвешенных наносов—131000, влекомых наносов—13100, эоловых наносов—22000 *т*; с удалением от берега количество осаждаемой эоловой пыли резко уменьшается до полного исчезновения. В прибрежной километровой полосе площадью около 240 $км^2$ при среднем выносе 90 $г/м^2$ общее количество эолового выноса может составить около 22000 *т*. Подсчеты показали, что около 20—

30% осевшей пыли составляют органические остатки (мелкие насекомые и частицы растений). Но главной ее составной частью является мелкообломочный материал, в котором количество частиц размером менее 0,01 *мм* составляет 51%.

Таблица 132

Эоловые наносы (в *г/м*²)

Станция	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	Сумма
г. Севан, пристань	6,29	10,97	21,22	42,44	38,43	23,68	7,38	19,56	169,97
с. Цовак, пристань	4,21	10,01	17,43	34,66	19,98	21,02	34,40	41,64	183,35
с. Цовагюх, в 1 *км* от берега озера	—	161,39	32,22	31,22	47,71	22,14	48,10	5,70	348,46
оз. Севан	0,76	2,49	2,27	1,22	5,54	1,53	3,32	0,36	17,49

Главным продуктом современного хемогенного осадкообразования озера Севан являются карбонаты.

Преобладание химического осаждения $CaCO_3$ над другими видами его осаждения определяется малочисленностью и однообразием органического, особенно животного мира озера. В раннедиагенетических процессах определенное место принадлежит образованию незначительных количеств бактериального карбоната. Хемогенные известковые образования представлены: плотными корковыми наростами, мощностью от нескольких миллиметров до 5—6 *см* и более, на грубообломочном материале прибрежной зоны: оолитами диаметром от 0,1 до 0,2 *мм* желтовато- и зеленовато-серого цвета; кристаллами (крупнокристаллический кальцит), полиморфным карбонатом.

Биогенные компоненты осадков озера представлены минеральными остатками отмерших организмов: створками диатомовых водорослей, раковинами моллюсков, костями рыб, частями скелетов различных животных и органическим веществом. Органическое вещество слагается остатками прибрежноводной растительности, планктонных водорослей и животных, выделениями организмов и гуминовым веществом. Главную роль в процессах биогенного осадконакопления играют планктонные организмы и, в частности, диатомовые водоросли. Максимальное количество диатомовых наблюдается в мелкоалевритовом иле, в меньшем количестве—в крупноалевритовом иле. В песчаных и крупнообломочных грунтах они отсутствуют. С богатым развитием диатомового фитопланктона тесно связано широкое распространение почти во всех типах донных осадков аморфного (аутигенного) кремнезема. Кремневые губки сравнительно с диатомовыми играют ничтожную роль. Количество аморфного кремнезема колеблется от 0,43 до 21,27%, наибольшее его количество обнаружено в мелкоалевритовом иле (диатомовый ил). Остатки прибрежной растительности весьма разнообразны. В устьях рек, укрытых от ветра молодыми лесонасаждениями, в бухтах и заливах полосы сс. Цовинар—Норадуз—гор. Севан, сс. Дара—Бабаджан и др., где воды находятся в относительном покое, наблюдается зарастание озера прибрежными макрофитами и наступающей с берега болотной растительностью. В спокойных от волнения прибрежных заболоченных участках вследствие понижения уровня воды накапливаются илистые отложения. Концентрация органического углерода в донных осадках колеблется от 0,48 до 4,97%: максимальное значение отмечено для мелкоалевритового (4,55%) и крупноалевритового (4,97%) ила, минимальное для кристаллов кальция (0,48%). Основным его источником являются диатомовые водоросли. Мелкоалевритовый и крупно-

алевритовый илы содержат максимальное количество органического углерода, поскольку в нижней части береговой отмели захоронятся наибольшее количество богатых органикой диатомей. С биологическими процессами в озере Севан связано также распределение $CaCO_3$, однако его роль по сравнению с хемогенным накоплением незначительна.

Изучение пирокластических и вулканогенно-осадочных пород донных отложений Севана, как уже отмечалось, позволяет выделить два горизонта осадков—нижний и верхний.

Для пород нижнего горизонта Норадузского разреза характерна низкая отсортированность, хаотическая нагроможденность и грубость материала, что свидетельствует также о его пролювиальном происхождении и интенсивных тектонических движениях, происходивших в областях сноса. В кровле различаются два хорошо выраженных слоя суглинков (погребенных почв?). Верхний горизонт разреза состоит в основном из пирокласто-осадочных пород. Е. Е. Милановский (1953, 1960) указывает, что условия залегания, характер слоистости, окатанность обломков, слагающих породы этого горизонта, дают основание судить о накоплении его в прибрежно-озерной обстановке. Шлаки, венчающие разрезы норадузского обрыва, были выброшены одноименным вулканом, расположенным на восточном погруженном крыле антиклинали на берегу озера. Обломки этих шлаков имеют андезито-базальтовый состав, а шлаковидные лавы—андезитовый и отчасти андезито-базальтовый, таковы же шлаки вулкана. Кратер вулкана открыт в сторону разреза, что также говорит о направлении выбросов пирокластического материала. По К. И. Карапетяну (1963), норадузский вулкан и ему подобные вулканы Гегамского нагорья сложены в основном из пирокластических продуктов, обломки которых обычно за пределами конусов вулканов не распространялись. Следовательно, можно предположить наличие другого, одновременно действующего, вулкана, расположенного гораздо ближе или в самом районе норадузского разреза (у часовни). По-видимому, это был подводный вулкан, центр которого в настоящее время скрыт под озерными осадками норадузского разреза. Подводным считается и норадузский вулкан, «извержение которого произошло в конце накопления норадузской толщи, в водной среде, в момент начала смещения толщи» (Милановский, 1953).

Итак, начало накопления верхнего горизонта норадузского разреза, по-видимому, совпадает с возникновением озера Севан или с изменением его береговой линии в сторону сел. Норадуз. Накопление горизонта происходило под влиянием подводного и, вероятно, частично наземного вулканизма.

Отсутствие в обнаруженных подводных шлаках инородной примеси (Сатиан и др., 1968) исключает предположение об их терригенном происхождении за счет размыва так называемой сарикаинской толщи. Норадузский подводный вал рассматривается как ряд вулканических конусов, на одном из которых трубками были вскрыты шлаки и вулканические пеплы.

Следует отметить, что соотношение процессов терригенного, хемогенного, биогенного и вулканомиктового накопления осадков в общем балансе седиментации варьирует для различных частей озера Севан. В прибрежной зоне озера основное значение имеет терригенное осадконакопление, роль которого увеличивается при разрушении и переотложении рыхлых пирокластических пород вулканов Гегамского и Варденисского нагорий. Значение хемогенного и биогенного осадконакопления здесь значительно занижено.

В этой же зоне, по-видимому, велика была роль вулканизма в образовании осадков, в частности подводного.

В центральных частях озера интенсивность терригенного осадконакопления падает. Основное значение здесь в процессе породообразования приобретают биогенный и в определенной степени хемогенный факторы. По всей вероятности, и здесь в осадконакоплении вулканизм играл значительную роль.

В области более глубоководной части озера вулканогенно-осадочные породы тяготеют к очагам былого вулканизма Гегамского и Варденисского нагорий.

Таким образом, характерной особенностью плейстоценовых отложений Армении является их генетическая и петрографическая гетерогенность, обусловленная сложными палеогеографическими условиями их формирования.

События, развивавшиеся в плейстоцене, были обусловлены общепланетарными явлениями и в то же время зависели от местных природных условий. Изменения климата были тесно связаны с историей оледенений Русской равнины, хотя одновременно важнейшим регулирующим фактором были и тектонические движения.

Формирование разнообразных генетических типов и фаций отложений, их распределение в плейстоценовой толще и вещественный состав находятся в тесной связи главным образом с новейшими тектоническими движениями, непрерывно меняющимися климатическими условиями осадконакопления и перестройкой рельефа.

Тектонические движения вызвали крупные сводообразные поднятия, осложненные взбросами—надвигами и разделенные прогибами—впадинами, нередко типа грабенов. Последние часто имели продольную форму типа тектонических долин, к которым были приурочены реки. Тектонические движения сопровождались мощными взрывами вулканизма, продукты которого подпруживали речные долины. В результате этих подпруд во впадинах образовались озерные водоемы, в которых шел непрерывный процесс осадконакопления.

Климатические условия способствовали сохранению озер в течение продолжительного времени. Неоднократное увлажнение климата, увеличивающее питание озер или усиление тектонических движений, определивших их продольный уклон, вероятно, явились причиной неоднократных пропиливаний запруд и перехода озерного режима водоемов в озерно-речной.

Тектонические движения определили также характер и интенсивность экзогенных факторов. Последние в свою очередь были направлены на расчленение рельефа, в областях поднятия путем врезания рек, экзарации льда, гравитационного обрушения и пр., а также сглаживания рельефа в областях интенсивного прогибания путем заполнения впадин продуктами разрушения окружающих поднятий.

В Армении устанавливаются верхнеплиоценовые галечные образования пролювиального происхождения, которые являются результатом ливневых потоков и селей.

Для плейстоценовых отложений Армении выделяются два стратиграфических горизонта: анийский (нижний плейстоцен) и арапийский (низы среднего плейстоцена). Анийская эпоха соответствовала эпохе окского оледенения Русской равнины, формирование осадков происходило при плювиальной относительно прохладной и влажной обстановке; арапийская эпоха соответствовала лихвинскому межледниковью, осадки же формировались при межплювиальных, относительно теплых и засушливых условиях.

Горные хребты Армении в апшерское время покровному оледенению не подвергались, на максимальных высотах гор существовали мелкие ледники, отложения которых почти не сохранились.

Однако горные хребты Армении несут, несомненно, следы двух оледенений. Установить их возраст пока не представляется возможным, потому что нет прямых сопоставлений морей и флювиоглациальных отложений с биостратиграфически и геофизически (абсолютный возраст палеомагнетизм) обоснованными опорными разрезами. Однако нет сомнений, что они моложе арапийского времени.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Вытекающие из изучения вещественного состава и строения осадочных и вулканогенно-осадочных формаций выводы о характере и направленности седиментационных процессов и процессов преобразования осадочного вещества, имеют не менее важное значение для выяснения связи литогенеза и тектоники и восстановления общей истории геотектонического развития региона и выделения главнейших ее этапов.

Допалеозойские и кембрийские образования испытали сильнейшую метаморфизацию и складчатость, коренным образом преобразовавшие их состав и структуру. Однако детальные петрографо-геохимические исследования в основном свидетельствуют об их первичной осадочной (либо вулканогенно-осадочной) природе и о накоплении исходного материала в быстро прогибавшихся депрессиях, являвшихся частными структурами складчатой области.

