

**КАРБОНАТНЫЕ
ПОРОДЫ
АРМЕНИИ**

5301

Карбонатные

| породы Армении.

| Ереван, 1993.



ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԶԳԱՅԻՆ ԱԿԱԴԵՄԻԱ
ԵՐԿՐԱՔԱՆԱԿԱՆ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԻՆՍՏԻՏՈՒՏ

ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ԿՐԱԲԱՐԱՅԻՆ ԱՊԱՐՆԵՐԸ

ՀԳԱԱ ՀՐԱՏԱՐԱՆԳՈՒԹՅՈՒՆ
ԵՐԵՎԱՆ 1993

НАЦИОНАЛЬНАЯ АКАДЕМИЯ НАУК АРМЕНИИ
Институт геологических наук

КАРБОНАТНЫЕ ПОРОДЫ АРМЕНИИ

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАН АРМЕНИИ

ЕРЕВАН

1993



Печатается по решению ученого совета
Института геологических наук НАН Армении

Ответственный редактор докт. геол.-мин.
наук В.Н.Холодов

Книгу рекомендовали к печати рецензенты:
кандидаты геол.-мин.наук В.П.Асратян,
М.А.Мовсисян

Рассмотрены основные этапы карбонатакопления фанерозоя территории Армении. Охарактеризованы основные особенности вещественного состава, условий образования, фациальной принадлежности, а также вторичных преобразований карбонатных пород, принадлежащих осадочным и вулканогенно-осадочным формациям палеозоя – триаса, поздней юры – неокома, альба – позднего мела, палеогена и неогена – четвертичного возраста.

Обсуждены периодизация карбонатакопления, а также вопросы эволюции состава карбонатных пород с течением геологического времени. Рассмотрены вопросы практической значимости и перспективы использования карбонатных пород в народном хозяйстве. Книга рассчитана на широкий круг специалистов, занимающихся вопросами седиментологии, литолого-формационного анализа, неметаллических полезных ископаемых.

ВВЕДЕНИЕ

Возрастающий интерес к карбонатным породам отражает их большую научную информативность и практическую значимость. В этой области появились новые фундаментальные исследования, в том числе: "Карбонатные формации Сибири и связанные с ними полезные ископаемые", 1982; "Карбонатные фации в геологической истории", 1980; "Карбонатные породы", 1970; "Ископаемые органогенные постройки, рифы, методы их изучения и нефтегазоносность", 1975; "Эволюция карбонатонакопления в истории Земли", 1988. По этой же проблеме межведомственным литологическим комитетом были организованы крупные совещания:

"Фации и геохимия карбонатных отложений", Таллин, 1973;

"Карбонатные формации и условия их образования", Нальчик, 1987.

Установление состава и строения карбонатных толщ и закономерностей их формирования проливает свет на существенные особенности древних водоемов (физико-химические и палеоклиматические условия, фациальная обстановка), также как во многом способствует познанию геологического развития региона. Наступление карбонатной стадии седиментации является закономерным этапом развития региона (бассейна), обусловленным благоприятным сочетанием тектонической обстановки, климатических условий и степени зрелости рельефа прилегающей суши.

Сферы практического использования карбонатных пород весьма разнообразны. Они используются в строительстве (известь, цемент, строительный камень), металлургии, сахарной, стекольной, химической, целлюлозно-бумажной промышленности, сельском хозяйстве, медицине. В 1980 г. в мире было добыто 3,2-3,5 млрд. т карбонатного сырья. Карбонатные толщи представляют большой интерес как возможные нефтегазоносные горизонты и рудовмещающие породы (бокситы, фосфориты, оптический кальцит, целестин, свинцово-цинковые руды). В них формируются крупные залежи подземных пресных и минеральных вод.

Карбонатные породы значительно развиты в разрезе фанерозоя территории Армении. Имевшаяся по ним информация, частично изложенная в томе "Литология" многотомника "Геология Армянской ССР" (1974 г.), за последние годы пополнилась новыми материалами по региональной литологии и данными, полученными на основании комплексного (и генетического) подхода к изучению карбонатных пород. Назрела необходимость обсуждения и обобщения этого материала, которая выполнена в настоящей сводке литологами ИГН АН Армении. Научное руководство осуществлялось докторами геолого-минералогических наук Р.А.Мандаляном и М.А. Сатяном.

И в заключение отметим, что дополнительную информацию по карбонатным породам фанерозоя территории Армении (подробные описания опорных разрезов, детальные структурно-текстурные характеристики и иллюстрации к ним, а также соответствующий графический материал) можно найти в ряде публикаций и отчетов тех же авторов. Они приведены в списке литературы.

I. СРЕДНИЙ-ПОЗДНИЙ ПАЛЕОЗОИ - ТРИАС

Средне-верхнепалеозойские отложения образуют мощный комплекс осадочных пород морского генезиса, тесно связанных с перекрывающимися их триасовыми образованиями. Несмотря на то, что на протяжении от среднего девона до триаса осадконакопление не было непрерывным, а отрезок от среднего до позднего карбона представляет в качестве этапа регионального перерыва в осадконакоплении и периода образования кор выветривания, вся средне-палеозойская толща образует единый структурно-формационный комплекс или этаж (табл. I).

Для герцинского этапа в целом характерны сравнительно (с последующим альпийским этапом) слабое проявление складчатых движений, незначительная суммарная мощность отложений, устойчивость областей размыва и седиментации во времени и литофаций на больших площадях, отсутствие вулканизма, наличие древней коры выветривания, преимущественно олиго-мономиктовый состав пород (Нисанян, 1974, 1976, 1986).

С герцинским этапом седиментации, отчетливо проявленным в средне-верхнем палеозое - триасе Приараксинской и Анкаван-Мегринской зон, связано накопление морских мелководных субплатформенных карбонатных и терригенных формаций.

Карбонатно-терригенная формация Приараксинской зоны

Карбонатно-терригенная формация верхнего-девона-нижнего карбона широко развита в Приараксинской зоне. Далее к востоку в Анкаван-Мегринской тектонической зоне резко убывает по мощности, стратиграфическому интервалу и по площади распространения. В последней она представлена только нижней частью (франский ярус).

Карбонатные породы составляют 40% объема формации и имеют неравномерное распространение. Известняки ассоциируют с кварце-

Таблица I

Ряды формаций средне-позднепалеозойских и триасовых
отложений Приараксинской и Анкаван-Мегринской зон

Зона	Ряды формаций, возраст и местоположение	Обстановка накопления	Главные типы пород	Толщина, м
I	2	3	4	5
Приараксинская	Угленосно-терригенная Т ₃ , Джерманисская антикли- наль	Морская	Глины, аргиллиты, кварцевые, кремнекластито-кварцевые пес- чаники, алевролиты, с пласта- ми углей	500-700
	Карбонатная Т ₁ -Р ₁ , Барцра- карская, Советашенская, Эр- тичская, Гнишикская, Оббин- ская, Хачикская, Аргичинская, Аснийская, Армикская, Сари- папская, Кадрлинская, анти- клинали	Морская	Известняки с прослоями глин, глинистых, доломитизирован- ных известняков и доломитов. Известняки верхней перми содер- жат кремнистые стяжения	600-1300
	Древняя латеритовая кора выветривания С ₃ -С ₂ , Армаш- ская, Кяркинская антикли- налии	Континен- тальная	Песчаники, песчано-глинис- тые и бокситоносные породы, конгломераты, ожелезненные брекчии	0-30

1	2	3	4	5
Приараксинская	Карбонатно-терригенная C_1 - D_3 , Урцкая, Саринапская, Корви-ранская, Мадюлинская, Советашен-ская, Эртичская, Амагу-Гишик-ская, Аргичинская антиклинали	Морская	Песчаники, кварцито-песчаники, кварциты, алевролиты, глинистые, глинисто-песчанистые сланцы и известняки	1000-1830
	Нижняя карбонатная D_2 , Данаик-ская, Гюмушлутская, Геранкала-синская, Велидагская антикли-нали	Морская	Песчаники, кварцито-песчаники, глинистые, глинисто-песчани-стые сланцы	500-900
Бегричская	Нижняя базальная терриген-ная $D_1(?)$, скважина Велидаг	Морская	Аргиллиты, кварцевые песчаники, алевролиты, фтаниты, известняки	1200(?)
	Карбонатная P_2 , бассейны рр. Гехи, Шикерт, Гюмур	Морская	Известняки с прослоями глинис-тых и доломитизированных из-вестняков со стяжениями крем-ней	200-750
Анкаван-	Карбонатно-терригенная D_3 (франский ярус), бассейны рр. Шикерт, Гюмур	Морская	Песчаники, алевролиты, квар-цито-песчаники, кварциты, гли-нистые сланцы и известняки	100-300

выми песчаниками, кварцито-песчаниками, кварцитами, алевролитами, глинистыми и глинисто-песчанистыми сланцами. Известняки образуют среди терригенных образований пачки и пласты, мощность которых определяется первыми десятками метров, а в кровле формации (визейский ярус) около 200 м.

Среди известняков развиты главным образом органогенные, органогенно-детритовые и хомогенные разности. Основная роль в их образовании принадлежит кораллам, брахиоподам, криноидеям, водорослям, несколько меньшая — фораминиферам, мшанкам, пелециподам и остракодам. Наряду с чистыми разновидностями развиты известняки, сильно обогащенные терригенным материалом, участками переходящие в песчанистые их разности.

Криноидные известняки развиты по всему разрезу данной формации в виде небольших пластов мощностью от 1,5 до 3 м. Макроскопически это серые и светло-серые тонко-среднеслоистые породы со сверкающим изломом. На поверхности слоев часто видны обломки криноидей (членики и редко стебельки) размером от 0,5 до 3 см. В шлифах обнаруживается, что они почти нацело (85%) сложены из члеников криноидей размером 0,3–4 мм. Они перекристаллизованы с постепенным превращением в крупные монокристаллы с реликтами сетчатого строения. В небольшом количестве (до 10%) присутствуют перекристаллизованные обломки кораллов, брахиопод, фораминифер, мшанок и обрывки водорослей. Цемент скудный, образованный мелкозернистым кальцитом, участками перекристаллизованный.

Водорослевые известняки — это массивные, толсто- и среднеслоистые породы серой окраски. В шлифах видно, что они сложены многочисленными округлыми и неправильными известковистыми клубочками размером чаще всего 5–7 мм, но иногда достигающими 10–12 мм. В одних прослоях такие клубочки переполняют породу, в других они рассеяны неравномерно. В таких разностях довольно много обломков брахиопод, фораминифер, мшанок и мелких сгустков мелкозернистого кальцита. Текстура беспорядочная, реже слоистая. Связующая масса представлена микро- и мелкозернистым кальцитом, иногда перекристаллизованным в более крупные кристаллы.

Фораминиферовые известняки представлены мелко- и среднезернистыми разностями. Они характеризуются темно-серой и серой окраской и отчетливой горизонтальной слоистостью. Порода состо-

ит из фораминифер (70%), органического детрита (10%) и связующей массы, представленной мелко- и среднезернистым кальцитом,

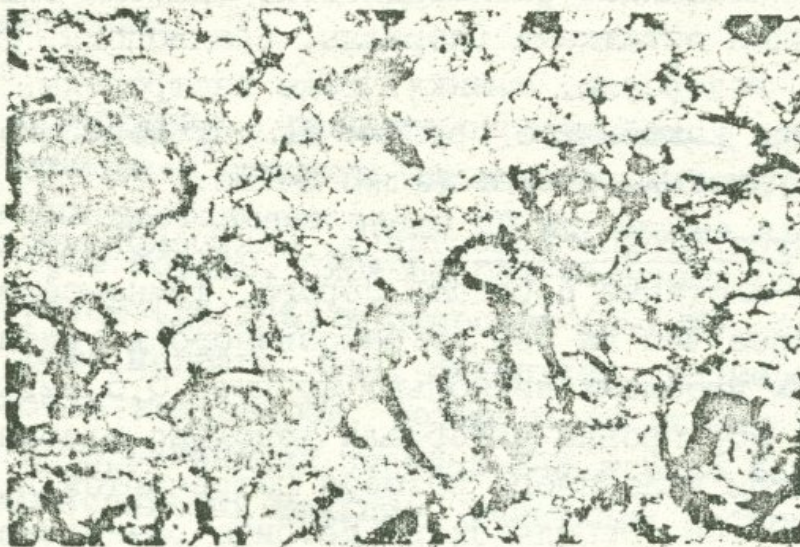


Рис. I. Известняк органический, сложенный преимущественно раковинками фораминифер. Шлиф, ув. 45, ник. I, Пермь, с. Армаш.

Сгустковые известняки — средне- и толстослоистые, серые и темно-серые породы с раковистым изломом. Изучение в шлифах показывает, что этот тип состоит из сгустков (50–70%) органических остатков (20%) и цемента. Сгустки сложены микро- и мелкозернистым кальцитом размером 0,2 мм. Форма сгустков овальная, округлая и удлиненная. В некоторых сгустках определяются ядра, сложенные органическим детритом — фораминифер, брахиопод, кораллов и водорослей. Цемент кальцитовый, базальный, реже поровый мелкозернистый, участками перекристаллизованный.

Мшанково-кораллово-брахиоподовые известняки. Известняки этого типа состоят из неотсортированных органических остатков и детрита размером от 0,5 до 18 мм, в составе которого преобладают срезы брахиопод, стенки которых имеют волокнистое строение, затем кораллы, имеющие ячеистое строение, и наконец мшанки — ветвисто-ячеистые. Цемент неравнономернозернистый, кальцитовый, составляет 8–10%. Кроме вышеперечисленных органических

остатков встречается мелкодетритовый материал в количестве 5%. Мощность таких известняков колеблется от 2 до 8 м. Описанный тип известняков встречен в основании данной формации.

Кроме описанных типов известняков в подчиненном количестве развиты их смешанные разновидности. Сложены они разнообразными органическими остатками (кораллы, брахиоподы, фораминиферы, криноидеи, водоросли, мшанки, реже гастроподы, пелециподы) без преобладания какой-либо группы. Цемент известковистый, мелко- и среднезернистый, составляющий 5-15%.

Крупнодетритовые известняки. Макроскопически представлены слоистыми, плотными породами серого, темно-серого цвета, состоящими более чем на 50% из раковинного детрита. 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. Состав органического детрита 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. Органогенный детрит, как правило, слабо и плохо окатан. Цемент обильный, сложен микрозернистым кальцитом, в разной степени перекристаллизованный. В участках с сохранившейся первичной структурой отчетливо видны начальные стадии перекристаллизации. Реже цемент полностью перекристаллизован. Изредка в микрозернистой массе отмечено небольшое (до 5%) количество доломита. Крупнодетритовые известняки встречаются по всему разрезу формации в виде небольших, реже мощных пластов.

Мелкодетритовые известняки присутствуют почти во всех стратиграфических интервалах. Это слоистые, серые, темно-серые породы. В их составе выделены: криноидно-полидетритовые, брахиоподово-полидетритовые, фораминиферо-полидетритовые разновидности, которые связаны постепенными переходами.

Шламовые известняки. В обнажениях это слоистые, серые, темно-серые породы с шероховатым изломом. Более чем на 50% состоят из

раковинного детрита, преобладающая часть которого имеет размеры менее 0,1 мм. Более крупный детрит представлен фораминиферами, кораллами и криноидеями.

Хемогенные известняки

Оолитовые известняки — развиты ограниченно и имеют мощность от 2 до 5 м. Суммарная мощность их в разрезе карбонатно-терригенной формации составляет около 20 м. Внешне слоистые, мелкозернистые, серые породы. Сложены они оолитами (до 85%), органическим детритом (до 10%) и цементом (5–12%). Форма оолитов овальная, реже неправильная, вытянутая, размером 0,12–0,5 мм. Количество концентров, развитых по ядрам, сложенных органическими и терригенными зернами, 2–3 и реже более. Цементом служит микрозернистый кальцит, участками раскристаллизованный.

Микрозернистые известняки. Это слоистые, плотные, серые и темно-серые породы. Сложены они микрозернистым кальцитом, среди которого рассеяны более крупные кристаллы (0,04 мм). Довольно часто микрозернистые известняки содержат то или иное количество органических остатков. Эта разновидность, развитая чаще в основании карбонатно-терригенной формации, содержит примесь глинистого и алевролитистого материала (от 5 до 20%).

Комковатые известняки. Внешне слоистые, плотные, серые, темно-серые с шероховатым изломом породы. Они образуют пласты мощностью до 1 м среди микрозернистых известняков.

Порода образована мелкими комочками (0,2 до 1 мм), состоящими из тонкозернистого кальцита. Иногда значительная часть комочков перекристаллизована в более крупные кристаллы. Внутри некоторых комочков наблюдается плохо сохранившийся мелкий раковинный детрит. Форма комочков округлая, овальная, реже неправильная. В одних образцах комочки почти нацело слагают породу, в других присутствует значительное количество обломков раковин брахиопод, члеников криноидей, фораминифер и водорослей. Единичные из них имеют хорошую сохранность, большая часть их гранулирована. Изредка наблюдается обрастание органических остатков неровной корочкой тонкозернистого карбоната. Эти корочки, по всей вероятности, являются продуктом жизнедеятель-

ности водорослей. В некоторых шлифах видно обрастание органических остатков водорослями с едва заметной первичной структурой. Пространственно и структурно такие известняки постепенными переходами связаны с мелкодетритовыми, реже оолитовыми разновидностями известняков.

Наряду с чистыми типами развиты также известняки, обогащенные терригенным материалом – алевритистые и песчанистые разновидности. В составе терригенного материала преобладает кварц, присутствуют микроклин, реже кислый плагиоклаз и обломки осадочных и метаморфических пород. Эти породы в виде маломощных прослоев (0,2–0,4 м) встречаются внутри перемежающейся пачки карбонатно-терригенной формации.

Минералогические исследования нерастворимого остатка показали довольно однообразный их состав. Из аллотигенных минералов кварц (I–30%, в среднем 9,3%); мусковит (0,5–8%, в среднем 2,3%), циркон (I–3,0%, в среднем 1,2%), турмалин (ед. зерна – I,5, в среднем 0,8%), рутил (ед. зерна – I%, в среднем 0,5%), анатаз, брукит, апатит, гранат, сфен отмечены в количестве редких зерен. Из аутигенных – кальцит, доломит, барит, пирит, кварц и гидроокислы железа.

Комплекс терригенных минералов дает основание считать, что они сформировались в значительной мере за счет переотложенных продуктов додевонской или нижнедевонской коры выветривания в условиях пенецпленизированной суши и интенсивной химической дифференциации.

Рациональный состав известняков приведен в табл. 2. Содержание нерастворимого остатка в них варьирует в широких пределах от 0,75 до 11,0%. Показательно низкое содержание MgO (0–1,38%, в среднем 0,5%), что находится в соответствии с практическим отсутствием доломита.

Согласно данным 200 спектральных анализов установлено, что известняки данной формации характеризуются некоторым набором элементов примесей. Ni, Ga, Sr, Mn присутствуют в кларковых значениях. Превышает кларковые значения Ti (0,21%), связанные с присутствием заметного количества титансодержащих как аллотигенных, так и аутигенных минералов в составе нерастворимого остатка известняков.

Карбонатная формация Приараксинской зоны

Карбонатная формация (табл. I) нижней перми — нижнего триаса в основном сложена известняками. В верхах верхнепермской части разреза появляются маломощные прослои глинистых известняков, которые в верхах нижнего триаса увеличиваются и достигают 24 м. Завершается разрез формации 12 м толщей доломитов и доломитовых известняков.

Преобладающими генетическими типами карбонатных пород являются органогенные, органогенно-детритовые и хемогенные разновидности. Ниже приводится их краткое описание.

Фузулинидо-ые известняки преобладают в составе формации. В обнажении они массивные, толстослоистые, серые, темно-серые породы с запахом битума. На выветрелой поверхности известняков отчетливо определяются раковины фузулинид.

В шлифах видно, что порода состоит из цельных и слабо поврежденных раковин фузулинид (до 80%), камеры и полости которых выполнены микро- и мелкозернистым кальцитом. Вместе с ними присутствуют кораллы, фораминиферы, мшанки, обрывки водорослей, мелкие комочки (копролиты?, сгустки водорослей) криптозернистого кальцита (до 3%). Цемент обильный представлен микро- и мелкозернистым кальцитом. Местами наблюдается перекристаллизация основной массы в среднезернистый кальцит (0,2–0,5 мм). По трещинкам вокруг зерен кальцита и по остаткам фауны наблюдаются выделения гидроокислов железа и битуминозного вещества.

Спикуловые известняки приурочены к основанию формации, имеют малые мощности, но значительное площадное распространение. Внешне это плотные, массивные породы серой окраски, с многочисленными прожилками кальцита. В шлифах видно, что порода на 60% сложена скелетными остатками, представленными преимущественно спикулами кремневых и известковистых губок и мелкими фораминиферами. Они сложены микро- и мелкозернистым кварцем и кальцитом. Размеры спикул варьируют в широких пределах: диаметр 0,06–0,25 мм, длина 0,3–1 мм и более. Иногда наблюдается процесс кальцитизации спикул. Цемент представлен мелкозернистым кальцитом, участками окремненный при эпигенетическом перераспределении спикулового кремнезема.

Т а б л и ц а 2

Химический состав известняков карбонатно-терригенной формации Приараксинской зоны

№ п	НО	R_2O_3	СаО	MgO	CO_2	Сумма	Пересчитанные величины	
							кальцит	ДОЛОМИТ
I	4,80	3,12	49,10	—	42,74	99,76	92,00	—
2	9,86	2,30	49,00	—	39,14	100,30	87,72	—
3	8,10	1,78	51,40	—	38,92	100,20	90,00	—
4	2,10	8,05	52,10	—	37,71	99,96	90,80	—
5	11,20	2,40	49,90	—	36,40	99,90	86,10	—
6	10,79	3,50	50,20	—	36,00	100,49	86,60	—
7	1,93	5,89	49,55	0,76	42,41	100,34	88,31	3,50
8	2,45	2,80	50,70	1,17	42,66	99,78	89,05	5,34
9	3,64	2,40	52,73	0,67	41,08	100,52	92,20	3,06
10	0,80	2,12	54,49	0,63	41,90	99,94	95,44	2,88
11	0,90	4,34	54,14	0,90	39,00	99,28	92,14	4,15
12	2,00	2,38	53,38	0,72	41,31	99,79	93,10	3,29
13	4,10	1,45	52,20	0,44	41,70	99,89	92,93	2,01
14	5,90	2,30	40,90	0,53	41,01	99,64	89,70	2,42
15	8,40	2,35	49,20	0,60	40,30	100,85	86,40	2,74
16	2,77	0,76	52,80	0,91	42,99	100,83	92,74	4,16
17	8,44	2,12	49,00	1,38	39,43	100,37	83,84	6,26
18	0,75	0,93	54,60	1,37	42,43	100,01	92,80	6,26

Примечание. Соляноотложение вытекает: I — Гиншиковская антиклиналь; 2-4 — Эртичская антиклиналь; 5,6 — Артичинская антиклиналь; 7-9 — Кадринская антиклиналь; 10-12 — Советашенская антиклиналь; 13-15 — Урцкая антиклиналь; 16-18 — Сарипапская антиклиналь

Спикулово-полидетритовые известняки внешне сходны с выше-описанными. Состоят они из органогенного детрита (60%) и кремневых спикул, которые местами образуют скопления. Органогенный детрит представлен обломками криноидей, брахиопод, кораллов, мшанок, водорослей и остракод. Цемент составляет 10%, представлен мелкозернистым кальцитом.

Водорослевые известняки развиты неравномерно, мощность от 1,5 до 5 м. Макроскопически это тонко- и среднеслоистые, серые, темно-серые, а также желтовато-серые, желтовато-бурые и красные (в пограничных слоях) породы с шероховатым изломом.

В шлифах видно, что они состоят из многочисленных округлых, неправильных клубочков и нитей синезеленых водорослей. Размеры клубочков 1,5-3 мм, иногда до 10 мм. В некоторых клубочках не сохранена первичная структура. В одних прослоях клубочки переполняют породу, в других рассеяны более редко. В небольшом количестве (10%) присутствуют гранулированные и перекристаллизованные обломки брахиопод, мшанок, криноидей и фораминифер.

Карбонатная неорганогенная часть образована микро- и мелкозернистыми кристаллами кальцита, участками перекристаллизована. В определенных прослоях перекристаллизация затрагивает часть клубочков. Цемент обилен и выполняет промежутки между неплотно прилегающими клубочками.

Отложения верхней части хачикской свиты (верхняя пермь) представлены темно-серыми, черными, серыми и коричневато-серыми битуминозными средне-толстослоистыми и массивными водорослевыми биостромовыми известняками с черными кремнистыми стяжениями, с редкими прослойками глинистых рассланцованных разностей. В небольшом количестве содержат остатки фораминифер, мшанок, иглокожих, моллюсков. Связующая масса скудная, представлена темным микрозернистым, часто микро-мелкозернистым кальцитом с размерами зерен менее 0,015 мм. Среднее содержание карбонатной части в этих породах высокое, а терригенной, которая в основном представлена глинистыми частицами, низкое.

Кремнистые стяжения имеют эллипсоидальную, лепешковидную, округлую, неправильно-желваковидную, трубчатую, ветвистую формы, реже в виде выклинивающих прослоев (до 10 см мощности). Как правило, конкреции, уплотненные слоями, встречаются вдоль поверхности напластования. Наблюдается также огибание их слоями,

вследствие роста конкреции. Под микроскопом конкреции представлены микрозернистым кварцем, в котором рассеяны мелкокристаллический кальцит, ширит реже доломит. Черный цвет обусловлен тонкорассеянным органическим веществом. Фазовый состав по данным рентгеноструктурного анализа следующий: кварц, кальцит.

В основании нижнетриасовых отложений выделяется выдержанный по мощности горизонт красных биостромовых водорослевых известняков, переходящих в более светлую окраску биоморфных разностей, образующих караваевидные и линзовидные тела.

Полевые наблюдения и лабораторные исследования кремнистых стяжений указывают на их диагенетическую природу. Сравнивая спектры РЗЭ кремнистых стяжений и вмещающих известняков, выявляется почти полное совмещение спектров тяжелых РЗЭ. Это можно объяснить тем, что кремнистое вещество приносилось синхронно с терригенным компонентом. На это указывают также примерно равные величины отношения Al_2O_3/TiO_2 (в известняках — 20,5, а в желваках — 21,2). Величина La/Yb в известняках значительно больше (24,5), чем в стяжениях (7,6), что можно объяснить различными сорбционными свойствами составляющих компонентов. Известняки характеризуются цериевым минимумом ($Ge/Se^x = 0,49$), а кремнистые стяжения — максимумом ($Se/Se^x = 1,03$). Цериевый максимум, видимо, указывает на отсутствие или ограниченное взаимодействие морской воды с кремнистым веществом, чему могли препятствовать захват и переработка кремнеза планктонными микроорганизмами.

Отсутствие европиевой положительной аномалии указывает на то, что источником кремнезема являлись, по-видимому, элювии субаэральных вулканических пород бассейна р. Верхний Чалус (Stepanov D.L., Gelshaini F and ell, 1969) и район Машулей Шит (Davies R.Q., Jones C.R. and ell, 1972), а не вулканическая тефроидная примесь.

Кораллово-полидетритовые известняки. Это плотные, массивные, толстослоистые, серые, темно-серые породы, состоящие на 50–60% из кораллов, а также раковинного детрита, сложенного главным образом брахиоподами и фораминиферами. Спорадически присутствуют также остракоды и мшанки. Цементом служит микро- и мелкозернистый кальцит и тонкоперетертый раковинный шлам.

Пелециподово-полидетритовые известняки не образуют значительных скоплений и встречены в верхней части формации. Внешне массивные, серые и темно-серые породы. Основная масса их (до 60%) сложена раковинами пелеципод и их обломков. Кроме того, здесь много органогенного детрита, иногда неопределимого. Цемент скудный, представлен микрозернистыми участками перекристаллизованного кальцита, пропитанного гидроокислами железа и органическим веществом. Изредка в них присутствуют мелкие ромбоэдри доломита, замещающие также детрит.

Шламовые известняки представлены маломощными слоистыми, темно-серыми, почти черными породами с раковистым изломом. На 70-80% они состоят из мелкоперетертого раковинного детрита, в котором рассеяны более редкие крупные обломки фораминифер, брахиопод, криноидей и водорослей. В микрозернистой известковой массе встречаются комочки округлой формы (0,09-0,2 мм), иногда с нечеткими контурами, состоящие из микрозернистого кальцита, возможно, являющиеся продуктом жизнедеятельности водорослей. Цемент - микрозернистый кальцит.

Микрозернистые известняки широко развиты на всех стратиграфических уровнях данной формации. Внешне - массивные толсто-слоистые, плотные, битуминозные, темно-серые, почти черные породы с раковистым изломом. Основная масса сложена микрозернистым кальцитом (0,01-0,005 мм). Редко в этой массе присутствуют мелкие фораминиферы, кораллы, брахиоподы и другие органические остатки. В некоторых микрозернистых известняках отсутствуют органические остатки.

Глинистые известняки. По мере обогащения глинистым веществом микрозернистые известняки переходят в глинистые разновидности, развитые в верхнепермской части разреза формации в виде небольших прослоев (3,5-10 см). Мощность последних возрастает в кровле нижнего триаса до 24 м.

Макроскопически это тонкослоистые темно-серые, серые породы. В пограничных слоях перми-триаса они приобретают красновато-бурую окраску. В шлифах состоят из микрозернистого кальцита и глинистого вещества с небольшим количеством тонкоперетертого раковинного шлама. В составе описываемых известняков глинистые минералы представлены диоктаэдрической гидрослюдой (мусковит) несовершенной структурой с примесью каолинита и

тонкодисперсного кварца, содержание которого варьирует в широких пределах. Содержание каолинита увеличивается в основании формации, а в одном образце (хачикская свита) верхней перми глинисто-битуминозно-известковистой породы еще зафиксированы в подчиненном количестве монтмориллонит и смешаннослойный минерал (Г-М). Неправильные, оборванные контуры (электронно-микроскопический снимок) гидрослюда и каолинита, указывают на их аллотипный характер.

Оолитовые известняки встречаются в виде слоев (1-8 м) развитых среди органогенно-детритовых и ступчатых известняков. В обнажении это средне- и толстослоистые, серые, желтовато-серые породы с раковистым изломом.