Наступивший затем период континентального перерыва продолжался до нижнего (?)—среднего девона. Столь значительная его протяженность хорошо объясняет, почему с наступлением герцинского этапа развития седиментационные бассейны на территории Армении оказались местом локализации карбонатных и мелкообломочных терригенных осадков. Обращает на себя внимание сравнительно невысокие скорости накопления осадков в девонское, каменноугольное, пермское и триасовое время.

В связи с тем, что режим тектонического развития Малого Кавказа был субплатформенным, отчетливо прослеживается для отложений, накопившихся за этот отрезок времени, сравнительно простая фациальная зональность, явная взаимосвязь между климатической обстановкой и типами фаций. Действительно, в разрезе этих отложений хорошо обособляются угленосные, карбонатные, фосфоритоносные типы фаций, при формировании которых роль климатического фактора всегда остается значительной.

С наступлением юрского времени Малый Кавказ вовлекается в режим геосинклинального развития, иными становятся седиментационные бассейны, резко возрастает скорость погружений в депрессионных зонах. Теперь уже формируются в основном терригенные породы, причем «зрелые» кварцевые и полевошпатово-кварцевые песчаники и алевролиты, каолинитовые глины, столь свойственные герцинскому полуплатформенному ряду формаций, сменяются существенно полимиктовыми и вулкано-терригенными, нередко грубообломочными образованиями и гидрослюдисто-монтмориллонитовыми глинами. Заметно интенсифицируется кремненакопление, причем источником кремния становится вулканизм. Карбонатонакопление уступает главенствующее положение терригенному породообразованию, хотя периодически доминируют над другими типами отложений конца раннеальпийского и середины среднеальпийского этапов.

Разрезы мезо-кайнозоя слагают типично геосинклинальные осадоч-

ные (и пирокласто-осадочные) флишевые и мощные разнообразные вулканогенно-осадочные формации, на накопление которых климатический фактор оказывал слабое воздействие. Вместе с тем могут быть выделены типично-аридные (эвапоритовые) и гумидные (угленосные) формации, для образования которых роль климатического фактора является первостепенной.

Как уже отмечено, седиментационные бассейны альпийского этапа развития Малого Кавказа приобретают черты, существенно отличающие их от седиментационных бассейнов герцинского времени.

Пологие и сравнительно широкие морские заливы, столь типичные для среднего и верхнего палеозоя и триаса, сменяются узкими и глубокими троговыми или котловинными морями и проливами, существовавшими здесь в мезо-кайнозое. Некоторые из них можно сравнить с современными рифтовыми бассейнами (Красное море, оз. Байкал и др.). Более всего с седиментационными бассейнами рифтового типа по морфологии схожи водоемы, существовавшие в нижнесенонское время (офиолитовые троги).

Другой характернейшей особенностью геосинклинальных бассейнов является их асимметричность и приуроченность многих из них к разломам конседиментационного развития. Вследствие этого, для геосинклинального комплекса формаций Армении показательны резкие колебания мощностей как в поперечном, так и в продольном сечении бассейнов, резкие различия в мощностях, огромные, хотя и скачкообразно изменяющиеся скорости накопления материала. Можно сказать, что в послетриасовое время на территории Малого Кавказа возникли геосинклинальные прогибы вулканического типа и здесь соотношения между скоростями прогибания и накопления материала были крайне сложными. Ясно, что в данном случае судить по мощности отложений о скорости прогибаний можно лишь с оговорками, хотя очевидно, что скорости прогибаний резко увеличивались во время проявления эффузивно-эксплозивной деятельности и существенно снижались, когда она прекращалась. Скачкообразный режим прогибания особенно был показателен для офиолитовых трогов. Значительные по мощности и отлагавшиеся за сравнительно короткий промежуток времени вулканические накопления—лавы и пирокласты—содержат горизонты микрослоистых радиоляритов, известняков, скорость накопления которых была весьма медленной, и эти горизонты характеризуют длительные фазы успокоения, перерыва в вулканической деятельности.

Не менее ощутимые отклонения от режима компенсации имели место в прогибах, осложненных внутренними поднятиями и являвшихся местом формирования флишевых формаций. Материалы исследований показывают, что в таких прогибах накопление флишевых толщ, по-видимому, в ряде случаев обязано мутьевым потокам.

Уже отмечалось, что для альпийского этапа развития Малого Кавказа характерна исключительно активная вулканическая деятельность, обусловившая широкое распространение весьма разнообразных типов вулканогенно-осадочных пород. На примере этого региона имеется хорошая возможность детализировать представления о вулканогенно-осадочном типе литогенеза вообще. Здесь особенно ярко прослеживается, как по мере интенсификации эксплозивности вулканизма не только возрастает степень наложенности вулканического процесса на седиментогенез, но и резко увеличивается многообразие типов вулканогенно-осадочных образований. Именно эксплозивная деятельность порождает большинство типов вулкано-обломочных и смешанных вулканогенно-осадочных пород, таких, как хемогенно-пирокластических, биогенно-пирокла-

стических и терригенно-пирокластических, распространенных среди юрских, меловых, палеогеновых и неогеновых отложений Армении.

Мозаичное, пятнистое распределение различных типов осадочных и вулканогенно-осадочных пород и их мощностей на площадях бассейнов разного генезиса и морфологии достаточно убедительно объясняется влиянием на конфигурацию прогибов (и поднятий) и на размещение эндогенного вещества глыбового строения кристаллического фундамента Малого Кавказа. Отсюда вытекает специфика невыдержанного по простиранию малокавказского пирокласто-осадочного флиша и трогового соленакопления. Не менее специфично и строение вулканогенно-обломочных,карбонатно-вулканогенных и прочих формаций.

Наряду с многообразием типов осадочных и вулканогенно-осадочных пород, в размещении их в разрезе прослеживается сходная тенденция развития практически каждого крупного геотектонического этапа. Обычно эта последовательность образует ряд, состоящий чаще из трех формаций. Нижним членом этого ряда оказывается, как правило, базальная карбонатно-терригенная, либо терригенная формация. Среднюю секцию формационного ряда слагают, хотя и далеко не однотипные формации (карбонатные для герцинского этапа, вулканогенно-карбонатные и вулканогенно-терригенные и др. для альпийского этапа), тем не менее хорошо отражающие стадию максимального расширения площади седиментационных бассейнов. Еще более разнообразны формации, замыкающие формационный ряд, отражающий либо момент регрессии бассейна, либо преобразования его в водоемы континентального типа, либо момент активизации тектонических движений, обусловливающий чрезвычайно интенсивную вулканическую, в том числе и наземную деятельность.

Вместе с тем, несмотря на определенные черты сходства в последовательности развития региона за каждый геотектонический этап, не менее очевидной становится из анализа рядов формаций специфичность эволюции каждой структурно-формационной зоны, предопределяемой мелкоблоковым строением земной коры этого региона, «автономностью» в тенденциях тектонического развития, магматизма и седиментогенеза в пределах каждого из блоков, составлявших зоны прогибов и поднятий.

Закономерности литогенеза, в той или иной степени присущие только региону Малого Кавказа, в известной мере теряют свою специфичность при наложении на них процессов более крупного или планетарного характера, к каковым относятся этапы заложения (или обновления) глубинных разломов, этапы обширных морских трансгрессий, крупных климатических изменений и т. д.

Очевидно, что в процессе выполнения настоящего исследования далеко не все задачи получили исчерпывающее решение. Это и естественно, поскольку предлагаемая работа суммирует лишь первый этап литологических исследований в Армении.

Однако целесообразность создания данной сводки определяется еще и тем, что в процессе ее создания ясно наметились очередные задачи исследований. К таковым относятся предстоящая детализация типовых осадочных и вулканогенно-осадочных формаций территории Малого Кавказа, выяснение закономерностей распределения в них полезных ископаемых. Эти исследования должны быть проведены в комплексе с тектоническими и результатом своим иметь структурно-формационную типизацию основных геотектонических элементов Малого Кавказа и историю их становления. С разработкой этой актуальнейшей проблемы тесно связан прогноз глубинного строения и дальнейшее направление поисково-разведочных работ.

ЛИТЕРАТУРА

Абдуллаев Р. Н. Мезозойский вулканизм северо-восточной части Малого Кавказа. Изд. АН Азерб. ССР, 1963.

Абдуллаев Р. Н. Палеогеография центров мезозойского вулканизма Малого Кавказа. В сб.: «Вулканизм Камчатки и некоторых других районов СССР». М., Изд. АН СССР, 1963.

Абдуллаев Р. Н. Роль вулканизма в формировании мезозойских вулканогенно-осадочных толщ Малого Кавказа. В кн.: «Вулканогенно-осадочные формации и полезные ископаемые» (по материалам VI Всесоюз. литолог. совещания). М., «Наука», 1965.

Абих Г. В. Геология Армянского нагорья. Западная часть. Орографическое и геологическое описание. Перевод Б. З. Коленко. «Зап. Кавказ. отд. Русск. географ. об-ва», кн. XXI, 1899.

Абовян С. Б., Багдасарян Г. П., Казарян Г. А., Карапетян К. И., Малхасян Э. Г., Меликсетян Б. М., Мнацаканян А. Х., Чибухчян З. О., Ширинян К. Г. Химические составы изверженных и метаморфических горных пород Армянской ССР. Изд. АН Арм. ССР, 1962.

Агамалян В. А., Паланджян С. А., Сатиан М. А. Обнаружение галек и валунов тешенитов в конгломератах коньяка Вайка. «Изв. АН Арм. ССР», Науки о Земле, т. XXV, 1972, № 2.

Азарян Н. Р. Стратиграфия и фауна юрских отложений Алавердского рудного района Армянской ССР. Изд. АН Арм. ССР, 1963.

Азарян Н. Р. и др. Юрская система. В кн.: «Геология СССР», т. XIII, Армянская ССР. Геологическое описание. М., «Недра», 1970.

Азизбеков Ш. А. Геология и петрография северо-восточной части Малого Кавказа. Изд. АН Азерб. ССР, 1947.

Азизбеков Ш. А. Геология Нахичеванской АССР. Госгеолтехиздат, 1961.

Азизбеков Ш. А., Багиров А. Э., Исаил-заде А. Д. Тектоническое строение Талыша и его связь с Эльбурсом и Малым Кавказом. «Геотектоника», 1971, № 3.

Акаева В. П. Литолого-минералогические особенности формаций мела северо-восточного склона Малого Кавказа. ДАН СССР, т. 159, № 4, 1964.

Акопян В. Т. О возрасте верхнемеловых образований района сел. Сваранц и Татев. «Изв. АН Арм. ССР»,сер. геол. и географ. наук, т. XI, 1958, № 3.

Акопян В. Т. К стратиграфии меловых отложений Базумского хребта (Северная Армения). «Изв. АН Арм. ССР», сер. геол. и геогр. наук, 1962, № 1.