Микроскопически порода состоит из многочисленных оолитов (70-80%) размером от 0,18 до 0,8 мм. Контуры их преимущественно округлые, овальные, реже неправильные. Форма оолитов в основном определяется формой ядер, представленных полукатанными обломками известняков, органических остатков, реже обрывками водорослей. Количество концентриков - 1-3, реже больше, в основном имеют отчетливо выраженное концентрическое строение. Цемент-микрозернистый кальцит, неравномерно перекристаллизованный. Иногда в цементе встречаются отдельные участки с вторичными выделениями идиоморфных кристаллов кварца и ромбиков доломита.

Доломитовые породы с повышенной доломитистостью образуют пачку мощностью 12 м в верхней части карбонатной формации. Они описаны только в разрезе с. Джерманис, а в других пунктах, очевидно, размыты эрозией.

В обнажении это плотные, среднеслоистые, светло-серые и желтовато-серые породы с мерцающим блеском. Различаются: а) микро- и мелкозернистые и б) мелкозернистые разности. В шлифах видно, что первая (а) разность сложена зернами размером от 0,03 до 0,2 мм. Форма их в основном неправильная и неправильно-ромбоэдрическая. В общей массе доломитовых зерен имеются небольшие скопления кальцита и глинистого вещества в виде пятен, слабо затронутых доломитизацией. Химический состав их следующий: CaO - 21,75-24,65%; MgO 12,36-13,90%; не-растворимый остаток-24,87-31,86%.

Микроскопически описываемый (б) тип складывается из плотно прилегающих ромбоэдров с зональным строением, реже присутствуют неправильные ромбоэдры, с размерами 0,1–0,25 мм. В ядрах отмечаются темные накопления, возможно, кальцита и глинистого вещества.

Химический состав этих пород следующий: CaO – 20,37–27,55%, MgO – 9,27–15,45%, нерастворимый остаток 17,69–26,43%. Доломитизация нередко сопровождается ожелезнением, окремнением и кальцитизацией, характерно полное отсутствие в обоих типах органических остатков.

Нерастворимый остаток известняков карбонатной формации характеризуется довольно однообразным, сравнительно выдержанным комплексом минералов. Основную часть нерастворимого остатка составляют глубоко измененные глинистые частицы, содержание которых варьирует в широких пределах (7,5 до 100%, в среднем составляет 63,5%), единичные зерна кварца, полевых шпатов, обломков поро (эффузивные, метаморфические и осадочные). Минералы тяжелой фракции, содержание которой едва достигает 1%, представлены магнетитом, пироксенами, амфиболами, единичными зернами циркона, граната, рутила, сфена, апатита и ильменита. Аутигенные минералы – пирит, гидроокислы железа, доломит, флюорит, кварц.

Кора выветривания, поставляющая материал в пермский и нижнетриасовый бассейн, находилась на севере (Закавказское поднятие), была пенеппенизированной и средне-высокой степени зрелой. Это подтверждается величиной отношения $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}$; $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (001): (002), которое подкрепляется относительной концентрацией малых элементов.

Данные спектрального анализа показывают, что содержания Mn (0,09), Ni (0,002), Sr (0,001), Cu (0,0005), Ba (0,001) имеют кларковые значения. Превышают значения Ti (0,08),

Sr (0,12). Глинистые известняки характеризуются широким набором элементов-примесей, содержание которых значительно превышает кларки карбонатных пород.

Для выяснения генезиса отложений особо информативны распределения составов РЗЭ. Породы хачикской свиты характеризуются легким составом РЗЭ, значительным дефицитом Ce и накоплением средних лантаноидов, возможно, связанного с сорбцией этих элементов как глинистой составляющей, так и органическим веществом.

Т а б л и ц а 3

Химический состав известняков
карбонатной формации Приараксинской зоны

№ п	но	R_2O_3	CaO	MgO	CO_2	Сумма	Пересч. величины	
							кальцит	доломит
I	4,13	2,07	54,96	1,04	37,85	100,05	90,26	3,75
2	5,67	1,88	52,21	2,18	37,96	100,04	83,80	9,50
3	2,65	0,35	54,29	1,27	42,10	100,96	91,50	5,80
4	3,30	1,20	53,40	2,54	40,55	100,39	84,77	11,60
5	2,30	0,75	54,22	1,90	41,55	100,72	88,71	8,68
6	4,15	1,70	50,50	1,95	41,70	100,01	85,08	8,91
7	6,60	2,10	48,51	1,95	40,60	99,76	81,51	8,91
8	3,70	0,30	52,05	2,54	41,30	99,89	85,36	11,60
9	5,80	1,20	51,62	1,27	43,05	100,94	87,19	5,80
10	2,35	1,00	53,40	2,36	40,85	100,76	86,24	10,78
II	4,25	0,90	53,20	2,16	40,00	100,51	87,75	9,87
12	19,85	2,75	42,04	1,27	34,35	100,26	71,70	5,80
13	4,30	0,80	49,84	1,90	43,16	100,00	87,00	8,68
14	4,00	0,70	52,18	1,27	42,00	100,15	89,75	5,80
15	2,75	1,35	53,18	1,27	42,15	100,70	90,52	5,80
16	8,13	1,83	49,46	2,60	37,84	99,88	79,03	11,80

Примечание. Солянокислые вытяжки: I,2 - Гнишикская антиклиналь; 3 - Хачикская антиклиналь; 4-7 - Советашенская антиклиналь; 8 - 10 - Кешишдагская ант.; II-14 - Огбинская ант.; 15, 16 - Эрличская антиклиналь.

Миграция $C_{орг.}$ может способствовать перераспределению этих элементов, образованию их дефицита в одних слоях и избытка - в других. Резкое накопление легких лантаноидов скорее всего связано с высокой степенью зрелости терригенного материала, за счет размыва коры выветривания каолинистового и каолинит-гидрослюдистого составов в субтропических гумидно-семигумидных условиях.

Менее определенно решается вопрос о резком дефиците Се в совокупности с общим исключительно легким составом РЗЭ: результат ли это окисления и перераспределения Се в коре выветривания, либо влияния морской воды. Учитывая высокую степень зрелости продуктов коры выветривания и сравнительно высокую скорость осадконакопления в данный период (короткое время воздействия морской воды на осадок), механизм окисления Се в коре выветривания, видимо, наиболее вероятен.

Характер распределения РЗЭ в породах джюльфинского яруса в целом мало отличается от пород хачикской свиты, что подтверждается минералогическими данными о единстве питающей провинции со зрелой корой выветривания.

Обращает внимание своеобразие спектра РЗЭ пород из нижней части дарашамского яруса. Наряду с резким дефицитом Се и относительно большим накоплением тяжелых лантаноидов, для них характерен отчетливый дефицит средних лантаноидов. Вопрос о связи этого эффекта с процессами десорбции РЗЭ или с диагенетическим и эпигенетическим перераспределением требует дополнительного изучения. Для сравнения отметим, что в спектре РЗЭ глинистого известняка из нижней части дарашамского яруса, наряду с дефицитом церия отмечается резкое накопление легких лантаноидов ($La/Yb = 16,9$), которое для отложений хачикской свиты и джюльфинского яруса (разрезы Советашен и Дарашам II) обусловлено примесью зрелого терригенного вещества.

Спектр РЗЭ пород верхней части дарашамского яруса характеризуется: общим обогащением средними лантаноидами, включая небольшой Се максимум ($Se/Se^X = 1,16$) на фоне последовательного накопления все более тяжелых лантаноидов. Такой спектр может быть смоделирован за счет окисления и переработки вулканического пеплового материала при воздействии морской воды (с учетом сорбционных эффектов). Отметим, что в отложениях верхней части дарашамского яруса (разр. Советашен, Огбин, Дарашам II) установлены продукты синхронного вулканизма, представленные свежими пироксенами, амфиболами, вулканическим стеклом, плагиоклазом (андезин), суммарное количество которых в породе достигает 0,4%, в нерастворимой части исследуемых отложений были отмечены лишь единичные полувыветрелые зерна пироксена, амфибола, плагиоклаза и кварца, преобладают агрегаты глинистых минералов.

Итак, особенности распределения РЗЭ в карбонатных породах отчетливо указывают на влияние вулканизма. Наглядно оно фиксируется в позднедарашамских породах, расположенных на значительном расстоянии к югу от описываемых разрезов (раз. Огбин). Спектр РЗЭ красноцветного глинистого известняка здесь очень близок к спектру вышележащих пород с той разницей, что нет селективного обогащения Се, но накопления средних лантаноидов сопровождаются селективным обогащением Eu ($Eu / Eu^X = 1,36$). Такой же европиевый максимум ($Eu / Eu^X = 1,43$) наблюдается в известняке из той же пачки. Признаки влияния тефроидного вещества на состав РЗЭ осадочных образований конца верхней перми фиксируются, как видно, на значительных площадях. Наличие хлорита и монтмориллонита в некоторых пробах и отсутствие их в перекрывающих и подстилающих отложениях подтверждает мысль о том, что их образование происходило за счет переработки вулканического пеплового материала. Это также подтверждается отношением La/Vb в пограничной части, при этом с увеличением терригенной составляющей породы отношение La/Vb резко уменьшается.

По ряду данных (Alekseev, Barsukova et al., 1983) нельзя исключить катастрофическое событие — столкновение метеорита с Землей и рассеивание материала космического тела и мишени на значительные площади. В частности, европиевые максимумы в спектрах верхнедарашамских карбонатах обнаруживают прямую корреляцию с ростом содержания иридия в этих породах (от 0,003 до 0,04 ppb.). Однако содержание иридия в упомянутых отложениях не является аномально высоким. Помимо того, на территории северо-западного Ирана и в Тургачайской зоне Малого Кавказа^х /Карякин, 1988/ установлены вулканические породы позднепермского возраста. Влияние вулканизма не ограничивается распределением РЗЭ, вулканизм мог быть причиной неблагоприятных условий выживания фауны (биологический кризис), как отмечает Ю.А. Колясников /1988/, на рубежах U_3-K_1 ; K_1-K_2 ; K_2-P тесно связано с базальт-океаническим феноменом глобальных геохимических аномалий и повышением радиоактивности среды обитания (мутогенные факторы).

^х Необходимо отметить, что иранские разрезы относятся к гондванскому типу, а тургачайская эффузивно-карбонатная формация — к евразийской.

Отложения дарашамского яруса перекрываются красноцветными глинистыми известняками, по которым проводится граница перми и триаса /Григорян, 1985/. Спектр РЗЭ этих пород, содержащих значительное количество бескарбонатного вещества, несет следы влияния морской воды. Спектр РЗЭ биоморфно-водорослевых известняков сходен в основных чертах с его распределением в морской воде. В нижнетриасовых биостромовых известняках по сравнению с биоморфными разностями распределение лантаноидов характеризуется меньшим накоплением тяжелых и отчетливым максимумом средних. В известняках нижнего триаса спектр РЗЭ практически одинаков, как и в разрезах Советашен и Огбин, что, вероятно, свидетельствует о более прибрежных условиях осадконакопления, сравнительно с началом индского века.

Отметим, что между содержанием суммы РЗЭ и P_2O_5 исследуемых отложений наблюдается линейная корреляция с коэффициентом корреляции Спирмена - 0,73, для уровня значимости 0,05. Аналогичная связь обнаружена между суммой РЗЭ и ΣFeO (коэффициент корреляции Спирмена - 0,69) между суммой РЗЭ и содержанием общей терригенной составляющей - 0,67). Высокий коэффициент корреляции наблюдается между суммой РЗЭ и P_2O_5 . Такая связь, по-видимому, вызвана увеличением содержания терригенной составляющей пород, а также микрокристаллического, вероятно, аутигенного апатита. В частности, интересно обнаружение фосфоритовых конкреций в аргиллитах дарашамского яруса (разрез Дарашам II). Форма их оваловидная, шарообразная и желваковидная, размеры - 0,5-2,0 см. в поперечнике, структура аморфная-микрокристаллическая. Данные рентгеноструктурного анализа показывают, что сложены они, в основном апатитом с примесью (около 2%) кварца, возможно, каолинита.

Карбонатно-терригенная формация Анкаван-Мегринской зоны

Формации верхнепалеозойского этапа распространены вдоль восточной периферии Мегринского антиклинория. В зоне глубинного разлома эти отложения не вскрыты, возможно они имеются в разрезе Кафанского антиклинория.

В Анкаван-Мегринской зоне обнажено лишь основание карбонат-

но-терригенной (Д₃, франский ярус) формации в бассейне р. Шишкерт и в верховье р. Гюмур. В отличие от Приараксинской зоны здесь отсутствуют органогенные разности, в подчиненном количестве встречаются органогенно-детритовые и хемогенные.

Криноидно-полидетритовые известняки в обнажениях средне- и тонкослоистые, плотные, с раковистым изломом, серые и желтовато-серые породы. Они сложены неотсортированным органогенным детритом (0,1-0,7 мм), в составе которого преобладают членики криноидей. Большая часть последних перекристаллизована и превращена в крупные монокристаллы с реликтом первичного сетчатого строения. Кроме криноидей присутствуют фрагменты кораллов, брахиопод, фораминифер, редкие комочки водорослей, а также единичные оолиты. Цемент представлен нацело перекристаллизованным кальцитом, который составляет 15-20%.



Рис. 2. Известняк криноидно-полидетритовый. Шлиф. увел. 35, ник. I. Ущелье Спитак-джур.

Брахиоподово-кораллово-полидетритовые известняки не имеют широкого развития и отмечены лишь в верхней части разреза. Внешне они не отличимы от криноидно-полидетритовых. В шлифах порода состоит из неотсортированного органогенного детрита, размером 0,15-0,90 мм, в составе которого преобладают обломки раковин брахиопод, кораллов. Остальная часть детрита представлена

криноидеями, сгустками водорослей и мшанками. Присутствует также шламовый материал (~5%). Цемент играет подчиненную роль, представлен перекристаллизованным среднезернистым кальцитом (10%).

Шламовые известняки развиты в виде небольших прослоев среди органогенно-детритовых разностей известняков. Они состоят из тонкоперетертого раковинного детрита (более 50%), преобладающая часть которого имеет размеры 0,1 мм. По внешнему виду это серые, темно-серые, плотные с шероховатым изломом породы. Большая часть обломков неопределима и лишь в более крупных можно различить неясную структуру, свойственную кораллам и брахиоподам. Цемент состоит из микро- и мелкозернистого кальцита (более 25%). Между шламовыми и органогенно-детритовыми известняками в структурном отношении существуют постепенные переходы.

Микро- и мелкозернистые известняки встречаются в виде небольших прослоев среди шламовых и мелкодетритовых известняков. Макроскопически это серые, темно-серые, плотные, тонкослоистые с шероховатым изломом породы. В шлифах порода состоит из микро- и мелкозернистого кальцита, в котором равномерно рассеян раковинный шлам (5-20%).

Т а б л и ц а 4

Химический состав известняков карбонатно-терригенной формации Анкаван-Мегринской зоны

№ п	Н.О.	R_2O_3	CaO	MgO	CO_2	Сумма	Пересч. величины	
							кальцит	доломит
1	5.20	2,71	48,68	2,44	35,00	99,43	81,61	11,15
2	6,86	0,84	49,00	2,06	41,75	100,51	83,55	9,40
3	12,62	2,59	44,80	2,06	38,63	100,70	75,65	9,40
4	5,18	2,91	50,40	2,44	40,50	100,43	81,66	11,15
5	4,88	1,20	50,40	2,06	40,37	100,31	84,62	9,40
6	3,15	1,70	50,40	2,75	40,83	100,83	82,90	12,56
7	2,26	2,59	50,40	2,75	40,94	100,94	82,90	12,56

Примечание: Солянокислые вытяжки: 1-7 - ущелье Спитак-джур.

Из малых элементов кларковое значение имеют Ni (0,0027%), Cu (0,0004%), Ga (0,0004%), Sr (0,05%). Содержания Mn (0,13%), Ti (0,17%), Fb (0,00002%) превышают кларк для карбонатных пород.

Корреляционными минералами являются: кварц (ед.зерна -30%, в среднем 10%), циркон (ед.зерна - 3,5%, в среднем 0,80%), турмалин (ед. зерна - 1%, в среднем 0,5%), рутил - (единичные зерна). Аутигенные минералы: пирит (20%-100%, в среднем 76,40%), гидроокислы железа (0,80,0%, в среднем составляет 20,5%).

Карбонатная формация Анкаван-Мегринской зоны

Карбонатная формация развита в бассейнах рек Охчи, Шишкерт, Гехи и Гюмур и представлена исключительно известняками, мощность которых достигает 600 м (табл. I). Породы формации дислоцированы и прорваны многочисленными дайками, преимущественно диабазовых (эпидиабазовых) порфиритов (Гюмджян, 1963).

В составе известняков верхней перми выделены органогенные, органогенно-детритовые и хемогенные разности.

Фузулинидовые известняки. Внешне породы массивные, толстослоистые, серые, темно-серые, реже черные, крепкие, битуминозные. Основной составной частью породы являются цельные и в той или иной мере поврежденные раковины фузулинид, камеры которых заполнены в основном мелкозернистым кальцитом, часто перекристаллизованным, а стенки сложены темным органическим веществом и пиритом. Кроме фузулинид присутствуют раковины других фораминифер брахиопод, остракод, кораллов, обрывки водорослей и сетчатые образования. Некоторые органические остатки сильно перекристаллизованы и трудно поддаются определению. Цемент образован мелкозернистым кальцитом, участками перекристаллизован. По трещинам и в порах наблюдается небольшое количество кристаллов кварца размером 0,08-0,18 мм. Некоторые зерна содержат включения в виде микрозернистого кальцита и темного вещества. Форма кристаллов - призма с бипирамидальными верхушками. Порода участками доломитизирована и ожелезнена.

Фораминиферо-полидетритовые известняки это темно-серые почти черные, массивные, толстослоистые, плотные, с шероховатым из-

ломом породы. Они более чем на 60% сложены из раковинного детрита. Преобладают раковины фораминифер, причем многие из них имеют форму сгустка, состоящего из микрозернистого кальцита с неясной внутренней структурой. Кроме фораминифер отмечены криноидеи, водоросли, мшанки, остракоды и гастроподы. Размер детрита варьирует в широких пределах от 0,14 до 0,70 мм. Цемент незначительный, кальцитовый, микрозернистый, участками перекристаллизованный. Текстура породы беспорядочная, изредка слабopятнистая вследствие некоторой сортировки.

Шламовые известняки это средне- и тонкослоистые, плотные, серые, темно-серые породы, образующие пласты небольшой мощности. На 80-85% порода сложена тонкоперетертым раковинным детритом. Помимо шлама присутствует более крупный детрит, представленный брахиоподами, кораллами, фораминиферами и криноидеями. В ряде случаев количество детрита и шлама бывает одинаково. Цемент (15-20%) представлен микро- и мелкозернистым кальцитом, участками перекристаллизованным. В нижней части детрито-шламовые известняки заметно окремнены, хорошо сформированные кристаллы аутигенного кварца пронизывают породу и внедряются в скелетную ткань органогенного детрита.

По групповому составу определяемого детрита шламовые известняки мало отличаются от известняков фораминиферо-полидетритовых. В разрезе они чередуются с органогенно-детритовыми и микрозернистыми известняками, содержащими органогенный детрит.

Микро- и мелкозернистые известняки. В обнажении это массивные, толстослоистые, плотные, серые, темно-серые, битуминозные породы, имеют они ограниченное развитие, залегают в виде маломощных пластов среди мелкодетритовых известняков. Основная масса породы слагается микро- и мелкозернистым кальцитом, который неравномерно участками перекристаллизован в более крупные кристаллы. Среди микро- и мелкозернистой массы рассеяны ромбоэдри доломита, размером от 0,01 до 0,3 мм, изредка в довольно большом количестве, концентрируясь преимущественно в ожелезненных участках. Органические остатки очень редки.

Микрозернистые известняки с детритом и шламом. тонкослоистые серые, темно-серые, плотные. Под микроскопом основная масса состоит из микрозернистого кальцита, в котором рассеяны неотсортированный детрит и шлам, составляющие 10-35% породы. Дет-

рит представлен обрывками мшанок, водорослей, фораминифер, брахиопод и криноидей. Стенки выполнены перекристаллизованным кальцитом, а в полости сохранен микрозернистый кальцит. В некоторых образцах перекристаллизация охватывает и внутренние части органических остатков. Размеры их варьируют от 0,02 до 1 мм.

Мраморизованные известняки. Макроскопически средне- и толсто-слоистые, крепкие серые, темно-серые, реже желтовато-серые породы с раковистым изломом. Структура неравномерно-гранобластовая. Порода сложена зернами кальцита неправильной, иногда вытянутой формы. Размер зерен 0,1–0,3 мм, но около 25% составляют более крупные кристаллы – до 0,8 мм, некоторые из них напоминают органические остатки. Предполагается органогенное ее происхождение. Порода слабо доломитизирована, окремнена, участками обогащена пиритом.

Т а б л и ц а 5
Химический состав известняков карбонатной
формации Анкаван–Мегринской зоны

Н.О.	R ₂ O ₃	CaO	MgO	CO ₂	Сумма	Пересч. величины	
						кальцит	доломит
I 4,45	0,40	51,80	1,81	41,66	100,12	87,80	8,28
2 4,77	0,76	50,00	2,71	42,50	100,74	82,31	12,38
3 8,20	0,59	47,20	3,52	40,67	100,18	74,99	16,54
4 5,97	2,39	49,80	1,81	39,68	99,66	84,17	8,27
5 11,10	3,42	44,80	2,72	38,95	100,99	73,01	12,43
6 3,04	0,90	49,43	3,62	43,00	99,99	79,03	16,54
7 1,05	1,51	51,40	2,72	43,00	99,68	84,76	12,43
8 11,43	1,65	45,80	2,72	38,91	100,50	74,26	12,43
9 2,49	0,17	51,80	1,81	43,75	100,02	88,14	8,27
10 6,52	1,96	48,00	2,72	40,79	99,99	78,71	12,43
11 2,53	0,40	52,80	1,81	43,43	100,97	89,51	8,27

Примечание: Солянокислые вытяжки: I–3 – уш.Спитак–джур; 4–6 – с.Гехи; 7,8 – ущ. Дармазур; 9–11 – верховье р.Гюмур.

Мраморизованные среднезернистые известняки. Внешне массивные, плотные, серые, с многочисленными мелкими трещинками, выпол-

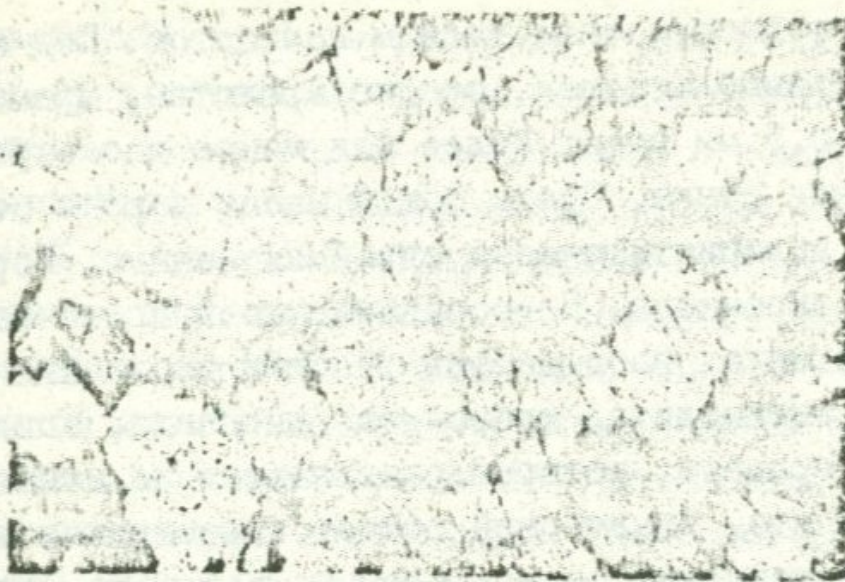


Рис.2а Известняк мраморизованный, доломитизированный. Шлиф, ув.63, ник. I.

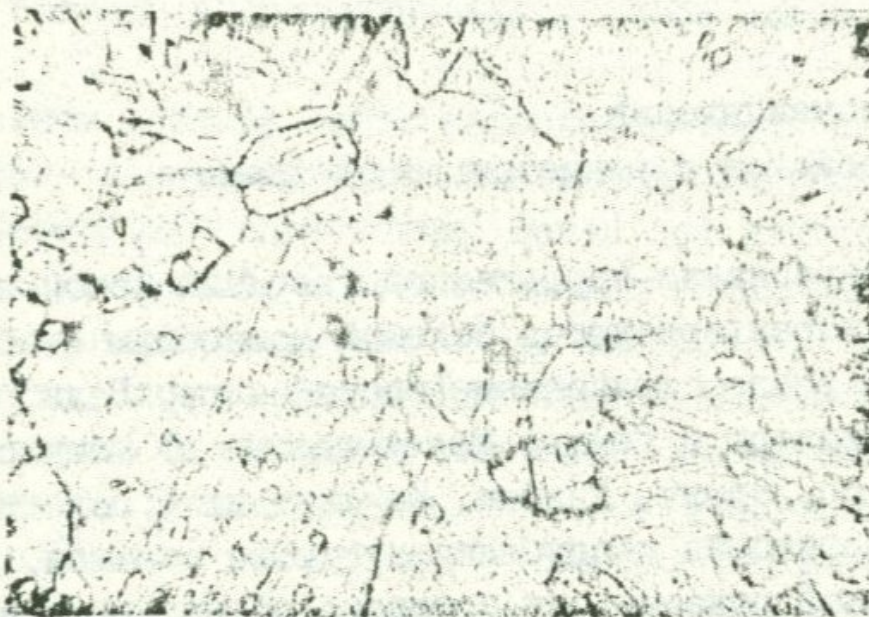


Рис.2б Известняк мраморизованный. На стыке крупных кристаллов видны вторичные минералы (эпидот, диопсид, тремолит). Шлиф, ув.63, ник. I.

ненными более крупнокристаллическим кальцитом. Под микроскопом структура гранобластовая, среднезернистая, мраморизованная. Зерна 0,3–0,5 мм имеют более или менее изометричную форму и ровные линии стыка. Среди общей массы породы отмечены вытянутые зерна, полисинтетически сдвойникованные. Порода доломитизирована и окремнена. Непосредственно в приконтактовой зоне в этих известняках наблюдаются участки скопления новообразованных зерен актинолита, тремолита, диопсида, эпидота и реже бесцветного граната, которые развиваются на стыке крупных кристаллов кальцита. Химический состав известняков приводится в табл. 5. В известняках содержание MgO завышено, что указывает на процессы доломитизации. Из малых элементов кларковое значение имеют: Cr (0,001%), Mn (0,002%), Cu (0,0005%), Va (0,01%), несколько превышают кларк карбонатных пород Mn (0,17%), Ti (0,08%), Sr (0,1%).

Комплекс породообразующих и акцессорных минералов известняков сходен с составом пород той же формации Приараксинской зоны.

Этапы карбонатонакопления

в позднепалеозойское и раннетриасовое время

Отложения карбонатно-терригенной (верхний девон–нижний карбон) формации характеризуются большой мощностью (табл. I) и значительным распространением (бассейны рр. Веди, Арпа, Гнишик, Аргичи, Шишкерт и Гюмур). Максимальные по мощности осадки выявлены у сс. Эртич, Гнишик. Контакт их с подстилающими породами на территории республики нигде не обнажен, в пределах Нахичеванской подзоны они согласно перекрывают породы среднего девона.

Показательно переслаивание терригенных пород с карбонатными; последние составляют 40% объема формации. Это дает основание предполагать частую и малоамплитудную смену погружения дна бассейна поднятиями.

Привнос большого количества терригенного материала с северной суши (Закавказского поднятия), включающей каолиновую кору выветривания на осадочных, метаморфических и изверженных породах, подавляет карбонатную седиментацию. В конце раннего

карбона (визейский ярус) терригенная седиментация сменяется карбонатной: органогенными, органогенно-детритовыми, в меньшем количестве — органогенно-обломочными и хемогенными известняками. Каолиновый тип выветривания на суше свидетельствует об интенсивной химической дифференциации. Выветрелый материал преимущественно кварц-каолинового состава осаждался в прибрежно-мелководных условиях нормального морского бассейна. Свидетельствуют об этом значительная насыщенность разреза осадками мелководных морских бассейнов (органогенные, органогенно-детритовые и хемогенные известняки), комплекс аутигенных минералов и состав фауны (брахиоподы, кораллы, водоросли, криноидеи и т.д.). Донная прикрепляющаяся фауна в этих отложениях получила развитие в условиях наличия твердого грунта дна водоема и при хорошей аэрации 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 сменялась в сторону восстановительной, либо слабо окислительной.

В минеральном составе пород карбонатно-терригенной формации (поздний девон — ранний карбон) намечаются следующие ассоциации:

1. Кварц (с нормальным погасанием, почти без включений), турмалин, циркон (окатанный), обломки песчано-глинистых пород.
2. Кварц (с включениями рутила и др. минералов), апатит, полевой шпат, рутил, циркон (удлиненно-бипирамидальный), обломки интрузивных пород.
3. Кварц (с мозаичным погасанием), турмалин (бурый, зеленый), рутил, циркон, обломки кварц-слюдяных и амфиболитовых сланцев и кварцитов. Поскольку обломочные зерна кварца, присутствующие в породах карбонатно-терригенной формации более чем на 70%, имеют монокристаллическое строение и лишены волнистого погасания, метаморфические породы не могли быть основным источником сноса обломочного материала. Поступление обломочного материала в бассейн седиментации скорее всего связано с разрушением терригенных осадочных толщ инфракембрия (?), ордовика, силура, раннего девона, развитых в СЗ Иране.

Отсутствие в отложениях позднего девона и раннего карбона грубообломочных пород, преобладание кварцито-песчаников, квар-

цитов, глинистых сланцев и известняков, устойчивый комплекс минералов в составе последних и породообразующий каолинит, свидетельствуют о невысоком и слаборасчлененном рельефе суши.

Раннекаменноугольные отложения мощностью в 350–680 м развиты в пределах тех же структур, за исключением сс.Эртич, Гнишик, где они размыты пермской трансгрессией. В основании разреза раннекаменноугольных отложений преобладает переслаивание терригенных и карбонатных пород, в верхах (визейский ярус) – преобладание фораминиферо-коралловых, реже брахиоподовых известняков. Карбонатонакопление протекало на небольших глубинах в нормально соленом морском бассейне со спокойным гидродинамическим режимом. Отсутствие в составе пород малоустойчивых минералов дает основание полагать, что климат был теплым, гумидным, а на суше имело место усиленное выветривание материнских пород и разложение продуктов эрозии, размывалась высокозрелая кора выветривания. Однородное строение формации и устойчивость литофаций указывают на постоянство климатических условий в течение позднего девона и раннего карбона.