Акопян В. Т. Стратиграфия юрских и меловых отложений юго-восточного Зангезура. Изд. АН Арм. ССР, 1962_2.

Акопян В. Т. Меловая система. В кн.: «Геология СССР», т. XLIII, М., «Недра», 1970.

Алиев М. М., Ализаде К. А. Палеогеография Восточного Закавказья в меловом периоде и в кайнозое. В кн.: «Региональная палеогеография», М., Госгеолтехиздат, 1960.

Ананян Э. В. Механизм формирования Кафанского брахиантиклинория и рудного поля. Автореф. дисс. на соискание ученой степени кандидата геол.-мин. наук, Баку, 1968.

Аракелян Р. А. Стратиграфия древнего метаморфического комплекса Армении. «Изв. АН Арм. ССР», сер. геол. и геогр. наук, т. X, 1957, № 5—6.

Аракелян Р. А. История нижнепалеозойского магматизма Армении. «Зап. Арм. отд. ВМО», вып. I, 1959.

Аракелян Р. А. Стратиграфия докембрия и нижнего палеозоя Арм. ССР. В кн.: «Геология Армянской ССР», т. II. Стратиграфия. Изд. АН Арм. ССР, 1964.

Аракелян Р. А. Палеозой. В кн.: «Геология Армянской ССР», т. II, Стратиграфия, Изд. АН Арм. ССР, 1964.

Аракелян Р. А., Мелик-Бархударов К. Б., Толмачевский А. А., Тащян А. А. Перспективы нефтегазоносности олигоценовых и миоценовых отложений Армянской ССР и дальнейшее направление геологоразведочных работ. «Изв. АН Арм. ССР», Науки о Земле, 1967, № 3.

Арнольди Л. В. Материалы по изучению донной продуктивности озера Севан. Труды Севанской озерной станции, т. II, вып. 1, 1929.

Арутюнян А. Р. Явление будинажа и пластичной деформации в породах Арзаканского и Вединского районов Армянской ССР. «Изв. АН Арм. ССР», сер. геол. и географ. наук, т. XV, 1962, № 3.

Асланян А. Т. Иджеванское месторождение кварцитов. «Изв. АН Арм. ССР», 1945, № 4.

Асланян А. Т. Новые данные по стратиграфии и структуре меловых отложений Иджеванского района Армянской ССР. «Изв. АН Арм. ССР», серия ест. наук, 1946, № 2.

Асланян А. Т. Стратиграфия юрских отложений Северной Армении. Изд. АН Арм. ССР, 1949.

Асратян В. П. Основные литолого-петрографические черты отложений среднего эоцена Приереванского района. «Научн. тр. Ергосунта», т. 52, 1955.

Асратян В. П. Краткая литолого-петрографическая характеристика отложений верхнего эоцена Приереванского района. «Научн. тр. Ергосунта», т. 59, 1957.

Асратян В. П. К литологии отложений дат-палеоцена Вединского района Армянской ССР. В кн.: «Вопросы геологии Кавказа». Ереван, Изд. АН Арм. ССР, 1964.

Атабекян А. А. Стратиграфия меловых отложений бассейнов рек Агстев и Инджа-су (Северная Армения). Автореферат дисс. на соиск. уч. степени канд. геол.-минер. наук, ЕГУ, Ереван—ВСЕГЕИ, Л., 1954.

Атабекян А. А. О присутствии датско-палеоценовых отложений в бассейне р. Агстев (Малый Кавказ). «Изв. АН Арм. ССР», сер. геол. и геогр. наук, т. XII, 1959, № 6.

«Атлас текстур и структур осадочных горных пород», т. I, Госгеолтехиздат, 1962.

«Атлас литолого-палеогеографических карт СССР», М.—Л., 1967.

«Атлас литолого-палеогеографических карт СССР», М.—Л., 1968.

«Атлас литолого-палеогеографических карт СССР», М.—Л., 1969.

Багдасарян Г. П. Арзаканское месторождение доломитов. «Изв. АН Арм. ССР», 1944, № 5—6.

Багдасарян Г. П. Доломит. В сб.: «Минеральные ресурсы Арм. ССР», Изд. АН Арм. ССР, 1949.

Багдасарян Г. П. Мрамор. В сб.: «Минеральные ресурсы Арм. ССР», Изд. АН Арм. ССР, 1949.

Багдасарян Г. П. К истории тектонического развития Памбакского хребта. «Изв. АН Арм. ССР», сер. физ.-мат., естеств. и техн. наук, т. III, 1950, № 2.

Багдасарян Г. П. Новые данные о возрасте некоторых интрузивных массивов Армении, ДАН Арм. ССР, т. XXVIII, 1958, № 2.

Багдасарян Г. П. и **Гукасян Р. Х.** О возрасте палеозойских интрузий Армянской ССР. «Изв. АН Арм. ССР», сер. геолог. и географ. наук, т. XIV, 1961, № 4.

Багдасарян Г. П., Гукасян Р. Х., Мнацаканян А. Х. Новые данные к геохронологической шкале в абсолютном летоисчислении по материалам Армянской ССР. ДАН Арм. ССР, т. XXXIII, 1961, № 4.

Баласанян С. И. Новые данные о возрасте интрузивных пород армянской части Сомхето-Карабахской тектонической зоны. ДАН Арм. ССР, т. XXIII, 1956, № 2.

Батурин В. П. Петрографический анализ геологического прошлого по терригенным компонентам. Изд. АН СССР, 1947.

Белов А. А. Тектоническое развитие альпийского складчатого пояса в палеозое (Балканский полуостров—Иранское нагорье—Памир). «Геотектоника», 1967, № 3.

Белов А. А. К истории тектонического развития северной окраины Иранской эпибайкальской субплатформы на Малом Кавказе. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1968, № 10.

Белов А. А. Стратиграфия и структура метаморфизованных вулканогенных и осадочных комплексов зоны Анкаван-Зангезурского разлома в юго-восточной Армении. БМОИП, т. XLIV, 1969, № 1.

Бровков Г. Н. О влиянии пирокластического материала на состав отложений девона и нижнего карбона Тувы. «Литология и полезные ископаемые», 1964, № 2.

Бродская Н. Г. Ряды формаций кайнозойских геосинклинальных прогибов Сахалина, Камчатки и Японии. Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 81, 1963.

Бродская Н. Г. О трех генетических типах кремнистых пород в геосинклинальных формациях. В кн.: «Геохимия кремнезема». М., «Наука», 1966.

Бродская Н. Г., Захарова М. А. Литолого-тектонические комплексы третичных отложений Сахалина и связанные с ними осадочные полезные ископаемые. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1960, № 7.

Бродская Н. Г. Ряды формаций кайнозойских геосинклинальных прогибов Сахалина, Камчатки и Японии. В сб.: «Вулканогенно-осадочные и терригенные формации», Тр. ИГН, вып. 81, 1963.

Борукаев Р. А. Допалеозой и нижний палеозой северо-востока Центрального Казахстана (Сар-Арпа). Госгеолиздат, 1956.

Ботвинкина Л. Н. Методическое руководство по изучению слоистости. М., «Наука», 1965.

Варданянц Л. А. Схема тектонической истории Кавказа. «Зап. минерал. общ.», 1934, № 2.

Варданянц Л. А. Тектоническая карта Кавказа. М.—Л., 1954.

Вассоевич Н. Б. Условия образования флиша. Гостоптехиздат, 1951.

Винклер Х., Платен Х. Экспериментальный метаморфизм и анатексис. Новосибирск, «Наука», 1968.

Виноградов А. П. Закономерности распределения химических элементов в земной коре. «Геохимия», 1956, № 1.

Виноградов А. П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. «Геохимия», 1962, № 1.

Виноградов С. С. Доломиты. Госгеолтехиздат, 1961.

Винчелл А. Н. Оптическая минералогия. Пер. с англ., М., ИЛ, 1949.

Габриелян А. А. Основные вопросы тектоники Армении. Ереван, Изд. АН Арм. ССР, 1959.

Габриелян А. А. Палеоген и неоген Армянской ССР. Изд. АН Арм. ССР, 1964.

Габриелян А. А. Положение Армении в тектонической структуре Кавказско-Анатолийско-Иранского сегмента альпийской складчатой области. «Изв. АН Арм. ССР», Науки о Земле, 1970, № 3.

Гаврилов А. А. Марганценосный вулканогенно-осадочный комплекс ордовика Южного Урала. Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 169, 1967.

Гаврилов А. А. Накопление вулканогенных обломочных продуктов в геосинклинальных областях прошлого. Труды Геол. ин-та АН Арм. ССР, т. I, вып. 195, 1968.

Гамкрелидзе П. Д. Условия формирования вулканогенно-осадочных образований в Аджаро-Триалетской геосинклинали. В кн.: «Вулканогенно-осадочные формации и полезные ископаемые» (по материалам VI Всесоюз. литолог. совещания). М., «Наука», 1965.

Гансер А. Новые данные о геологии Центрального Ирана. IV Международ. нефт. конгресс, т. I, «Геология нефтяных и газовых месторождений», 1956.

Гасанов Т. А. Фауна и стратиграфия нижне- и среднеюрских отложений северо-восточной части Малого Кавказа. Изд. АН Аз. ССР, Баку, 1961.

Гедроиц Н. А. Общие установки производственных методических исследований по геохимии терригенных осадочных пород. В кн.: «Методические исследования по геохимии терригенных осадочных пород». М., Госгеолтехиздат, 1956.

«Геология СССР», т. XLIII. Армянская ССР. М., «Недра», 1970.

Гинзбург А. С. Геолого-петрографическое описание северо-восточного побережья оз. Гокча. В кн.: «Бассейн оз. Севан (Гокча)». Изд. АН СССР, т. I, 1929.

Горецкий Р. Г., Яншин А. Л. О распространении глубоководных осадков в разрезах складчатых областей. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1970, № 4.

Горькова И. М. Структурные и деформационные особенности осадочных пород различной степени уплотнения и литификации. «Наука», 1965.

Грубенман У. и **Ниггли П.** Метаморфизм горных пород., М.—Л., Георазведиздат, 1933.

Гущенко И. И. Пеплы северной Камчатки и условия их образования. М., «Наука», 1965.

Гуюмджян Ов. П. О соотношении вулканогенных и осадочных образований в «псевдо-вулканогенно-осадочных» формациях Баргушатского хребта (Армянская ССР). «Изв. АН Арм. ССР», Науки о Земле, 1968, № 5.

Даидбекова Э. А., Меликова Ф. М. Пирокластические породы меловых отложений юго-восточного Кавказа. «Труды Аз. НИИОН», вып. VIII, 1959.

Данбар К., Роджерс Дж. Основы стратиграфии. М., ИЛ, 1962.

Денисов Н. Я., Ребиндер П. А. О коллоидно-химической природе связности глинистых пород. ДАН СССР, т. 54, 1946, № 6.