В конце ранневизейского времени происходит регрессия морского бассейна и обнажающиеся коренные породы подвергаются латеритизации. На территории южного Закавказья, а также в сопредельных областях Ирана и Анатолии устанавливается континентальный режим, климат становится типично тропическим. В среднекарбонное время указанная территория относится к центральной тропической зоне (Страхов, 1961). Каолиновая кора развивалась на породах карбонатно-терригенной формации и на более древних осадочных, метаморфических и магматических породах. На неровной поверхности визейских известняков накапливалась основная масса латеритового материала. Трансгрессия пермского моря, расширяясь охватила почти всю площадь раннегерцинской седиментации, и пермские отложения трансгрессивно залегают на различных горизонтах верхнего девона и нижнего карбона. Карбонатонакопление продолжается до раннего триаса включительно. Отлагались органогенные, органогенно-детритовые и хемогенные известняки. Нерастворимая часть в них представлена глинистыми минералами каолинитом, гидрослюда) и тонкодисперсным кварцем. Среди раннепермских мощных (600 м) органогенных, органогенно-детритовых

и хемогенных известняков терригенные образования отсутствуют, что указывает на пенеппенизацию и слабое расчленение рельефа суши. Гидродинамический и температурный режимы мелководного бассейна способствовали широкому развитию кораллов, водорослей и фораминифер. Развитию кораллов, а также других органических остатков способствовала аэрация придонного слоя воды. Сероводородное заражение и восстановительный режим возникали ниже уровня осадков.

Позднепермские отложения имеют более ограниченное развитие (Барцракарская, Советашенская, Огбинская, Хачикская антиклинали). Мощность этих отложений колеблется от 150 до 450 м. Позднепермские известняки содержат разнообразные кремнистые стяжения и большую глинистую примесь, возрастающую в количестве вверх по разрезу. Суша становится расчлененнее. В бассейне возникают благоприятные условия для расселения прикрепляющихся организмов (брахиопод), на участках с твердым грунтом дна бассейна. Редкие брахиоподы в микрозернистых известняках обитали среди многочисленных известковистых водорослей, прикрепляясь к ним.

Климатический, гидродинамический и геохимический режимы бассейна сравнительно с раннепермским существенных изменений не претерпевает. Сингенетические кремнистые стяжения указывают на глубокое химическое выветривание пород на континенте, вынос кремнезема в морской бассейн, обогащение вод коллоидным кремнием.

К верховью бассейна р. Веди и к пределам Огбинской и Хачикской антиклиналей в раннепермское время относится участок значительного прогибания, фиксируемый максимальными мощностями битуминозных известняков, глинисто-битуминозных сланцев, тогда как в зоне сокращенных мощностей осадков (район г. Мегридаг) битуминозные сланцы крайне редки. К концу поздней перми начинают накапливаться красноватые морские глинисто-карбонатные отложения, широкое развитие приобретают брахиоподы, аммоидеи, одиночные кораллы и другие группы морских организмов. Наибольшая мощность этих отложений наблюдается в пределах Огбинской антиклинали.

Увеличение количества терригенного материала в районе Джульфинской антиклинали связано с дополнительным сносом материала с южной суши, расположенной за пределами территории Закавказья, в северо-западном Иране.



Рис. 3. Литолого-палеогеографическая карта (поздняя пермь).
 I - суша: а) достоверная, б) менее достоверная с возможным развитием маломощных отложений; 2 - граница моря и суши; 3 - изопахиты; 4 - разрезы по обнажениям; 5 - отсутствие отложений данного возраста с наложением молодых с перерывом на более древние; 6 - направление сноса обломочного материала; 7 - морские мелководные органогенные, органогенно-детритовые (35%), песчанистые (35%), микрозернистые (30%) известняки с фауной фузули-нид и кораллов; 8 - морские мелководные микро- и мелкозернистые, битуминозные, органогенные, доломитизированные известняки с фауной кораллов, фораминифер и водорослей; 9 - морские мелководные микро- и мелкозернистые, органогенные, органогенно-детритовые, битуминозные известняки с фауной кораллов, губок, фораминифер.

Во второй половине раннего триаса усиливается привнос глинистого материала с суши, известняки становятся глинистыми. К концу раннетриасовой эпохи, море мелеет и накапливаются массивные толстослоистые органогенные и органогенно-оолитовые известняки, широкое развитие получают пелециподы, аммоноидеи и гастроподы, характерные для бассейнов Европы и Азии.

Кора выветривания, поставлявшая материал в позднепермский и раннетриасовый бассейн, была высокостарой. Это подтверждается величиной отношения Al_2O_3/Na_2O ; K_2O/Na_2O ; $(OH):(OO_2)$. Эти отношения для позднепермских соответственно равны 80,7; 17,4; 3,1, а для раннетриасовых — 104,6; 21,4; 2,3. Эти данные подкрепляются относительной концентрацией малых элементов.

Величина отношения Al_2O_3/TiO_2 является индикатором палеоклиматических условий (Акульшина, 1976). Для хачикской (поздняя пермь) свиты она составляет 18,2. Петрографо-минералогические данные и величина отношения дают основание предполагать, что регион относился к приэкваториальному поясу с гумидным (переменно-влажным) климатом.

Для джувльфинского и даршамского ярусов это отношение колеблется от 17,4 до 29,4, указывая на частую смену семигумидного климата семиаридным. В нескольких образцах, взятых из пограничных слоев, получены следующие величины отношения: 35,1; 30,7; 45,2. В этот короткий отрезок времени имело место относительное потепление климата или же продукты выветривания привносились в бассейн из прилегающей внутриконтинентальной аридной области. Величины отношений Al_2O_3/TiO_2 , равные 35,1; 30,7; 45,2 показывают, что в основании раннего триаса климатические условия не претерпевают заметных изменений. Наиболее аридные условия наблюдались в конце раннего триаса, где имело место образование доломитовых пород мощностью до 12 м (с. Джерманис).

При рассмотрении изотопного состава углерода и кислорода важны доказательства их первичности, характеризующие обстановку осадконакопления. Величины отношения индексов А:В на дифрактограммах, отражающие степень постседиментационных изменений гидрослюд и вмещающих пород, колеблющиеся от 1,3 до 2,0, в среднем 1,8, характеризуют завершающую стадию начального катагенеза. Слабая перекристаллизация пород указывает на то, что изотопный состав углерода и кислорода не был сильно изменен вторичными процессами.

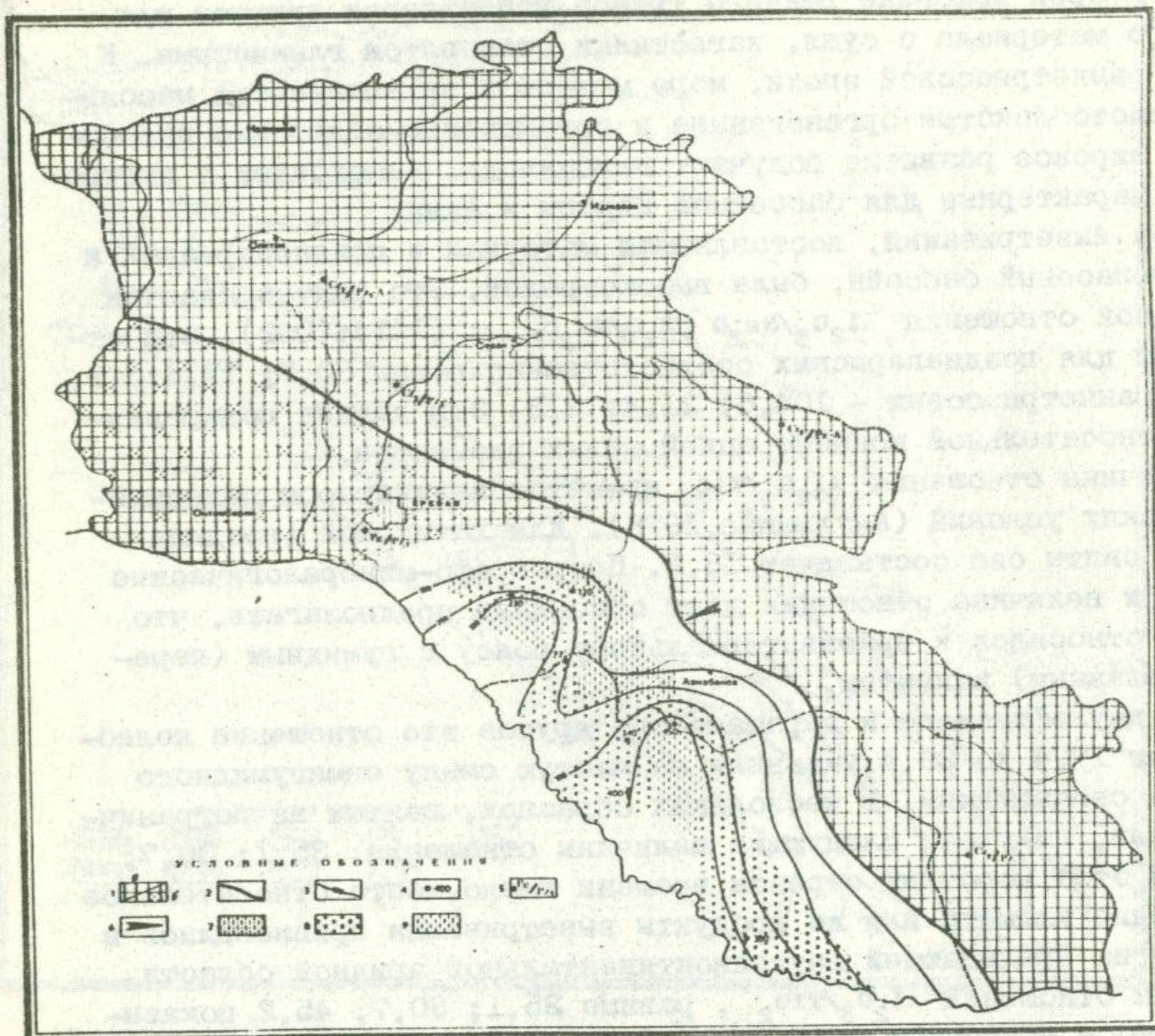


Рис. 4. Литолого-палеогеографическая карта (ранний триас). Условные обозначения см. рис. 3.

Довольно тяжелый изотопный состав кислорода (+29,1), высокое содержание sr (840 г/т), бора (200–370 г/т) и величина отношения B/Ga (19–20) в глинистой части пород хачикской свиты могут быть указанием на относительно высокую соленость морской воды, в условиях наличия рифовых барьеров, отделяющих бассейны. По составу и структурным особенностям эти осадки относятся к

фациям прибрежно-морских равнин небольшой глубины 50–100 м, с твердым освещенным дном, теплой хорошо аэрируемой водой, при достаточном поступлении питательных веществ, минимальном приносе взвешенного терригенного материала. Небольшая глубина моря и интенсивная аэрация воды в зоне развития биострома создавали благоприятные предпосылки для достаточно полного обмена атмосферных CO_2 и HCO_3 с морской водой, с осаждением карбоната кальция, изотопный состав которого сдвинут в сторону большого содержания тяжелого углерода ($\delta^{13}\text{C} = +2,1\%$). Характерной чертой пород данной свиты является высокая битуминозность и сравнительно высокое содержание $\text{C}_{\text{орг}}$ (в среднем 0,35, в отдельных прослоях 1,0); Битум представлен типами: МАБА, САБА, МБА, ЛБА и меньше – СБА.*

Породы джультинского яруса сформировались при значительных вариациях фациальных условий. Относительно активная гидродинамическая среда была предопределена увеличением скорости опускания дна бассейна, превышающей скорость роста каркасных водорослевых организмов, проникновением глубинных вод и усилением циркуляции. На уменьшение солености до нормально-морской указывают резкое (более чем на 4‰) снижение величины ^{18}O (25,3‰) и Sr (397 г/т) в них. Характерно обилие и большое таксономическое разнообразие ряда групп консументов, в том числе и наиболее активных, нектонных форм – цефалопод, которые в предшествующую фазу были представлены единичными формами / Котляр, Захаров и др., 1983). Заметим, что с джультинского до начала индского века включительно изотопный состав кислорода характеризуется гораздо большим постоянством (величина $\delta^{18}\text{O}$ варьирует в пределах от +25,9 до +24,5‰), хотя тенденция к направленному снижению $\delta^{18}\text{O}$ вверх по разрезу все же очевидна. Смена органогенно-детритовых разностей хорошо отсортированными органогенно-шламовыми и далее – микрозернистыми известняками также была предопределена усилением гидродинамического режима осадконакопления от джультинского времени к индскому.

* Анализы выполнены в геохимической лаборатории ИГН АН Армении под руководством Г.З. Атанесян.

Изотопный состав $\delta^{13}\text{C}$ с карбонатных пород пермо-триаса имеет тенденцию к направленному облегчению (от +2,1 до 0,9‰) синхронно с $\delta^{18}\text{O}$, за исключением пограничных глинистых известняков $\delta^{13}\text{C} = -2,9$ ‰, которые имеют более легкий изотопный состав (-2,9), чем вмещающие известняки, что указывает на добавку в карбонат биогенной углекислоты. Не исключено, что этот эффект обязан значительной доле терригенного материала, с которым могло сноситься органическое вещество и в результате окисления давать начало биогенной углекислоте. Нельзя все же исключить и автохтонное накопление $\text{C}_{\text{орг.}}$, затем претерпевшего деструкцию в окислительных условиях бассейна осадконакопления. Важно при этом, что $\delta^{18}\text{O}$ остается почти неизменным, тем самым, очевидно, не было подтока пресных вод, обогащенных $\delta^{13}\text{C}$. Резко отрицательный сдвиг величины $\delta^{13}\text{C}$ в пограничных глинистых известняках (Cavelir, Chateaneuf and al., 1981) может быть вызван крупными циклами регрессии (существует параллелизм между кривой изменения среднего уровня моря и кривой изменения изотопного соотношения углерода). Не исключается регрессия в пограничный период перми и триаса, обусловленная зарождением мезозойского океана в результате наложения рифтогенных структур (зона Измир-Анкара-Эрзинджан, Казьмин, Сборщиков, 1989) и пояса офиолитов Загроса (Stocklin, 1974) на эпиконтинентальную часть Гондваны. Регрессия моря также могла быть причиной острого биологического кризиса на исследованном рубеже.

Изотопный состав углерода биоморфно-водорослевых известняков и известняков нижнего триаса сходны ($\delta^{13}\text{C} = +1,1; 0,9$ ‰ соответственно). То же самое можно сказать относительно изотопного состава кислорода упомянутых отложений ($\delta^{18}\text{O} = +25,6; 24,5$ ‰). Эти данные указывают скорее всего на нормальные морские условия осадконакопления, но, по-видимому, при несколько большем прогревании вод мелководья.