Джанелидзе А. И. Проблема грузинской глыбы. «Сообщ. АН Груз. ССР», т. III, 1—2, 1942.

Джанелидзе А. И. К вопросу о геотектоническом расчленении Грузии. В кн.: «Вопросы петрографии и минералогии», т. I, Изд. АН СССР, 1953.

Джрбашян Р. Т., Елисеева О. П., Мнацаканян А. Х., Остроумова А. С., Фаворская М. А. Связь мелового и палеогенового вулканизма Армении с типами развития геосинклинальных прогибов. «Наука», 1968.

Дзоценидзе Г. С. К вопросу классификации песчаников. «Изв. Геол. общ. Грузии», т. III, вып. 1, 1963.

Дзоценидзе Г. С. Влияние вулканизма на образование осадков. «Недра», 1965.

Дзоценидзе Г. С. Развитие вулканических явлений на Кавказе в связи с его геотектонической историей. «Геотектоника», 1966, № 3.

Дзоценидзе Г. С. Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. М., «Недра», 1969.

Дзоценидзе Г. С., Хворова И. В. Основные принципы разработки рациональной систематики и номенклатуры вулканогенно-обломочных пород. В кн.: «Классификация и номенклатура вулканогенно-осадочных пород» (по материалам Всесоюзного семинара). Тбилиси, Изд-во ЦК КП Грузии, 1970.

Дюбертре Л. Краткая характеристика 16-го листа Международной тектонической карты Европы в масштабе 1 : 25 00000 и 3-го листа Международной тектонической карты Африки в масштабе 1 : 5 000 000. «Геотектоника», 1966, № 4.

Егоян В. Л. О возрастном положении хосровской свиты порфиритов бассейна р. Веди (Армянская ССР, Вединский район). «Изв. АН Арм. ССР», сер. физ.-мат., естествен. и техн. наук, т. V, № 3, 1952_1.

Егоян В. Л. К вопросу о верхнем туроне в бассейне р. Веди (Армянская ССР). ДАН Арм. ССР, т. XV, 1952_2, № 5.

Егоян В. Л., Хаин В. Е. Роль и место ультраосновных интрузий в развитии земной коры. ДАН СССР, т. 91, 1953. № 4.

Егоян В. Л. Верхнемеловые отложения юго-западной части Армянской ССР. Ереван, Изд-во АН Арм. ССР, 1955.

Егоян В. Л. Глубинные разломы на территории Армении и сопредельных стран и геотектоническая зональность альпийского этапа их развития. В кн.: «Вопросы геологии и гидрогеологии Армянской ССР». Ереван, Изд. АН Арм. ССР, 1956_1.

Егоян В. Л. Геологическое развитие Армении в верхнемеловое время. Труды совещ. по тектонике альпийской геосинкл. области юга СССР. Изд-во АН Аз. ССР, Баку, 1956_2.

Егоян В. Л. Коньякские отложения юго-западной Армении и смежных районов Нахичеванской АССР. «Изв. АН Арм. ССР», сер. физ.-мат., естеств. и техн. наук, т. IX, 1956_3, № 6.

Жузе А. П. Кремнистые осадки в современных и древних озерах. В кн.: «Геохимия кремния». М., «Наука», 1966.

Заварицкий А. Н. Изверженные горные породы. М., 1955.

Заварицкий А. Н. Пересчет химических анализов изверженных горных пород и определение химических типов их. Госгеолтехиздат, 1960.

Заварицкий А. Н. Изверженные горные породы. М., Изд-во АН СССР, 1961.

Загородный В. Г., Мирская Д. Д., Суслова С. Н. Геологическое строение Печенгской осадочно-вулканогенной серии. «Наука», 1964.

Заикина Н. Г., Саядян Ю. В., Соколова Н. С. К истории растительности Ширакской равнины. «Биолог. журнал Армении», т. XXII, 1969, № 4.

Заридзе Г. М., Татришвили Н. Ф. и **Хмаладзе И. И.** Петрография верхнемеловых вулканогенных образований Южной Грузии. Изд. АН ГССР, Тр. Геолог. ин-та, сер. минер.-петр., т. VI, 1961.

Зеленов К. К. Подводные и наземные гидротермальные процессы и их роль в осадочном рудообразовании. Труды лабор. вулкан. АН СССР, вып. 19, 1961.

Зеленов К. К. Подводный вулканизм и его роль в формировании осадочных пород. В сб.: «Вулканогенно-осадочные и терригенные формации». Труды ИГН АН СССР, вып. 81, 1963.

Зхус Н. Д. Глинистые минералы и их палеогеографическое значение. М., «Наука», 1966.

Казарян С. В. Новые данные о нижней части геологического разреза Алавердского района Армянской ССР. «Изв. АН Арм. ССР», Науки о Земле, 1969, № 5.

Казьмин В. Г. Место офиолитовых формаций западного сектора Альпийско-Гималайской системы. «Геотектоника», 1966, № 3.

Казьмин В. Г. К проблеме альпийского меланжа. «Геотектоника», 1971, № 2.

Каледа Г. А. Периодизация геологической истории кремнезема. В кн.: «Вопросы минералогии осадочных образований», кн. 3 и 4. Изд-во Львовского Ун-та, 1956.

Калинко М. К. Песчаные породы. Справ.руков. по петрограф. осад. пород, т. II, Л., 1958.

Карапетян К. И. Классификация четвертичных вулканов Гегамского нагорья и связь их с третичной тектоникой. В сб. «Вулканизм Камчатки и некоторых других районов СССР». М., Изд. АН СССР, 1963.

Карцев А. А. Гидрогеология нефтяных и газовых месторождений. М., Гостоптехиздат, 1963.

Катченков С. М. Малые химические элементы в осадочных породах и нефти. Гостоптехиздат, 1959.

Кахадзе И. Р. Грузия в юрское время. Тбилиси, Изд. АН Груз. ССР, 1947.

Кей М. Геосинклинали Северной Америки. М., ИЛ, 1955.

Кетин И. Тектонические структуры Анатолии (Малая Азия). «Геотектоника», 1966, № 3.

«Классификация вулканогенных обломочных горных пород». М., Госгеолтехиздат, 1962.

«Классификация и номенклатура вулканогенно-осадочных пород». Тбилиси, Изд-во ЦК КП Грузии, 1970.

Книппер А. Л., Костанян Ю. Л. Возраст гипербазитов северо-восточного побережья оз. Севан. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1964, № 10.

Книппер А. Л. Внутреннее строение и возраст серпентинового меланжа Малого Кавказа. «Геотектоника», 1971, № 5.

Колотухина С. Е. Литология и фации карбонатной толщи верхнего девона и нижнего карбона хребта Каратау (Южный Казахстан). Труды ИГН АН СССР, вып. 4, 1958.

Константинов М. М. Происхождение стратифицированных месторождений свинца и цинка. Изд. АН СССР, 1963.

Копелиович А. В. Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы. М., «Наука», 1965.

Коссовская А. Г., Шутов В. Д. О минеральных фациях и зонах регионального эпигенеза в терригенных и вулканогенно-осадочных породах. В кн.: «Вулканогенно-осадочные формации и полезные ископаемые» (по матер. VI Всесоюз. литолог. совещания). М., «Наука», 1965.

Котляр В. Н., Додин А. Л. Зангезурское медное месторождение, его структура, оруденение и генезис. «Цветные металлы», 1937, № 7.

Краускопф К. Б. Геохимия кремнезема в среде осадкообразования. сб.: «Геохимия литогенеза», ИЛ, 1963.

Крашенинников Г. Ф. Основы классификации осадочных пород и современных осадков. Генезис и классификация осадочных пород. Междунар. геолог. конгресс, пробл. 8, Докл. сов. геологов. М., 1968.

Лебедев А. П., Малхасян Э. Г. Юрский вулканизм Армении. «Наука», 1965.

Лейе Я. Б., Ширинян К. Г. О возрасте озерных отложений и вулканических продуктов Агинского района. Труды Арм. геол. упр., 1957, № 1.

Лейе Я. Б. Спорово-пыльцевые комплексы из третичных отложений Приереванского района Армении. «Изв. АН Арм. ССР», 1958, № 5.

Леонтьев Л. Н., Хаин В. Е. Геотектонические условия на Кавказе в ааленском веке. ДАН СССР, т. III, 1946, № 7.

Леонтьев Л. Н. Тектоническое строение и история геотектонического развития Малого Кавказа. БМОИП, отд. геол., т. XXIV, ч. 4, 1949.

«Литология среднепалеозойского вулканогенно-осадочного комплекса впадин востока Саяно-Алтайской складчатой области». Под ред. И. В. Лучицкого. М., «Недра», 1967.

Ломизе М. Г. Веденский офиолитовый шов (Малый Кавказ). БМОИП, отд. геол., т. 45, 1970, № 6.

Ломизе М. Г. О месте офиолитов в тектонической структуре Восточной Анатолии и Закавказья. «Геол. и разведка», 1970_2, № 11.

Мадатов Э. Х. Пирокластические горные породы. Баку, «Азернешр», 1962.

Максимова С. В. Литология и условия образования битуминозной известняковой толщи нижнего карбона Кузнецкого бассейна. Изд. АН СССР, 1961.

Максимова С. В. Осадконакопление и история развития Кузнецкой котловины в нижнекаменноугольное время. Изд. АН СССР, 1963.

Малеев Е. Ф. О критериях определения некоторых грубообломочных вулканических фаций. В кн.: «Классификация и номенклатура вулканогенно-осадочных пород» (по материалам Всесоюз. семинара, Тбилиси, 1968). Тбилиси, Изд. ЦК КП Грузии, 1970.

Малхасян Э. Г., Лейе Ю. А. Рудовмещающие породы Кафанского рудного поля в южной Армении, Изд. Кавказск. НТО, Цвет. металл., Ереван, 1956.

Малхасян Э. Г. Юрские вулканические породы. В кн.: «Геология Армянской ССР», т. IV, Петрография. Ереван, Изд. АН Арм. ССР, 1970.

Мандалян Р. А., Чолахян Л. О. О шаровых лавах из верхнеюрских отложений тер-

ритории междуречья рр. Агстев и Ахум. ДАН Арм. ССР, т. XXXVIII, 1964_1, № 3.

Мандалян Р. А. О силицитах из верхнеюрских отложений северо-восточной части Армянской ССР. «Изв. АН Арм. ССР», Науки о Земле, 1964_2, № 3—4.

Мандалян Р. А. Типы и особенности образования доломитовых пород из верхнеюрских отложений северо-восточной части Армянской ССР. ДАН Арм. ССР, т. XXXIX_1, 1964_3, № 6.

Мандалян Р. А., Петросов И. Х., Цамерян П. П. Горная кожа из доломитовой толщи верхней юры северо-восточной части Армянской ССР. ДАН Арм. ССР, т. X, 1, 1965, № 3.

Мандалян Р. А. Структурно-геологические типы верхнеюрских известняков северо-восточной части Армянской ССР. «Изв. АН Арм. ССР», Науки о Земле, 1966, № 1—2.

Мандалян Р. А. К вопросу о доломитообразовании в вулканогенно-осадочных формациях. «Изв. АН Арм. ССР», Науки о Земле, № 1.

Мандалян Р. А. О породообразующем и фациально-палеогеографическом значении водорослей из верхнеюрских отложений Армянской ССР. ДАН Арм. ССР, т. XLIX, 1969_2, № 5.

Мандалян Р. А. Верхнеюрская вулканогенно-карбонатная формация северо-восточной части Армянской ССР. «Изв. АН Арм. ССР», Науки о Земле, 1970_1, № 2.

Мандалян Р. А., Чолахян Л. С. О кальцитизации вулканитов из верхнеюрской вулканогенно-карбонатной серии северо-восточной части Армянской ССР. «Зап. Арм. отд. ВМО», вып. 4, 1970_2.

Мандалян Р. А. О своеобразном типе оолитов из верхнеюрских отложений Армянской ССР. «Изв. АН Арм. ССР», Науки о Земле, 1970_3, № 4.

Марголиус А. М. Соленосные образования Карской области Эриванской губернии. «Матер. геол. Кавказа», сер. № 3, кн. 8, 1909.

Маслов В. П. Карбонатная проблематика округлой формы. Труды ИГН АН СССР, вып. 155, сер. геол. 166, 1955.

Маслов В. П. Ископаемые известковые водоросли СССР. Изд. АН СССР, 1956.

Маслов В. П. Карбонатные желваки органического происхождения. БМОИП, отд. геол., 27/4, 1959.

Меликян Л. С., Паланджян С. А., Чибухчян З. О., Вартазарян Ж. С. К вопросу о геологической позиции и возрасте офиолитовой серии Ширако-Севано-Акеринской зоны Малого Кавказа. «Изв. АН Арм. ССР», Науки о Земле, 1967, № 1—2.

Милановский Е. Е. История формирования впадины оз. Севан. БМОИП, отд. геол., т. XXVII, вып. 3, 1952_1.

Милановский Е. Е. Новые данные о строении неогеновых и четвертичных отложений бассейна оз. Севан. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1952_2, № 4.

Милановский Е. Е. Геологическое строение и история формирования Севанской впадины. Автореф. дисс. на соиск. уч. степени канд. геол.-минер. наук, 1953.

Милановский Е. Е. Новейшая тектоника Севанской впадины. БМОИП, отд. геол., т. XXXV(5), 1960.

Милановский Е. Е., Хаин В. Е. Геологическое строение Кавказа. М., Изд. МГУ, 1963.

Мкртчян С. С. Новые данные по стратиграфии Южного Зангезура. «Изв. АН Арм. ССР», сер. естеств. наук, 1944, № 4.

Мкртчян С. С. Зангезурская рудоносная область Армянской ССР. Ереван, Изд-во АН Арм. СР, 1953.

Мнацаканян А. Х. Меловые вулканические серии Северной Армении и связанное с ними минералообразование. Автореф. дисс. на соиск. учен. степени канд. геол.-минер. наук, Ереван, 1964.

Муратов М. В. Строение складчатого основания Средиземноморского пояса Европы и Западной Азии и главнейшие этапы развития этого пояса. «Геотектоника», 1969, № 2.

Муратов М. В. Строение и развитие эвгеосинклинальных прогибов и их магматизма. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1971, № 5.

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. ЦК Грузии, 1970.

Мчедлишвили П. А. Биостратиграфическое значение и палеоэкология неогеновых флор Кавказа. Автореф. диссер. на соиск. ученой степени канд. геол.-минер. наук, М., 1956.

Набоко С. И. Вулканические эксгаляции и продукты их реакций. Труды лабор. вулкан. АН СССР, вып. 16, 1959.

Набоко С. И. Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях. Изд АН СССР, 1963.

Обуэн Ж. Геосинклинали, проблемы происхождения и развития. М., «Мир», 1967.

Оганесян Ш. С. О природе региональных аномалий силы тяжести Араратской котловины. «Изв. АН Арм. ССР», сер. геол.-геогр. наук, 1958, № 3.

«Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого», т. I. М., «Наука», 1968.

Освальд Ф. К истории тектонического развития Армянского нагорья. «Зап. Кавказ. отд. РГО», т. XXIX, вып. 2, 1913.

Пайразян В. В. Закономерности распределения органического вещества в третичных отложения юго-запада Армении. «ДАН АН Арм. ССР», XI, 1965, № 1.

Палибин И. В. Этапы развития флоры прикаспийских стран во времени мелового периода. М., Изд. АН СССР, 1936.

Паффенгольц К. Н. Бассейн оз. Гокча (Севан). Геологический очерк. Тр. Всесоюз. геол-разв. объед., вып. 24, 1934.

Паффенгольц К. Н. Геологический очерк Армении и прилегающих частей Малого Кавказа (на арм. яз.). Ереван, Изд-во АН Арм. ССР, 1947.

Паффенгольц К. Н. К стратиграфии меловых отложений восточной части Малого Кавказа. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1951, № 1.

Паффенгольц К. Н. Геологический очерк Кавказа. Ереван, Изд. АН Арм. ССР, 1959.

Паффенгольц К. Н., Тер-Месропян Г. Т. Арагац. Ереван, Изд. АН Арм. ССР, 1964.

Паффенгольц К. Н. Докембрий Кавказа. «Изв. АН Арм. ССР», Науки о Земле, 1967, № 5—6.

Паффенгольц К. Н. Кембрий и силур Кавказа. «Изв. АН Арм. ССР», Науки о Земле, 1968, № 3.

Пейве А. В., Синицын В. М. Некоторые вопросы учения о геосинклиналях. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1950, № 4.

Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого. «Геотектоника», 1969, № 4.

Петрова М. А. Об источниках свободного кремнезема в вулканических областях. Тр. МГРИ, вып. 39, 1958.

Петросов И. Х., Цамерян П. П., Чолахян Л. С. Петрография и минералогия бентонитовых глин Саригюхского месторождения. «Научн. тр. НИГМИ», вып. VIII, Ереван, 1969.

Половинкина Ю. Ир. Структуры и текстуры изверженных и метаморфических пород. Т. I—III, М., «Недра», 1966.

Попов В. И. Использование кларков для оценки баланса химических элементов и вероятности нахождения осадочных месторождений. В кн.: «Геохимия, петрография и минералогия осадочных образований». М., Изд-во АН СССР, 1963.

Пустовалов Л. В. Петрография осадочных горных пород, ч. II, 1940.

Пустовалов Л. В. Вторичные изменения осадочных горных пород и их геологическое значение. Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 5, 1956.

Ратеев М. А. О соотношении аллотигенного и аутигенного глинообразования в различных типах литогенезов. «Литология и полезные ископаемые», 1964, № 2.

Ратеев М. А. Аутигенное глинообразование при вулканогенно-осадочном литогенезе.

В кн.: «Осадкообразование и полезн. ископаемые вулканических областей прошлого». Т. I, (труд ГИН АН СССР, вып. 195). М., «Наука», 1968.

Ренгартен В. П. Стратиграфия меловых отложений Малого Кавказа. В кн.: «Региональная стратиграфия СССР», т. 6, М., Изд-во АН СССР, 1939.

Розонова Е. Д. Литология и условия образования нижневизейских отложений Кузнецкого бассейна. Изд. АН СССР, 1963.

Ронов А. Б. и **Хлебникова И. К.** Химический состав важнейших генетических типов глин. «Геохимия», 1957, № 6.

Ронов А. Б., Хаин В. Е. Юрские литологические формации мира. «Советская геология», 1962, № 1.

Росс К. С., Смит Р. Л. Туфы пеплового потока, их происхождение, геологические отношения и идентификация. В кн.: «Проблемы палеовулканизма», М., 1963.

Ростовцев К. О., Азарян Н. Р. Юрские отложения Нахичевани и юго-западной Армении. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1971, № 7.

Ротман В. К. О неогеновых лахаровых отложениях Камчатки. «ДАН СССР», т. 134, № 4, 1960.

Ротман В. К. О некоторых особенностях геосинклинальных вулканогенно-осадочных формаций в свете современных данных. «ДАН СССР», т. 140, 1961, № 2.

Рухин Л. Б. Основы литологии, М.—Л., 1953.

Садоян А. А. К литологии дат-палеоценовых флишевых отложений левобережья р. Азат. «Изв. АН Арм. ССР», сер. геол. и геогр. наук, т. XVIII, 1965_1, № 1.

Садоян А. А. Петрографические особенности палеогеновых песчано-алевритовых пород Разданской площади. «Изв. АН Арм. ССР», сер. геол.-геогр., 1965_2, № 2.

Садоян А. А. О литологическом подразделении средне-верхнеэоценовых отложений бассейна среднего течения р. Азат. «Изв. АН Арм. ССР», Науки о Земле, т. XVIII, 1965_3, № 6.

Садоян А. А. О некоторых постседиментационных преобразованиях палеогеновых и палеозойских терригенных отложений Разданской разведочной площади. «Изв. АН Арм. ССР», Науки о Земле, 1969, № 3.

Саркисян Г. А., Налбандян Э. М. К вопросу о соотношении процессов пропилитизации и региональных зеленокаменных изменений в юрской вулканогенной формации Кафанского рудного поля. «Изв. АН Арм. ССР», Науки о Земле, 1967, № 4.

Саркисян Г. А., Мнацаканян А. Х., Сатиан М. А., Чолахян Л. С. О находке галек плагиогранитов в разновозрастных конгломератах Кафанского рудного поля. «Изв. АН Арм. ССР», Науки о Земле, 1971, № 2.

Саркисян С. Г., Асратян В. П., Садоян А. А. О шаровидных, эллипсоидальных и матрацевидных конкрециях Шорахбюрской свиты (нижнего-среднего олигоцена). «Изв. АН Арм. ССР», Науки о Земле, 1966, № 3.

Саркисян О. А. Палеогеографические условия формирования угленосных отложений Дилижанского района Армянской ССР. «Изв. АН Арм. ССР», сер. геол. и геогр. наук, т. XI, 1957, № 5—6.

Саркисян О. А. О литостратиграфическом расчленении угленосных отложений Дилижанского района Армянской ССР. «Изв. АН Арм. ССР», сер. геол. и геогр. наук, т. XI, 1958, № 2.

Саркисян О. А. Краткий очерк палеогеографии Севано-Ширакского синклинория. «Изв. АН Арм. ССР», сер. геол. и геогр. наук, т. XVI, 1963. № 2.

Саркисян О. А. Эффузивно-осадочные формации палеогена Севано-Ширакского синклинория и условия их формирования. В кн.: «Вулканогенно-осадочные формации и полезные ископаемые. «Наука», 1965.