Статистической обработкой большого числа данных полуколичественного спектрального анализа образцов разреза Советашен обнаружено отличие по высокому содержанию Sr и Co отложений хачикской свиты сравнительно с отложениями джультинско-дарашамско-индского ярусов. Высокое содержание Co связано с органическим веществом, чем отличаются породы хачикской свиты. Вариации содержаний Sr могут быть вызваны изменениями солёности, темпе-

ратуры морской воды и процессами биохимического фракционирования. Эти изменения глобальные и зафиксированы в различных ландшафтах (Renard, Delacotte and all, 1982). Более вероятно, что изменения содержания sr отражают глобальные геохимические кризисы и флюктуации. Хорошую корреляцию содержания sr с изотопным составом $\delta^{13}C$ и отчасти $\delta^{18}O$, его направленное уменьшение, вероятно, можно связать с уменьшением солености морской воды. Поступление U , Th в осадок связывается с терригенным стоком. Сорбционное и биохимическое их извлечение из морской воды не играют существенной роли. Однако при достаточно длительном воздействии морской или океанической воды на осадок имеет место их выщелачивание, причем U значительно больше чем Th , в связи с инертностью Th и способностью образовывать в морской или океанической воде устойчивый карбонатный комплекс: тому способствуют высокие концентрации HCO_3^- и CO_3^{2-} (Кузнецов, 1976). С углублением профиля выветривания выносятся и концентрируются в основном Th . В породах, сравнительно легко поддающихся химическому выветриванию (карбонатные породы, туфы, долериты), вынос урана отстает от выноса других легкоподвижных компонентов при некотором увеличении его концентрации. Рост отношения Th/U при выветривании пород может служить хорошим индикатором степени химического выветривания /Виноградов, 1957; Смыслов, 1974; Титаева, Векслер, 1969/. Наблюдается тренд постепенного уменьшения содержания U от осадков хачикской свиты к дарашамскому ярусу, спад имеет место в красноцветных глинистых известняках и затем увеличение в нижнетриасовых отложениях. Для содержаний Th картина обратная. Низкая величина отношения Th/U - меньше 1 обычно характеризует слабозрелые осадки. Полученные данные находят объяснение, если принять, что в бассейне осадконакопления приносились не только продукты высоkozрелой коры выветривания, но и субаэральных вулканических пород, легко подвергающихся выветриванию (туфы, долериты и т.д.), обнажающихся в с-з Иране, в бассейне р. Верхний Чалус и в районе Машулей Шит (Stepanov; 1969; Davies and all, 1972).

Отложения хачикской свиты относятся к фации прибрежно-морских равнин с относительно высокой соленостью воды. Минимальный принос терригенного вещества был обусловлен субтропическим климатом и устойчивой тектонической обстановкой /Ханзатян, 1989/. Био-

стромовые водорослевые известняки хачикской свиты характеризуются толстослоистой, массивной текстурой, высокими содержаниями урана по сравнению с перекрывающими отложениями. Соответственно предполагается высокая скорость их накопления, кратковременный контакт с морской водой и ограниченное выщелачивание урана. В джультинское и дарашамское время постепенное изменение литофациальных, гидродинамических и гидрохимических условий осадконакопления привело к образованию органогенно-полидетритовых, отсортированных шламовых и микрозернистых, а в пограничной части — глинистых известняков. Толстослоистые и массивные слои переходят в среднеслоистые, затем — в тонкослоистые разности, все чаще и чаще по напластыванию последних можно видеть следы растворения и переработки материала. Попутно вверх по разрезу постепенно уменьшается концентрация урана и растет отношение Th/U .

В пограничных глинистых известняках наблюдаются менее резко выраженные изменения и можно полагать уменьшение в этот период времени скорости осадконакопления, соответственно — более продолжительный контакт морской воды с осадками и усиление выщелачивания урана. Эти процессы интенсифицируются при накоплении красноцветных глинистых известняков, которые несут следы длительного контакта с надонной морской водой. Этот же вывод следует из рассмотрения распределения иридия (Alekseev et al., 1983) в исследуемых отложениях. По этим же данным отрицательная аномалия Ba объясняется возможным уменьшением солености бассейна, приводившим на рубеже перми и триаса к биологическому кризису. Изотопный состав углерода и кислорода карбоната говорит об ограниченном подтоке пресных вод в морской бассейн.

Красноцветные глинистые известняки перекрываются нижнетриасовыми среднеслоистыми биостромовыми водорослевыми известняками, переходящими в биоморфные разности линзовидной и караваевидной формы. Образование последних обусловлено стабильной тектонической обстановкой и увеличением скорости роста каркасных водорослевых организмов.

Резюмируя вышеизложенное заметим, что вариации изотопного состава углерода, кислорода карбонатов и распределения Pb , Th , U , Sr в пограничных пермо-триасовых отложениях приводят к выводу о направленных изменениях гидродинамических и гидрохими-

ческих условий осадконакопления. Регрессия моря и связанные с ней изменения газового режима и солености, влияние эксплозивного вулканизма на осадконакопление в пограничный период P_2-T_1 , по всей вероятности, приводили в суммарном выражении к известному биологическому кризису.

Формации верхнего палеозоя и триаса были сопоставлены с синхронными образованиями Ирана (Assereto, 1963; Davies, 1972; Gaetani, 1972; Jones, Hamzpour and Glark, 1972; Stampfli, 1978; Stepanov, Golhanisteklin, 1969; Taraz, 1971), Турции (Brinkmann, 1976; Flugel, 1971; Furon, 1955; Kamen-Kaye, 1971) и нахичеванской мульды (Азизбеков, 1961; Геология СССР, 1972). Более низкий уровень литолого-стратиграфической изученности отложений этих регионов ограничивает возможность их детальной корреляции. В пределах Ирана и Малой Азии могут быть выделены два разнотипных комплекса - вулканогенно-осадочный (Сурейханы, ущ. Сиаваруд, г. Кух-э-Карагез) и осадочный. Последний достаточно хорошо коррелируется с синхронными отложениями Малого Кавказа по составу и парагенезам пород, а также фаунистическим комплексам. Ограниченность данных по синхронным отложениям восточной Анатолии не позволяет провести более надежную их корреляцию. Можно полагать, что в пространстве от Разданского глубинного разлома на Малом Кавказе и далее на запад, до восточной Анатолии включительно, мощности отложений сингенетически сокращаются и из разреза выпадает ряд горизонтов карбона и перми. Гораздо больше сходства выявляется при сопоставлении с Юго-восточной и Западной Анатолией. При сопоставлении с отложениями нахичеванской мульды устанавливается большее сходство ассоциаций главных типов пород и фаунистического состава.

Постседиментационные изменения осадков рассмотренных выше формаций интенсивно проявлены на всей площади их распространения, они выражены в рассланцевании, перекристаллизации, окремнении, доломитизации; характерны ожелезнение, развитие карбонатных прожилков, формирование конкреций, ороговикование, склерирование, а также новообразования флюорита, кварца, доломита, пирита, диопсида, актинолита, эпидота, тремолита, граната и титанистых минералов. Петрографо-минералогическая характеристика и состав глинистой составляющей известняков карбонатно-терригенной и карбонатной формаций указывают на позднекатагене-

тический и метаморфический уровни изменения пород.

С указанными формациями связаны мраморы и мраморизованные известняки, которые являлись объектом поисковых и разведочных работ (с подсчетом запасов по категории А, В, С). Они как декоративно-облицовочный материал эксплуатировались комбинатом "Армрамор" до 1982 г. (Хорвирабское и Араратское месторождения).

Для проведения поисково-разведочных работ интерес представляют также Урцкая, Эртичская, Амагу-Гнишикская, Кадрлинская и другие антиклинали.

Известняки карбонатной формации можно рекомендовать и как цементное сырье. Коэффициент насыщенности, силикатный и глиноземистый модули для известняков находятся в пределах допустимых норм ("Технические условия для производства портландцементного клинкера") за исключением повышенного значения коэффициента ненасыщенности, которое можно нормировать путем добавления глинистого компонента.

В юре-неокоме на территории Армении и сопредельных областей Малого Кавказа карбонатонакопление было развито в целом неравномерно. В нижней юре (тоар-аален) оно практически не имело места, о чем свидетельствует не только отсутствие известняков, но и незначительная карбонатность терригенных накоплений. В средней юре - верхнем байосе и отчасти бате масштабы карбонатонакопления несколько возрастают. Известняки формируют прослои и пачки (мощностью от 5-6 до 10-12, а в единичных случаях 25-35 м), которые, как правило, не имеют площадного развития и замещаются по laterали вулканическими или терригенными образованиями. Это преимущественно мелководные накопления (крупно-детритовые, водорослевые, оолитовые), в разной степени обогащенные вулканокластическим материалом (Алавердский, Кафанский антиклинории) и песчано-гравелитовой примесью (Иджеванский и Вагоцзорский синклинории, Шамшадинский антиклинорий).

Верхнеюрский-неокомский этап карбонатонакопления, развитый на огромных площадях Средиземноморья и Тавро-Кавказской области, на Малом Кавказе протекал на фоне длительных вулканических проявлений. Масштабы карбонатонакопления резко возрастают от келловей к оксфорд-кимериджу как по площади развития, так и мощности осадков. Интенсивная карбонатная садка продолжается в титоне и с некоторым изменением палеогеографической обстановки в неокоме.

Рассмотрим основные черты этого процесса в стратиграфической последовательности и по типам формаций (Мандалян, 1979, 1990).

Т а б л и ц а 6

Осадочные и вулканогенно-осадочные формации
верхней юры-неокома территории Армении

Тип формации, возраст, структурное положение, условия залегания, мощность	Главные типы пород, обстановка осадкообразования
Сомхето-Карабахская зона	
Вулканогенно-карбонатная формация (оксфорд-неоком): Алавердский и Шамшадинский антиклинории, Иджеванский синклинорий: бассейны рек Агстев, Ахум, Тавуш, Хндзорут и междуречье Дебет-Агстев	Известняки и доломиты, содержащие линзы и конкреции силицитов, основные и средние вулканы (преимущественно известково-щелочные серии), представленные главным образом эффузивно-гялокластитовой ассоциацией. В подчиненном количестве присутствуют пирокласты, вулканоидные песчаники
Трансгрессивно на образования келловей, бата и верхнего байоса. От 850 до 1650 м	Морская, преимущественно мелководная, в кровле - участками субаэральная
Терригенная (граувакковая) формация (келловей). Алавердский и Шамшадинский антиклинории, Иджеванский синклинорий - междуречье Дебет-Агстев, Ахум-Тавуш-Хндзорут. Трансгрессивно на образованиях бата и верхнего байоса. От 50 до 350 м	Песчаники, преимущественно кислые граувакки, а также алевролиты, аргиллиты, конгломераты. Морская, преимущественно мелководная
Кафанский сегмент	
Карбонатная формация (верхний валанжин-баррем). Кафанский антиклинорий. Трансгрессивно на породах титона-среднего валанжина От 40 до 400 м	Известняки, содержащие участками прослои и конкреции кремней, а в основании формации редкие пачки вулканомиктовых песчаников Преимущественно прибрежно-морская, очень мелководная
Карбонатно-вулканогенно-обломочная (оксфорд-средний валанжин). Кафанский антиклинорий и прилегающая часть Горисского синклинория - бассейны рек Вохчи и Воротан От 1300 до 2600 м	Преимущественно основные и средние вулканы при подчиненном развитии - кислых (лавы, пирокласты, гялокластиты); вулканоидные конгломераты, конгломерато-брекчии, песчаники, известняки

I

2

Преимущественно морская мелководная, участками и в отдельные интервалы времени – обстановка внутрибассейновых вулканических поднятий

Базумский антиклинорий

Известняковая формация (титон? – неоком). Ядро и север, северо-западное крыло Базумского горст-антиклинория – правобережье верхнего течения р.Дзорагет, включая бассейн р.Мец-Ару

Фораминиферовые и микрозернисто-фораминиферовые известняки, содержащие участками радиоляриевый компонент. В кровле участками развиты вулканоидные песчаники и алевролиты. Характерна интенсивная перекристаллизация и гофрировка известняков

Ввиду необнаженности основания условия залегания на нижележащих отложениях не ясны

Морская умеренно глубоководная и глубоководная

Видимая мощность 450–650 м

Еревано-Ордубадская зона

Терригенно-карбонатная формация (келловей); юго-восточн. часть Вайоцзорского синклинория – бассейн р. Хндзурот и верхнего течения р.Джаук

Песчанистые и сильно песчанистые известняки, кремнекlastиты-кварцевые и кварцевые сильно известковые песчаники и гравелиты

Трансгрессивно на отложениях триаса и средней юры

Морская мелководная

От 25 до 200 м

Терригенная (граувакковая) формация келловей

В составе терригенной формации известняки развиты неравномерно и слабо (табл. 7). В Шамшадинском антиклинории они представлены маломощными линзами, развитыми среди кислых граувакк. Несколько шире известняки развиты в Алавердском антиклинории и Иджеванском синклинории (междуречье Дебед-Агстев). Особен-

ности их состава и в частности широкое развитие оолитовых и окатаннозернистых раковинных известняков отчетливо указывают на прибрежную и очень мелководную обстановку седиментации. Доломиты отсутствуют, а доломитизация известняков проявлена очень слабо. В целом же мощности известняковых линз как и карбонатность терригенных накоплений несколько возрастают к кровле формации.

Терригенно-карбонатная формация келловей

Известняки, развитые в маломощной терригенно-карбонатной формации, как правило, сильно обогащены обломочным материалом кварцевого и кремнекластито-кварцевого состава и связаны пространственными переходами с известковыми песчаниками. Судя по (табл. 7) широкому развитию оолитовых известняков и окатанного раковинного детрита, они формировались в условиях мелководного морского бассейна.

Т а б л и ц а 7

Краткая характеристика известняков келловей
в составе терригенной и терригенно-карбонат-
ной формации

Вещественный состав	Участки развития
Терригенная формация	
Органогенно-детритовые известняки: полидетритовые, пеллециподо-во-полидетритовые, полидетрито-во-шламовые. Главный состав детрита - пеллециподы, остракоды, кораллы, криноидеи, морские ежи, реже брахиоподы	Бассейн верхнего течения р. Банана, верховья рек Спитак-джур и Хач-Агбюр, окрестности с. Чинари Мощность 0,8-15 м
Окатаннозернистые органогенно-обломочные известняки. Сложены хорошо окатанными обломками га-стропод, фораминифер, кораллов, морских ежей	Повсеместно в участках разви-тия известняков Мощность 0,8-6 м