Саркисян О. А. Палеоген Севано-Ширакского синклинория. Ереван, «Митк», 1966.

Саркисян О. А. Палеотектонические карты Армянской ССР и прилегающих частей Малого Кавказа для альпийского этапа развития. «Изв. АН Арм. ССР», Науки о Земле, 1971, № 3.

Сатиан М. А. Литология меловых отложений междуречья р. Инджа-су, среднего те-

чения р. Агстев и р. Гасан-су. Автореф. дисс. на соиск. уч. степ. кандидата геол.-минер. наук, Ереван, 1960.

Сатиан М. А. Верхнемеловая вулканогенно-терригенная формация Северной Армении. «Путеводитель экскурсии VI Всесоюз. литол. совещания». Ереван, Изд-во АН Арм. ССР, 1963.

Сатиан М. А., Степанян Ж. О. О фациях и палеогеографии Еревано-Вединского прогиба в даний-палеоцене. «Изв. АН Арм. ССР», Науки о Земле, т. XIX, 1966_1, № 1—2.

Сатиан М. А., Степанян Ж. О., Мкртчян Г. М. О целестине и стронцианите из отложений дания-палеоцена у сел. Двин. ДАН Арм. ССР, т. XVIII, 1966_2, № 5.

Сатиан М. А., Степанян Ж. О., Чолахян Л. С. О литологии отложений верхнего мела Еревано-Вединского прогиба в связи с перспективами нефтегазоносности. «Изв. АН Арм. ССР», Науки о Земле, т. XX, 1967_1, № 3.

Сатиан М. А., Степанян Ж. О., Чолахян Л. С. О Вединском офиолитовом поясе. ДАН Арм. ССР, т. XLV, 1967_2, № 2.

Сатиан М. А., Степанян Ж. О., Чолахян Л. С. Новые данные о верхнемеловой вулканогенно-осадочной толще юго-западной части Малого Кавказа. БМОИП, отд. геол., т. XLIII, (3), 1968.

Сатиан М. А., Степанян Ж. О., Жамагорцян В. Н. Открытие вулканических шлаков и пеплов среди донных осадков оз. Севан. «Изв. АН Арм. ССР», Науки о Земле, 1968, № 3.

Сатиан М. А., Агамалян В. А. К прогнозу подлавового строения южной части Гегамского нагорья. «Изв. АН Арм. ССР», Науки о Земле, 1969, № 2.

Сатиан М. А. Офиолитокластовые граувакки Айоцдзора. «Изв. АН Арм. ССР», Науки о Земле, 1970, № 5.

Саядян Ю. В. Седиментационные воды в озерных отложениях Ленинаканской котловины. «Изв. АН Арм. ССР», Науки о Земле, т. XIX, 1966, № 3.

Саядян Ю. В. Погребенные почвы Ширакской котловины. «Изв. АН Арм. ССР», Науки о Земле, 1968, № 1—2.

Саядян Ю. В. Галечные отложения апшеронского века предгорий Ширакского хребта. В сб.: «Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек». Изд. МГУ, сб. 1, 1969_1.

Саядян Ю. В. К истории растительности Ширакской котловины и изменения климатических условий в нижне-среднечетвертичное время. ДАН Арм. ССР, XL, VIII, № 2, 1969_2.

Саядян Ю. В. Ширакский опорный разрез четвертичных континентальных отложений в Закавказье. «Изв. АН Арм. ССР», Науки о Земле, 1969_3, № 3.

Сердлецкий И. Д. Минералогическая классификация глин. Уч. зап. Ростов н/Д. ун-та, т. XI, вып. 6, 1948.

Славин В. И. О некоторых древних вулканах Малого Кавказа. «Изв. АН СССР», сер. геол. 1947, № 16.

Соколова Е. А. О марганценосных вулканогенно-осадочных формациях калифорнийского типа Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 81, 1963.

Спиро Н. С., Грамберг Н. С. Вовк Ц. Л. Методика сравнительного изучения химического состава терригенных осадочных пород. В кн.: «Методические исследования по геохимии терригенных осадочных пород». М., Госгеолтехиздат, 1956.

Степанян Ж. О. Литология верхнемеловых вулканогенно-осадочных комплексов Еревано-Ордубадской и Горисско-Кафанской зон Малого Кавказа (Армянская ССР). Автореф. дисс. на соиск. уч. степени канд. геол.-минерал. наук, Ереван, 1970.

Страхов Н. М. Известково-доломитовые фации современных и древних водоемов. Труды ИГН АН СССР, сер. геол., вып. 124, 1951, № 5.

Страхов Н. М. Распределение и накопление химических компонентов в осадках водоемов. Тр. Совещ. по осадочным породам, вып. I. М., Изд. АН СССР, 1952.

Страхов Н. М. Образование осадков в современных водоемах. М., Изд. АН СССР, 1954.

Страхов Н. М. и др. О типах и генезисе доломитовых пород. Труды ИГН АН СССР, вып. 4, 1956.

Страхов Н. М., Залманзон Э. С., Глаголева М. А. Очерки геохимии верхнепалеозойских отложений гумидного типа. Труды ИГН АН СССР, вып. 23, 1959.

Страхов Н. М. К теории гумидного осадконакопления. БМОИП отд. геол., т. XXXV, вып. 3, 1960.

Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. I, II, III. Госгеолтехиздат, 1960—1962_1.

Страхов Н. М. Этапы развития внешних геосфер и осадочного породообразования в истории Земли. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1962_2, № 12.

Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., Госгеолтехиздат, 1963.

Страхов Н. М. К познанию подводного вулканогенно-осадочного породообразования. В кн.: «Вулканогенно-осадочные формации и полезные ископаемые» (по материалам VI Всес. литолог. совещания). М., «Наука», 1965.

Страхов Н. М. О некоторых вопросах геохимии кремнезема. В кн.: «Геохимия кремнезема» М., «Наука», 1966.

Судовиков Н. Г. Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. Изд. Ленингр. ун-та, 1964.

Тахтаджян А. Л. Новый вид Glichemia из верхнемеловых отложений Даралагеза. ДАН Арм. ССР, т. I, 1944, № 1—2.

Теодорович Г. И. Учение об осадочных породах. Гостоптехиздат, 1958.

Теодорович Г. И. О классификации песчаников на основе вещественного состава четырех обломочных компонентов и характере цемента. В сб.: «Фации и условия формирования нефтегазопроизводящих свит», М., 1966.

Теодорович Г. И. Расширенная классификация песчаников по вещественному составу. «Изв. АН СССР», сер. геол. 1967, № 6.

Тернер Ф. Эволюция метаморфических пород. ИЛ, 1951.

Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. ИЛ, 1961.

Тихомиров В. В. Малый Кавказ в верхнемеловое время (основные типы отложений и условия их образования). Труды ИГН АН СССР, вып. 123, сер. геол., 1950. № 44.

Товарова И. И. О выносе водорастворимых веществ из пирокластики вулкана Безымянного. «Геохимия», 1958, № 7.

Трегер В. Е. Таблицы для оптического определения породообразующих минералов. ИЛ, 1958.

Узнадзе М. Д. Неогеновая флора Грузии. Труды Геол. ин-та АН Груз. ССР, новая сер., вып. 2, Тбилиси, «Мецниереба». 1965.

Файф У., Тернер Ф., Ферхуген Дж. Метаморфические реакции и метаморфические фации. М., ИЛ., 1962.

Ферсман А. Е. Цеолиты России и их минералогия, ч. IV (1922), Избр. труды, т. I, 1952.

Формозова Л. Н. Эксгаляционно-осадочные месторождения железных руд типа Лан-Дилль и геологическая обстановка их образования. В сб.: «Вулканогенно-осадочные и терригенные формации». Тр. ИГН АН СССР, вып. 81, 1963.

Формозова Л. Н. Закономерности образования вулканогенно-осадочных руд железа. В сб.: «Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого», т. II, «Наука», 1968.

Хаин В. Е. К истории геологического развития Куринской впадины. Сб. трудов Ин-та геол. и минер. АН Груз. ССР, Тбилиси, 1951.

Хаин В. Е., Милановский Е. Е. Геологическое строение Кавказа. Изд.-во МГУ, 1963.

Хаин В. Е. Основные черты структуры альпийского пояса Евразии в пределах Ближнего и Среднего Востока. «Вестник МГУ», 1968, № 6; 1969, № 1 и 2.

Хаин В. Е. Основные структурные комплексы Ближнего и Среднего Востока. «Геология и разведка», 1972, № 2,

Халилов А. Г. Нижнемеловые отложения азербайджанской части Малого Кавказа. Баку, Изд. АН Азерб. ССР. 1959.

Хворова И. В. Доломиты карбона и морской нижней перми западного склона Южного Урала. Труды ИГН АН СССР, вып. 4, 1956.

Хворова И. В. О происхождении флиша. БМОИП, отд. геол., т. XXXIII, 1958, № 5.

Хворова И. В. Задачи и некоторые результаты изучения литологии формаций. В сб.: «Вулканогенно-осадочные и терригенные формации». Тр. ИГН АН СССР, вып. 81, 1963.

Хворова И. В., Дриц В. А. Вулканогенные аргиллиты в девоне Актюбинского Приуралья. «ДАН СССР», т. 149, 1963, № 3.

Хворова И. В., Ильинская М. П. Сравнительная характеристика двух вулканогенно-осадочных формаций Южного Урала. В сб.: «Вулканогенно-осадочные и терригенные формации». Тр. ИГН АН СССР, вып. 31, 1963.

Хворова И. В., Залманзон Э. С. Особенности состава фтанитов и яшм южного Урала. «Литология и полезные ископаемые», 1963, № 1.

Хворова И. В., Елисеева Т. Г. Вулканогенные обломочные (псаммитовые) породы улутауской свиты. «Литология и полезные ископаемые», 1965, № 1.

Хворова И. В. О принципах типизации вулканогенно-осадочных формаций. В кн.: «Вулканогенно-осадочные формации и полезные ископаемые» (по материалам VI Всесоюз. литолог. совещания). «Наука», 1965.

Хворова И. В. О происхождении подушечных брекчий и связанных с ними туфов. «Литология и полезные ископаемые», 1966, № 4.

Хворова И. В., Залманзон Э. С. О составе туфогенных пелитоморфных пород из девонских толщ южного Урала. «Литология и полезные ископаемые», 1966, № 6.

Хворова И. В. Кремненакопление в геосинклинальных областях. В кн.: «Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого», т. I. М., «Наука», 1968.

Хворова И. В., Сибиркина Л. М. Информация о семинаре по классификации, номенклатуре и диагностике вулканогенно-осадочных (обломочных) пород. «Литология и полезные ископаемые», 1968, № 5.

Ходьков А. Е. О динамике подземных вод уплотняющихся морских осадочных толщ и ее структурообразующей роли. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1962, № 12.