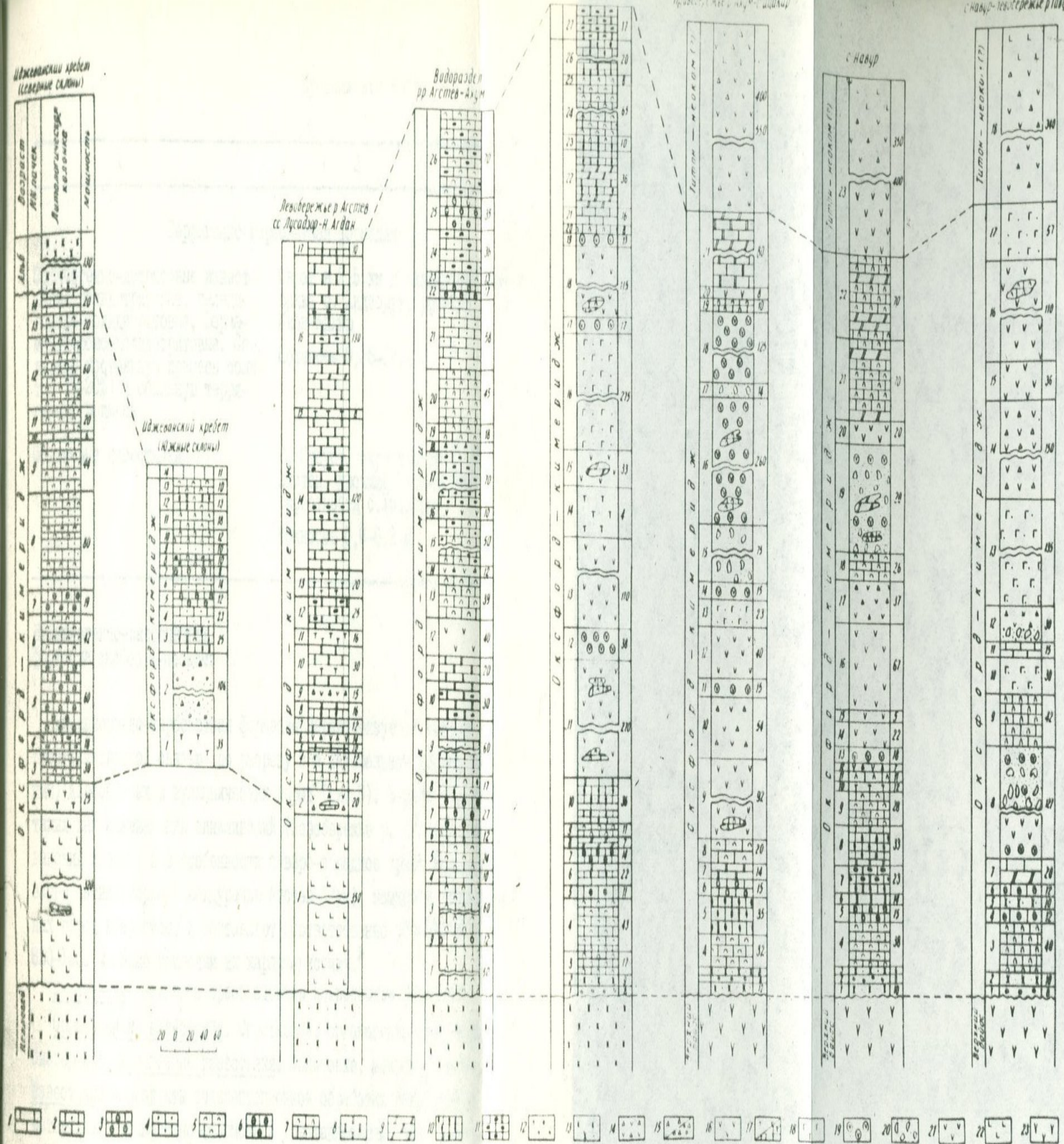


Рис.5. Опорные разрезы вулканогенно-карбонатной формации (Составил Р.А.Мандалян)

1 - известняки, 2 - известняки микрзернистые, 3 - известняки оолитовые, 4 - известняки ступчатые, 5 - известняки органогенно-детритовые, 6 - известняки органогенно-обломочные, 7 - известняки био-гермные, 8 - доломиты, 9 - доломиты известковые, 10 - известняки доломитизированные, 11 - кремни-стые линзы и конкреции в известняках и доломитах, 12 - конгломераты, 13 - песчаники, 14 - вулкани-ческие брекчии, 15 - вулканоидные конгломерато-брекчии, 16 - песчаники вулканоидные, 17 - туфы и их известковистые разновидности, 18 - гиалокластиты, 19 - подушечные лавы, 20 - подушечные брек-чии, 21 - базальты и андезиты-базальты потоков массивного строения, 22 - андезиты потоков массив-ного строения.

I	2
Терригенно-карбонатная формация	
Органогенно-детритовые известняки: полидетритовые, пеллеци- подово-полидетритовые, форма- миниферово-полидетритовые. Со- держат постоянную примесь ооли- тов (5-20%) и обильную терри- генную примесь	Овраг в 2,5 км к западу от раз- валин с. Хндзорут, урочище Мкой-Ахпюр Мощность 0,35-12,7 м
Оолитовые известняки	Г. Сусуст, окрестности с. Гю- листан, урочище Мкой-Ахпюр, окрестности с. Хндзорут Мощность 0,8-6,2 м

Вулканогенно-карбонатная формация оксфорда-неокома

Вулканогенно-карбонатная формация характеризуется тесной пространственной связью (по разрезу и в латеральном направлении) карбонатных и вулканических пород (рис.5). В ряде участков, таких как Иджеванский синклиний (левобережье р. Агстев, Иджеванский хребет) и в особенности северо-западное крыло Шамшадинского антиклинория (междуречье Агстев-Ахум), мощности карбонатных пород возрастают и составляют соответственно 450-500 м и 850-1000 м. Ниже приводим их характеристику.*

Известняки являются преобладающим компонентом формации.

Органогенные известняки. Стустковые, органогенно-детритовые, биогермные. Хемотрогенные известняки. Оолитовые, микрозернистые. Известняки — продукты седиментационной обработки раковинного материала. Органогенно-обломочные (окатаннозернистые) известняки. Известняки неясного происхождения (криптогенные).

Органогенные известняки

Стустковые известняки — это толстослоистые или массивные серые породы с едва заметной в обнажении пятнистой структурой.

* Основные черты геологического строения, литологии и вулканизма формации рассмотрены автором в монографиях (1979, 1990).

В шлифах видно, что известняк сложен сгустками (65–80%), органическим детритом (8–20%) и цементом (10–20%).

Различаются три типа сгустков:

- сгустки неоднородного строения, сложенные обрывками водорослей и раковинным детритом (криноидеи, кораллы, морские ежи, остракоды, фораминиферы), которые интенсивно источены, а также обволачены водорослями. Подобные сгустки, имеющие размеры 0,15–0,35 мм, являются продуктом интенсивной водорослевой грануляции, в результате которой водорослевый комочек или раковинный детрит теряет первоначальное строение;

- сгустки, в которых нет детритового ядра и присутствуют небольшие сферки (диаметр 0,08–0,12 мм), по-видимому, представляющие собой оогонии низших водорослей;

- водорослевые желвачки типа микроонколитов.

Цементом служит микрозернистый или микрокомковатый ил, часто раскристаллизованный в светлую кальцитовую массу. Сгустковые известняки повсеместно развиты в вулканогенно-карбонатной фации. Вместе с сгустково-детритовыми разновидностями они слагают прослой и пачки мощностью от 3–5 до 50 м.

Органо-генно-детритовые известняки представлены следующими разновидностями:

- сгустково-детритовые известняки, макроскопически неотделимые от сгустковых. В шлифах видно, что количество раковинного детрита в них выше (до 45–50%), отчетливо наблюдается сверление и обволакивание, проявленное в настигании водорослевых нитей на мелкий детрит и сгустки;

- криноидные известняки слагают тела массивной и холмовидной формы. Это крупнозернистые (0,35–6 мм) породы, состоящие преимущественно из плотно прилегающих члеников криноидей, значительная часть которых в результате перекристаллизации превращена в крупные монокристаллы с реликтами первичного сетчатого строения;

- криноидно-полидетритовые известняки отличаются несколько большим количеством иного детрита – обломков морских ежей, кораллов, гастропод, а также брахиопод. Кроме того, в их составе имеются микроонколиты и оолиты. Обе разновидности известняков развиты обширно на Иджеванском хребте, в массиве г. Будур и г. Схторут, западных окрестностях с. Ицакар. Мощности пачек составляют от 3 до 20 м;

– эхинодерматовые известняки сложены обломками морских ежей (преобладают) и криноидей. Первые представлены ячеисто-сетчатыми обломками щитков и иглами, вторые – члениками. Мощности 2,5–8 м (Иджеванский хребет, окрестности сел. Енокован, Ицакар). Среди них развиты прослой эхинидовых разновидностей, сложенных исключительно обломками ежей;

– пелециподово–полидетритовые известняки состоят из неотсортированного органогенного детрита (0,20–1,5 мм), в составе которого преобладают удлиненные обломки пелиципод, имеющие пучковидное и ячеисто–призматическое строение. Остальная часть детрита представлена криноидеями, остракодами и шламовым материалом. Мощности 1,7–6 м. По площади они не развиты;

– спикулово–полидетритовые известняки представлены очень крепкими слоистыми породами зеленовато–серого цвета. Они состоят из органогенного детрита (50–60%), кремневых спикул губок (25–40%) и цемента (5–20%). Детрит представлен обломками криноидей, остракод, кораллов и мшанок. Не являясь преобладающим элементом, спикулы участками образуют в породе скопления. Сложены они мелкозернистым халцедоном, слагающим цепочковидные стяжения. Размеры спикул варьируют в широких пределах: диаметр 0,04–0,2 мм, длина от 0,2–0,8 мм до 1,5–2,5 мм в крупных разновидностях. Мощность спикулово–полидетритовых известняков от 4 до 30 м. Они широко развиты в составе кремнисто–карбонатной градации водораздела Агстев–Ахум, а также по левобережью р. Агстев;

– мелкодетритовые (шламовые) известняки представлены серыми и серовато–бурыми тонкослоистыми разновидностями – от марающих мелоподобных до плотных. Сложены они тонкоперетертым детритом очень малых размеров (0,02–0,06 мм), благодаря чему состав организмов не поддается определению. Лишь в крупных обломках, составляющих не более 8–12%, различаются признаки, свойственные криноидеям, кораллам, остракодам. Мелкодетритовые известняки образуют пространственно выдержанные пачки мощностью 0,8–6 мм.

Биогермные известняки слагают органогенные постройки линзо–холмообразной формы, залегающие как среди иных разновидностей известняков, так и вулканического материала. В большинстве случаев первичные черты строения этих построек (биогермов, биостромов) затухиваны в связи с перекристаллизацией и доломитизацией.

Изучение в шлифах и пришлифовках показывает, что активными породообразователями были кораллы, водоросли, строматопороидеи, известковые губки. Преимущественно коралловые и кораллово-водорослевые постройки, имеющие мощность от 3 до 10 м, развиты в верхах разреза оксфорда-кимериджа по водоразделу Агстев-Ахум и южному склону Иджеванского хребта. По линии с.Навур - с.Чинчин коралловые известняки слагают выдержанный горизонт мощностью от 2 до 8 м. Максимальная мощность органогенных построек - 18-25 м - наблюдается на юго-восточной окраине г.Берд. Биогермные известняки характеризуются небольшим содержанием вулканической примеси, однако в случае залегания на вулканическом доколе ее содержание возрастает. В сравнительно крупных постройках присутствуют известняковые брекчии, а также внутририфовые скопления: оолитовые и микрозернистые илы.

Хемогенные известняки

Оолитовые известняки представлены слоистыми породами, в которых оолитовая структура часто заметна макроскопически. В шлифе видно, что известняки состоят из оолитов (65-80%), комочков кальцита (10-15%), полуокатанного раковинного детрита (5-8%) и известкового цемента. Преобладающая величина оолитов 0,12-0,20 мм. Форма их округлая, она определяется формой ядер. Последние представлены комочками кальцита, полуокатым детритом, изредка зернами пирита. Концентрическое строение отчетливо проявлено, количество оболочек не менее 3-5. В оолитовых известняках, залегающих среди вулканитов, ядрами служат обломки андезитобазальтов и андезитов. Мощности оолитовых известняков находятся в пределах 1-8 м.

Микрозернистые известняки - это темно-серые слоистые породы с оскольчато-раковистым изломом. В своей главной массе они сложены микрозернистым афанитовым кальцитом. Мощности их от 2 до 12 м.

Известняки - продукты седиментационной обработки первичного раковинного материала

Органогенно-обломочные (окатаннозернистые) раковинные известняки состоят из окатанных и гранулированных обломков раковин, скрепленных известковым цементом. В составе раковинного материала преобладают иглокожие, фораминиферы, а также гастроподы; в гораздо меньшей степени присутствуют кораллы, острако-

ды и мшанки. По размерам обломков в этой группе известняков выделены три разновидности:

- крупнообломочные, с преобладающими размерами 1,1-1,6 мм;
- мелкообломочные, с преобладающими размерами 0,30-0,45 мм;
- микрообломочные, с преобладающими размерами 0,08-0,20 мм.

Все эти разновидности известняков развиты широко в пределах вулканогенно-карбонатной формации. Мощность их достигает 12-15 м.

Известняки неясного происхождения (криптогенные)

К этой группе относятся известняки, которые ввиду интенсивной перекристаллизации, доломитизации и окремнения почти нацело потеряли первичные признаки. Поэтому наши представления об их генезисе основаны на реликтах первичных структур - сохранившихся ячеек кораллов, губок, водорослевых желвачков. С учетом внешних особенностей (линзо-холмовидная форма залегания) можно принять, что большая часть известняков этой группы является не-большими по мощности биогермами.

Помимо описанных разновидностей, слагающих мощные пачки и линзы, известняки присутствуют также в форме смещенных тел (вогнутых оболочек, бесформенных останцев пласта и мелких включений) в потоках лав подушечного и брекчиевого строения. Подобные образования, по существу являющиеся реликтами донных осадков, подвергались перекристаллизации и в разной степени обогащены хлоритизированной лавокластической примесью.

Содержание нерастворимого остатка в карбонатных породах колеблется в широких пределах - от долей процента до 40-50%, причем в составе обломочной примеси известняков и доломитов нет существенной разницы. Максимальное количество ее содержат известняки, расположенные вблизи очагов подводного вулканизма.

В карбонатных породах развиты следующие минералы тяжелой фракции: пироксены (авгит, гиперстен, титан-авгит, диопсид, энстатит), амфиболы, гематит, магнетит, пирит, ильменит, а также хлориты, циркон, редко пикотит. Характерными компонентами легкой фракции являются: вулканическое стекло и обломки эффузивов, обломочный и аутигенный кварц, халцедон. Лишь в нижней части разреза вулканогенно-карбонатной формации в составе известняков

развита чисто терригенная ассоциация (кварц — средние и кислые плагиоклазы — магнетит — эпидот — циркон), связанная по источнику с размывом среднеюрского плагиориолитового комплекса и кислых граувакк келловей. Вверх по разрезу она убывает и по мере развития подводного вулканизма подавляется пироксеновой и пироксен-роговообманковой ассоциацией.

Химические анализы известняков приведены в табл. 8, 9. Сопоставление этих данных с петрографической характеристикой тех же пород показывает следующее:

- завышенное содержание кремнезема в известняках связано прежде всего с наличием кремневых конкреций или спикул, а также вулканической примеси;

- с присутствием в известняках разнообразной вулканической смеси (лавокластической, пирокластической или вулкано-терригенной) в ряде анализов связаны повышенные содержания глинозема и суммы щелочей. Несколько повышенные содержания в ряде проб K_2O (до 0,20%) обусловлены прежде всего примесью интенсивно монтмориллонитизированного вулканического стекла;

- показательны также ничтожные содержания окиси марганца (преимущественно следы — сотые, редко десятые доли), что характерно для верхнеюрских известняков Армении. Известнякам свойственны очень низкие фоновые содержания P_2O_5 .

По данным 200 спектральных полуколичественных анализов сравнительно чистых известняков им присущи следующие содержания элементов-примесей: si — от 0,03 до 1%, среднее — 0,40%; al — от 0,1 до 1%, среднее — 0,15%; fe — от 0,02 до 1%, среднее — 0,23%; mn — от 0,01 до 0,2%, среднее — 0,11%; sr — от 0,02 до 0,2%, среднее — 0,15%; ba — от следов до 0,2%, среднее — 0,03%; cu — от следов до 0,002, среднее — 0,001%; pb — от следов до 0,001, среднее — менее 0,001%.

Доломиты распространены широко, хотя и по этому показателю уступают известнякам. В отдельных участках Иджеванского синклинория, как в левобережье р. Агстев (окрестностях сел. Лусадзор), их, однако, больше чем известняков. По внешним признакам среди них выделены пластовые и непластовые разновидности (Мандалян, 1974).