Хуан У. Г. Петрология. М., «Мир.», 1965.

Цулукидзе Г. Г., Халатов Г. Б., Архипов В. И. Геологическое описание северной части Нахичеванского уезда Елизаветопольской губернии. «Материалы для геологии Кавказа», сер. 1, кн. 2, 1869.

Четвериков С. Д. Руководство к петрохимическим пересчетам химических анализов горных пород и определению их химических типов. Госгеолтехиздат, 1956.

Шанцер Е. В. Очерки учения о генетических типах континентальных образований. М., «Наука», 1966.

Шатский Н. С. О марганценосных формациях и металлогении марганца. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1954, № 4.

Шатский Н. С. Парагенезис осадочных и вулканогенных пород и формаций. «Изв. АН СССР», сер. геол. 1960, № 5.

Швецов М. С. История Московского каменноугольного бассейна в динантскую эпоху. Тр. МГРИ, т. 12, 1938.

Швецов М. С. Петрография осадочных пород. М.—Л., 1958_1.

Швецов М. С. О некоторых вторичных изменениях известняков. Тр. МГРИ, т. XXXIII, 1958_2.

Шихалибейли Э. Ш. Геологическое строение и история тектонического развития восточной части Малого Кавказа. Баку, 1966.

Штеклин Дж. Тектоника Ирана. «Геотектоника», 1966, № 1.

Шутов В. Д. Классификация песчаников. «Литология и полезные ископаемые», 1967, № 5.

Эрентоз К. Краткий обзор геологии Анатолии (Малая Азия) «Геотектоника», 1967, № 2.

Юри Г., Лауенштам Г., Эпштейн С. и **Мак-Кинни К.** Определение палеотемператур, в частности температур верхнего мела Англии, Дании и юго-восточных штатов США. В сб.: «Изотопы в геологии». М., ИЛ, 1954.

Яншин А. Л. Проблема срединных массивов. БМОИП, отд. геол., 1965, № 5.

Altinli J. E. Geology of Eastern and Southeastern Anatolia. Bull. Miner. Res. Explor. Inst. Turkey, N 66, 1966.

Arni P. Materialen zur alterage der Ophiolithe Anatoliens. M. T. L. Mecm., N 3/28 Ankara, 1942.

Bailey E. H., Irwin W. P. and **Jones D. L.** Franciscan and related rocks and their significance in the geology of western California. Calif. Div. Mines and Geol. Bull. N 183, 1964.

Barth T. F. W. Oxygen of rocks: A Basis of petrographic calculations. Journ. of Geology, vol. 56, 1948.

Barth Tom F. W. Principles of classification and norm calculations of metamorphic rocks. The Journ. of Geology. v. 67, N2, March. 1959.

Brinkmann R. Einige geologische Leitlinien von Anatolien Geologica et Paläeontologica, v. 2, 1968.

Buljan M. Deep submarine volcanism and the chemistry of the ocean. Bull. volcanol. ser. 2, N 17, 1955.

Bramlette M. N. The Monterey formation of California and the origin of its siliceous rocks. Geol. Surv. Prof. paper, 212, 1946.

Condie K. C. Geochemistry of early Precambrian graywackes from Wyoming. Geochem. et Cosmochim. Acta, N 11, 1967.

Coombs D. S. The nature and alteration of some Triassic sediments from Southland New Zeland. Trans. Roy. Soc. N. Z., 82, pt. 1, 1954.

Diskinson W. Marine sedimentation of clastic volcanic strata. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 46, N 2. 1962.

Dott R. H. Wacke, graywacke and matrix-what approach to immature sandstone classification, Journ. of Sediment. Petrol., N 3, 1964.

Dubertret L. Géologie des roches vertes du Nord-Ouest de la Syrie et du Hatay. Notes et Mèmoires sur le Moyen Orient, Museum d'Histoire Naturelle. 1953.

Dzulynski S. and **Walton E. K.** Sedimentary features of flysch and graywackes. Developments in sedimentology, 7, Amsterdam, London, New-York, 1965.

Eskola P. On the petrology of the Orijarvi region in southwestern Finland. Comm. Geol. Finland. Bull, N 40, 1914.

Fisher R. Definition of volcanic breccia. Geol. Soc. America Bull., vol. 69, N 8, 1958.

Fisher R. Classification of volcanic breccias. Geol. Soc. America Bull., vol. 71, N 7, 1960.

Fisher R. Proposed classification of volcanoclastic sediments and rocks. Geol. Soc. America Bull., vol. 72, N 9, 1961.

Fiske R. S., Hopson C. A., Waters A. G. Geology of Mount Rainier National Park. Washington. Geol. Surv. Prof. paper, 444, 1963.

Fiske R. S. Subaqueous pyroclastic flows in the Ohanapecosh Formation, Washington. Geol. Soc. America Bull., vol. 74, N 4, 1963.

Folk R. L. The distinction between grain size and mineral composition in sedimentary rock nomenclature. Journ. of Geol., N 4, 1954.

Frondel C., Hurlbut C. S., Collette R. C. Sintesis of turmaline. Amer. Mineral., v. 32. 1947.

Helmbold R. Contribution to the petrography of the Tanner graywacke. Bull. Geol. Society of Amer., N 3, 1958.

Hitanen Anna. On the facies series in various types of metamorphism. The Journ. of Geology., vol. 75, N 2, March., 1967.

Huckenholz H. C. Mineral composition and texture in graywackes from the Harz Mountains (Germany) and in arkoses from the Auvergne (France). J. of Sedim, Petrol., N 4, 1963.

Jlhan E. The Green Rocks of Turkey: their importance for the Tectonic Pattern of the Eastern part of the Mediterranean Alpine. Orogenic Belt. Intern. Geol. Congress. Report of the Twenty-Second session India, part IV, Procees. section 4, Rock deform. and Tectonic, 1964.

Ketin J. Explanatory text of the Geological map of Turkey. „Kayseri", Ankara, 1963.

Lockwood J. P. Sedimentary and Gravity-Slide Emplacement of Serpentinite. Geol. Society Amer. Bull., vol. 82, April, 1971.

Niggly P. Zur mineralogusche Klassification der Eruptivgesteine. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 15, 1935.

Oswald F. Armenien, Handbuch der regionalen Geologie. Heidelberg, 5,40. Kortes 1912.

Packhman G. H., Crook A. W. The principle of diagenetic facies and some of its implication. Journ. of Geol vol. 68, N 4, 1960.

Pettijohn F. J. Classification of sandstones. J. of Geol, N 4, 1954.

Pettijohn F. J. Sedimentary rocks. New-York, 1957.

Slaughter M., Earley J. W. Mineralogy and geological significance of the Nowry Bentonites Wyowing. Geol. Surv. America. Spec. Papers. N 83, 1965.

Stillwell F. L. The metamorphic rocks of Adelie Land. Australasian Antarctic Exped. 1911—1914. Sci. Rep. Ser. A, Vol. 3, Part I. 1918.

Tromp S. W A tentative classification of the main structural units of the Anatolian orogenic belt. Journ. of Geol, vol. LV, N 4, 1947.

Turekian K. K., Wedepohl K. H. Distribution of the Elements in some major units of the Earth's crust. Geol. Soc. America Bull; vol. 72, N 2, 1961.

Yerhoogen G. Mechanics of ash formation. Geol. Soc. America Bull., vol. 249, N 71, 1951.

Weaver C. E. Mineralogy and petrology of some Ordovican K-bentonites and related limestones. Geol. Soc. America Bull., vol. 64, N 8, 1963.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение. *М. А. Сатиан.* 5

I. Строение и состав осадочных, вулканогенно-осадочных и метаморфических формаций 9

Докембрий—нижний палеозой. *В. А. Агамалян.* 9

Ряды формаций 9

Полиметаморфическая гнейсово-кристаллически-парасланцевая формация (докембрий (?) 10

Субформация пятнистых сланцев (10), субформация кварцитовидных сланцев (18), субформация графитовых сланцев (24).

Зеленосланцевая формация (нижний палеозой (?) 37

Субформация метааркозовых филлитов (37), субформация метавулканитов (43), карбонатная субформация (52).

Парагенетические ассоциации минералов и фации метаморфизма сланцев 56

Средний—верхний палеозой и триас. *Г. Б. Нисанян*

Распространение 57

Ряды формаций. *А. Г. Бабаев, Г. Б. Нисанян* 58

Карбонатно-терригенная формация (верхний девон—нижний карбон). 63

Терригенные породы, *Г. Б. Нисанян, И. Х. Петросов* (63), карбонатные породы (74), фосфориты и фосфатизированные породы (81)

Карбонатная формация (пермь—средний триас) 83

Карбонатные породы (85)

Угленосно-терригенная формация (верхний триас) 94

Терригенные породы, *Г. Б. Нисанян, И. Х. Петросов* (94)

Вторичные изменения и минеральные новообразования . . . 98

Юра—неоком 101

Распространение 101

Ряды формаций. *А. Г. Бабаев, Р. А. Мандалян, М. А. Сатиан, Л. С. Чолахян.* 102

Средняя юра. *М. А. Сатиан, Л. С. Чолахян.* 105

Сомхето-Кафанская структурно-формационная зона 105

Подзона Кафанского антиклинория 105

Вулканогенно-обломочная формация (верхний байос) . . . 105

Пирокластическая субформация (105), вулканогенно-обломочная субформация (109), вулканогенно-осадочные и пирокластические породы (110), осадочные породы (113).

Вторичные изменения и минеральные новообразования . . . 114

Верхняя юра—нижний неоком. *Р. А. Мандалян* 117

Подзона Шамшадинского и Алавердского антиклинориев . . . 117

Вулканогенно-карбонатная формация (оксфорд—неоком) . . . 117

Вулканические породы (120), вулкано-терригенные породы (124),

карбонатные породы (126), кремнистые породы (144), сводная характеристика формации (149)
Подзона Кафанского антиклинория 151
Вулканогенно-обломочная формация (верхняя юра—средний валанжин) 151
Вулканические породы (153), вулкано-терригенные породы (154), известняки (160), сводная характеристика формации (162).
Альб—верхний мел—палеоцен. *М. А. Сатиан.* 163
Распространение 163
Ряды формаций. *А. Г. Бабаев, М. А. Сатиан, Ж. О. Степанян.* . . 164
Сомхето-Кафанская структурно-формационная зона. 166
Подзона Папакарского и Иджеванского синклинориев. *М. А. Сатиан.* 166
Осадочно-пирокластическая формация (средний альб—нижний турон). 166
Осадочные породы (166), вулканогенно-осадочные и пирокластические породы (171).
Вулканогенно-обломочная формация (верхний турон—сантон) . . 176
Вулканогенно-осадочные и пирокластические породы (176), бентонитовые глины Саригюхского месторождения. *И. Х. Петросов* (189), осадочные породы (194), минеральный и химический состав пород (195).
Известняковая формация (верхний сенон) 209
Осадочные породы (209), пирокластические и вулканогенно-осадочные породы (213), бентонитовые глины Ноемберянского месторождения. *И. Х. Петросов* (214).
Вторичные изменения и минеральные новообразования . . . 216
Подзона Горисского синклинория. *Ж. О. Степанян* 221
Вулканогенно-обломочная формация (верхний турон—сантон) . . 222
Пирокластические и вулканогенно-осадочные породы (222), осадочные породы (228), вторичные изменения пород (230).
Центральная складчатая структурно-формационная зона 231
Подзона Веди-Аргичинского и Урцско-Айоцдзорского антиклинориев *М. А. Сатиан* 231
Известняково-терригенная формация (сеноман—турон) 231
Терригенные породы (233), известняки (236).
Кремнисто-вулканогенная формация (верхний турон (?)—нижний коньяк). *М. А. Сатиан, Ж. О. Степанян.* 237
Пирокластические и вулканогенно-осадочные породы (239), осадочные породы (249), вторичные изменения пород (253).
Граувакковая формация (коньяк) 255
Терригенные породы (255), глины (*Р. Г. Мхитарян, М. А. Сатиан*) (265), известняки (266).
Известняковая формация (сантон—верхний сенон) 266
Терригенно-карбонатная, флишоидная формация (даний—палеоцен), *В. П. Асратян, И. Х. Петросов, А. А. Садоян, М. А. Сатиан.* . . . 269
Терригенные породы (273), карбонатные породы (274).
Химический состав верхнемеловых пород. *М. А. Сатиан.* . . 275
Вторичные изменения и минеральные новообразования. *М. А. Сатиан.* 279
Палеоген 281
Распространение 281
Ряды формаций. *В. П. Асратян, А. Г. Бабаев, Г. Р. Мкртчян, И. Х. Петросов, А. А. Садоян, О. А. Саркисян.* 282
Центральная складчатая структурно-формационная зона . . . 284
Подзона Севано-Ширакского синклинория. *О. А. Саркисян.* . . . 284
Терригенно-карбонатная формация 288
Карбонатная субформация (нижний эоцен) *Г. Б. Нисанян, О. А. Саркисян.* 288
Карбонатные породы (289)

Угленосная субформация (нижний эоцен). *И. Х. Петросов, О. А. Саркисян, Л. С. Чолахян* 291
Терригенные породы (291)
Флишоидная формация 296
Терригенно-пирокластическая флишевая субформация (нижний эоцен) *Р. Т. Джрбашян, О. А. Саркисян, Л. С. Чолахян.* 296
Терригенные породы (297), пирокластические и вулканогенно-осадочные породы (297)
Вулканогенно-осадочная мелкообломочная субформация (средний эоцен), *Г. Б. Нисанян, И. Х. Петросов, О. А. Саркисян, Л. С. Чолахян.* 299
Терригенные породы (299), карбонатные породы (302), вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы (302), глиноподобные породы (305).
Вулканогенно-осадочная грубообломочная формация (верхний эоцен). *И. Х. Петросов, О. А. Саркисян, Л. С. Чолахян.* 307
Терригенные породы (307), вулканогенно-осадочные и пирокластические породы (309).
Нижняя молассовая (шлировая) формация (нижний олигоцен). *Г. Б. Нисанян, И. Х. Петросов, О. А. Саркисян, Л. С. Чолахян* 310
Терригенные породы (310), карбонатные породы (311), вулканогенно-осадочные и пирокластические породы (311).
Молассоидная (угленосная) формация (средний—верхний олигоцен) *И. Х. Петросов, О. А. Саркисян, Л. С. Чолахян.* 312
Терригенные породы (312)
Подзона Приереванского прогиба. *В. П. Асратян, И. Х. Петросов, А. А. Садоян.* 316
Флишевая формация (даний—эоцен) 317
Терригенно-карбонатная флишоидная субформация (нижний эоцен) . 317
Терригенные породы (319), карбонатные породы (320).
Пирокласто-осадочная флишоидная субформация (средний эоцен). . 321
Вулканогенно-осадочные породы (322).
Карбонатно-терригенная флишевая субформация (средний—верхний эоцен) 325
Терригенные породы (328), карбонатные породы (334).
Нижняя молассовая (шлировая) формация (нижний—средний олигоцен) 334
Терригенные породы (335), карбонатные породы (339).
Подзона Шагапской синклинали. *А. А. Садоян.* 340
Флишевая формация (даний—эоцен) 340
Терригенно-карбонатная флишоидная субформация (нижний эоцен). 340
Известняки (340).
Пирокласто-осадочная флишоидная субформация (средний эоцен) . 343
Терригенные породы (343), карбонатные породы (344).
Карбонатно-терригенная флишевая субформация (верхний эоцен) . 348
Терригенные породы (348), карбонатные породы (348).
Нижняя молассовая (шлировая) формация (нижний—средний олигоцен) 349
Терригенные породы (349), карбонатные породы (351).
Подзона Айоцдзорского (Вайкского) синклинория. *В. П. Асратян, И. Г. Гаспарян, И. Х. Петросов, А. А. Садоян.* 351
Флишевая формация (эоцен) 351
Терригенно-карбонатная флишоидная субформация (нижний эоцен) . 352
Терригенные породы (352), карбонатные породы (355).
Пирокласто-осадочная флишоидная субформация (средний эоцен) . 355
Терригенные и вулканогенно-осадочные породы (355), карбонатные породы (357).

Карбонатно-терригенная флишоидная субформация (средний—верхний эоцен) 357
Терригенные породы (357), карбонатные породы (358).
Нижняя молассовая (шлировая) формация (олигоцен) 359
Терригенные породы (359), карбонатные породы (360).
Приараксинская зона 361
Подзона Октемберянского (Нижнеахурянского) прогиба 361
Терригенно-карбонатная флишоидная формация (средний—верхний эоцен). *И. Г. Гаспарян, Л. С. Чолахян.* 361
Терригенные породы (361), карбонатные породы (365).
Нижняя молассовая (шлировая) формация (верхний эоцен—олигоцен). 365
Грубообломочная шлировая (красноцветная) субформация (верхний эоцен). *И. Г. Гаспарян, Г. Р. Мкртчян, И. Х. Петросов, Л. С. Чолахян.* 365
Терригенные породы (365), вулканогенно-осадочные породы (366).
Мелкообломочная шлировая субформация (олигоцен). *И. Г. Гаспарян, Э. Н. Кургинян, Р. Г. Мхитарян, Г. Б. Нисанян, И. Х. Петросов, Л. С. Чолахян.* 366
Терригенные породы (367), карбонатные породы (371).
Неоген 373
Распространение 373
Ряды формаций. *В. П. Асратян, А. Г. Бабаев, И. Г. Гаспарян, Г. Р. Мкртчян, М. А. Мовсесян, И. Х. Петросов, А. А. Садоян, О. А. Саркисян.* 373
Миоцен 376
Подзоны Октемберянского (Нижнеахурянского) и Приереванского прогибов 376
Красноцветная молассоидная формация (нижний миоцен). *В. П. Асратян, И. Г. Гаспарян, Г. Р. Мкртчян, М. А. Мовсесян, И. Х. Петросов* 376
Терригенные породы (376).
Терригенно-эвапоритовая формация (средний миоцен). *И. Г. Гаспарян, Г. Р. Мкртчян, М. А. Мовсесян, И. Х. Петросов.* 379
Гипсоносная толща (380), соленосная толща (383).
Карбонатно-терригенная формация (средний и верхний миоцен). *И. Г. Гаспарян, Э. Н. Кургинян, Г. Р. Мкртчян, М. А. Мовсесян, Г. Г. Мхитарян, Г. Б. Нисанян, И. Х. Петросов, Л. С. Чолахян.* 386
Терригенные породы (386), карбонатные породы (388), вулканогенно-осадочные породы (388).
Подзона Садаракского прогиба. *И. Г. Гаспарян* 388
Красноцветная молассоидная формация (верхний олигоцен—нижний миоцен) 389
Терригенные породы (389), карбонатные породы (390), вулканогенные породы (392).
Плейстоцен. *Ю. В. Саядян.* 392
Наземно-вулканогенная формация (плиоцен—плейстоцен) . . . 392
Терригенная озерная субформация (плейстоцен) . . . 392
Ширакская котловина 392
Вулканогенно-осадочные породы (394), терригенные породы (397), карбонатные породы (400).
Араратская котловина. *Д. Б. Саркисян, Ю. В. Саядян.* . . . 401
Озеро Севан. *С. Г. Саркисян, Ю. В. Саядян.* 404
Терригенные осадки (404), пирокластические и вулканогенно-осадочные породы (406).
II. Условия осадконакопления 407
Байкальский этап. *В. А. Агамалян* 407
Герцинский этап. *Р. А. Аракелян, Г. Б. Нисанян.* 411
Поздний девон (411), ранний карбон (413), пермь (415).
Триас. *Н. Р. Азарян, Р. А. Аракелян, Г. Б. Нисанян.* (416).

Альпийский этап 419
Ранняя—средняя юра. *Н. Р. Азарян, М. А. Сатиан, Л. С. Чолахян.* . 419
Поздняя юра—ранний неоком. *Р. А. Мандалян* 426
Поздний неоком—апт. *М. А. Сатиан.* 430
Альб—поздний мел—палеоцен. *М. А. Сатиан, Ж. О. Степанян.* . 432
О верхнемеловой седиментационно-тектонической зональности (432). Альб (437), сеноман—турон (439), сенон (441), даний—палеоцен. *А. А. Садоян, М. А. Сатиан* (452).
Палеоген. *В. П. Асратян, Г. Р. Мкртчян, И. Х. Петросов, А. А. Садоян, О. А. Саркисян* 453
Эоцен (454), олигоцен (464).
Неоген. *В. П. Асратян, Г. Р. Мкртчян, М. А. Мовсесян, И. Х. Петросов, А. А. Садоян, О. А. Саркисян.* 469
Миоцен (469).
Плиоцен—плейстоцен. *Ю. В. Саядян.* 472
Заключение. *А. Г. Бабаев, С. Г. Саркисян, М. А. Сатиан.* 479
Литература 482

Печатается по решению ученого совета
Института геологических наук
АН Армянской ССР

Редактор издательства *С. М. Даншелян*
Обложка *Л. А. Садояна*
Технич. редактор *М. А. Капланян*
Корректор *И. Г. Апкарян*

ВФ 03932 Изд. 4055 Заказ 218 Тираж 1000

Сдано в набор 20/III 1973 г., подписано к печати 7/V 1974 г., печ. 31,25 л.+58 вкл.+1 цв. карта, усл. печ. 60,55 л., изд. 52,5, бумага № 1, $70\times108^{1}/_{16}$.Цена 5 р. 15 к.

Эчмиадзинская типография Издательства АН Армянской ССР