Пластовые доломиты — слоистые породы с низкой пористостью, которые прослеживаются на многие сотни метров, а в левобережье

р.Агстев – на несколько километров. Мощности пластов и пачек их различные – от нескольких метров до 350–400 м. Это серовато-бурые, кирпичные или красного цвета породы с икристым блеском и песчаниковидным изломом.

Т а б л и ц а 8
Химический состав известняков

№ п	Минер. нераст. ост.	R_2O_3	CaO	MgO	n.n.n.	Сумма	Каль- цит	Доло- мит
1	8,40	0,32	51,30	н.об.	40,0	100,02	91,31	–
2	2,96	0,58	52,30	н.об.	41,29	98,03	94,69	–
3	4,16	0,52	53,25	н.об.	41,79	99,72	94,78	–
4	7,44	0,44	51,35	н.об.	40,44	99,67	91,40	–
5	4,98	0,44	47,50	2,75	42,10	97,77	82,05	12,56
6	9,06	0,32	49,40	н.об.	39,66	98,44	87,94	–
7	4,32	0,28	53,20	0,68	41,08	99,56	93,22	3,10
8	4,44	0,32	53,20	н.об.	41,06	99,02	94,70	–
9	3,50	0,30	53,20	н.об.	42,32	99,32	94,69	–
10	14,04	0,60	47,50	н.об.	36,08	98,22	84,55	–
11	15,40	0,68	47,50	н.об.	36,44	100,14	84,55	–
12	15,64	0,34	44,10	1,37	37,44	98,97	75,89	6,26
13	2,62	0,40	52,30	1,38	43,66	99,36	89,63	6,30
14	1,28	0,28	51,30	2,38	43,00	98,24	85,44	10,87
15	14,28	0,80	43,70	2,05	37,82	98,61	72,73	9,37
16	6,36	0,86	49,40	1,37	40,54	98,53	87,23	6,20
17	2,94	1,08	53,20	н.об.	42,74	99,96	94,69	–

Примечание: Солянокислые вытяжки. Местонахождение проб:
I–8 – водораздел Агстев–Ахум, 9–12 – правобережье р. Ахум,
13–14 – юго-восточная окрестность г. Берд, 15–17 – с.Енокаван

В составе пластовых доломитов развиты две главные макротектурные разновидности: однородные (сливные) и пятнистые (порфировидные). В шлифах видно, что пластовые доломиты характеризуются крупнозернистой структурой с преимущественными размерами ромбоэдров – 0,4–0,12 мм. Наряду с цельными или неполностью развитыми ромбоэдрами присутствуют зерна трапециевидной и причудливой

многоугольной формы. Их возникновение обусловлено многофазностью процесса доломитизации, приводящей к неоднократному обростанию ромбоэдра новыми каемками. Весьма характерно зонарное строение (рис. 6). Органические остатки и оолиты редки и, как правило, почти нацело замещены доломитом. В пластовых доломитах часто присутствует кремнезем в виде стяжений, псевдоморфоз по доломиту, а также вторичного цемента. Пятнистые (порфировидные) доломиты слагаются среднезернистой массой желтовато-бурого доломита, в которую погружены пятна серого доломита, имеющие размеры от нескольких миллиметров до 2,5 см. Структура подобных выделений неравномернотернистая с переходами от гранобластовой к мозаичной. Помимо крупных выделений развиты также крупные (0,15–0,30 мм) зерна, играющие роль порфиробластов, погруженных в сравнительно мелкозернистую массу доломита. Своеобразные текстурные особенности этой разновидности доломитов связаны с повторной доломитизацией и некоторой перекристаллизацией.

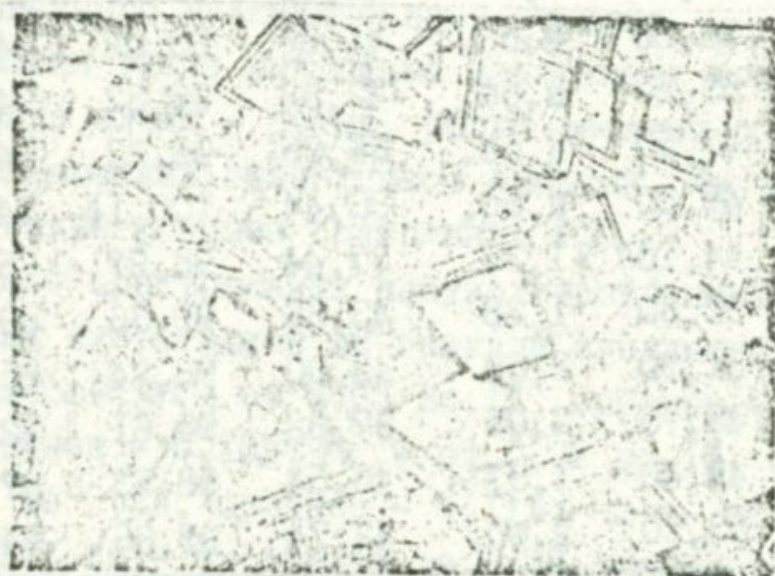


Рис. 6. Крупнозернистый доломит зонарного строения. Шлиф. ув. 35.

Подытоживая особенности пластовых доломитов, остановимся на их следующих признаках:

- стратифицированность доломитов, т.е. максимальное развитие в верхнем оксфорде–кимеридже;
- пятнистое расположение в пространстве, т.е. залегание в ви-

Т а б л и ц а 9

Химический состав известняков

ОКИСЛИ	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	2,24	1,05	10,23	1,50	0,36	4,85	0,82	0,76	2,35
TiO_2	сл.	0,18	сл.	0,06	0,06	0,04	0,02	0,01	0,05
Fe_2O_3	0,32	1,03	0,62	0,57	0,52	1,62	0,45	0,52	0,80
FeO	0,19	н.об.	сл.	0,41	0,27	0,45	0,27	0,15	0,45
Al_2O_3	1,07	0,60	0,72	0,67	0,38	1,39	0,20	0,67	1,30
CaO	53,06	53,49	48,00	51,88	54,70	50,16	55,12	54,90	51,95
MgO	0,90	1,46	0,32	1,92	1,22	2,55	0,9	0,36	2,42
MnO	сл.	0,08	0,13	0,17	0,04	0,04	0,02	0,04	0,03
P_2O_5	сл.	0,04	0,21	сл.	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	сл.
Na_2O	0,05	0,11	0,17	0,22	0,10	0,19	0,06	0,16	0,15
K_2O	0,15	0,12	0,13	0,09	0,10	0,22	0,06	0,08	0,20
Влага	0,02	0,11	н.об.	н.об.	0,15	н.об.	н.об.	0,01	0,02
п.п.п.	41,75	42,46	38,81	42,40	42,11	38,60	42,34	42,60	41,40
Сумма	99,75	100,73	99,83	99,9	100,01	100,10	100,26	100,17	100,12

Местонахождение проб: 1-2 - с.Енокаван; 3,5,6,9 - с.Ицакар;
4 - с.Мовсес; 7-8 - г.Иджеван

де крупных и мелких массивов среди известняков;

- резкие пространственные переходы от доломитов к известнякам;
- пространственное чередование с различными типами органогенных известняков;
- крупнозернистая структура и многофазность доломитизации;
- наличие реликтов породообразующих известняковых организмов и ясные следы их замещения доломитом.

Химические анализы пластовых доломитовых пород приведены в табл. 10, 11.

Непластовые доломиты залегают в форме линзо-штокообразных тел и гнезд.

Линзо-штокообразные доломиты представлены телами сложной конфигурации, секущими слоистость вмещающих их известняков. Это кремово-серые или кирпичного цвета пористые и кавернозные породы, которым присущи большие колебания в содержании окиси магния.

Т а б л и ц а 10

Химический состав доломитовых пород

№ п	Данные химического анализа					Пересчитанные величины		
	Н ₂ O	R ₂ O ₃	CaO	MgO	п.п.п.	Сумма	Кальцит	Доломит
1	2	3	4	5	6	7	8	9
I	0,40	1,00	31,00	21,22	46,50	100,12	2,65	96,98
2	0,32	1,30	31,78	19,93	47,06	100,39	7,26	91,08
3	8,78	1,25	28,76	19,17	43,22	101,18	4,76	87,61
4	1,30	1,0	30,18	20,70	47,00	100,18	2,50	94,60
5	1,56	1,68	31,04	20,08	46,58	100,94	5,57	91,76
6	1,08	1,30	31,00	21,0	46,09	100,47	3,12	99,97
7	1,58	0,61	31,14	19,31	45,73	98,37	7,83	88,25
8	2,62	0,69	32,33	19,26	45,42	100,32	8,90	87,95
9	1,58	1,21	30,99	19,62	45,98	99,38	6,62	89,66
10	0,20	1,30	33,78	18,73	46,10	100,11	14,81	85,60
11	1,20	1,04	33,72	18,19	46,35	100,57	14,14	83,14
12	1,10	0,70	33,46	18,00	46,57	99,83	14,99	82,26
13	0,70	0,52	32,78	19,19	46,80	99,99	10,87	87,69
14	0,12	0,70	31,73	19,37	46,54	99,46	8,56	88,52
15	1,20	0,42	34,27	18,00	45,70	99,59	17,36	82,26
16	1,20	0,42	32,27	18,00	45,70	99,59	17,36	82,26
17	0,44	0,87	32,78	18,28	47,32	99,69	13,11	83,53
18	0,96	0,35	34,37	18,55	45,66	99,79	15,21	84,77
19	1,05	0,70	33,53	18,54	46,00	99,82	14,81	84,62
20	0,92	0,61	31,84	17,85	47,61	99,83	16,25	81,57
21	1,80	0,87	31,58	18,83	46,26	99,33	9,62	86,05
22	1,30	0,61	33,43	17,37	46,60	99,31	17,61	79,38
23	1,20	0,70	31,72	18,28	47,30	100,29	13,15	83,53
24	2,98	1,04	30,09	20,24	46,20	100,55	3,49	92,50
25	0,61	1,48	30,84	19,91	47,54	100,38	3,84	90,99
26	0,54	0,62	32,79	18,65	47,40	99,99	11,02	85,23
27	1,00	0,52	33,18	18,10	46,75	99,50	14,18	82,72
28	1,70	0,52	32,33	16,59	48,15	99,29	16,50	75,82
29	1,70	0,43	32,19	18,33	47,40	100,05	11,94	83,77
30	0,84	0,52	31,09	19,84	47,85	100,14	6,14	90,67

Продолжение таблицы 10

1	2	3	4	5	6	7	8	9
31	1,28	0,70	31,14	18,33	47,50	99,45	10,62	86,05
32	0,17	1,90	32,63	17,46	46,70	98,86	14,85	79,69
33	1,28	0,70	31,14	18,83	47,50	99,45	10,62	86,05
34	2,08	1,32	34,30	15,07	45,96	98,63	24,59	69,87

Примечание: Солянокислые вытяжки. Анализы 1-25 характеризуют пластовые доломиты, остальные — линзо-штокообразные тела. Местоположение: 1-4 — ур.Схторут; 5-24 и 30-34 — Лусадзорское месторождение; 25-27 — с.Ицакар; 28-29 — с.Мовсес.

В шлифах видно, что порода состоит из крупных ромбоэдрами (0,15-0,40 мм) с зонарным строением. Органические остатки, как и отдельные участки — реликты первичной структуры, оставшиеся незамещенными доломитом, часто перекристаллизованы. Мощность подобных доломитов колеблется в широких пределах — от нескольких до 25 м. Доломит в виде гнезд образует небольшие тела (0,1-1,2 м) среди известняков. По микроструктурным признакам и особенностям состава он аналогичен предыдущему типу.

О генезисе доломитов. Вопрос происхождения доломитов принадлежит к числу сложнейших проблем литологии. В рассматриваемых условиях он усугубляется спецификой вулканогенно-осадочного седименто- и литогенеза. Главная масса доломитов, расположенная в Иджеванском синклинории (левобережье р.Агстев), формировалась на некотором удалении от очагов интенсивного вулканизма. К востоку, в Шамтадинском антиклинории (в бассейнах рек Ахум и Та-вуш), наблюдается непосредственный парагенезис доломитовых пород с эффузивно-гиадокластитовой ассоциацией.

Как следует из описания пластовых доломитов, в них наряду с отчетливыми признаками диагенетического доломитообразования обнаруживаются также черты более поздней доломитизации. Формирование пластовых доломитов представляется в виде сложного и многостадийного процесса.

В первую стадию (раннедиагенетический этап) происходит интенсивное замещение известковых органогенных осадков по общей схе-

ме $Mg + 2Ca CO_3 = CaCO_3 \cdot MgCO_3 + Ca$. При этом главная часть магния поступала в карбонатные илы в результате их взаимодействия с придонной водой, которая в условиях сухого и жаркого климата в сравнительно замкнутых участках бассейна приобретала несколько повышенную минерализацию. Формированию полузамкнутых участков в мелководном бассейне могли способствовать и потоки лав, играющие роль естественных перемычек. Судя по отсутствию гипсов, полного обособления лагун и формирования интенсивно минерализованной рапы, здесь не происходило. Однако соленость вод была достаточной для диагенетической доломитизации, протекавшей не сплошь и с разной степенью интенсивности. Помимо степени обогащенности вод магнием в этом процессе имеет значение и состав органогенных илов в связи с разной восприимчивостью их к диагенетической доломитизации. В данном случае замечено, что кораллы, синезеленые водоросли, гастроподы легче замещаются доломитом, чем членики криноидей, морские ежи и остракоды. С этим фактором связана частичная доломитизация рифовых и межрифовых отложений.

Вторая стадия (этап позднего диагенеза) связана с сохранением в слегка уплотненных карбонатных накоплениях поровых и реликтовых морских вод. По мере погружения их и перекрытия новыми слоями карбонатных осадков или потоками лав осуществляется взаимодействие между реликтовыми водами и карбонатными осадками с образованием доломита. Этот этап в особенности интенсивно протекал в биогермных постройках. Степень доломитности в них, очевидно, определяется также наличием высокомагнезиального кальция, связанного с извлечением магния из морской воды породообразующими кораллами и водорослями.

Приведенные две стадии доломитизации являются главными для формирования пластовых доломитов.

Третья стадия (катагенез) заключается в послелитификационном замещении карбонатных пород. Доломитизация связана с циркуляцией в карбонатных породах растворов, образовавшихся за счет поровых вод, выжатых при литификации осадков, а также реликтовых морских вод. Можно предполагать, что по мере приближения к вулканическим очагам происходит перегрев и активизация растворов. Последующая циркуляция их в карбонатных породах осуществляется неравномерно, чем и объясняется неодинаковая степень доломити-

зации, наличие внутри штокообразных тел пористых доломитов реликтовых известняковых участков. Необходимо отметить, что катагенетическая доломитизация затрагивает не только известняки, но и доломитовые породы, образовавшиеся ранее при диагенезе. Последний этап доломитизации при этом накладывается на ранее сформированные структурные особенности. Важно отметить, что одновременно с вторичной (наложенной) доломитизацией карбонатных пород часто происходит затухание диагенетических структур.

Помимо главного фактора — чисто осадочных проявлений доломитообразования, в этом вопросе может представить интерес возможная миграция магния, освобожденного при преобразовании вулканического материала, в карбонатные осадки и породы. Можно наметить два вероятных способа такого выноса:

- изменения темноцветных минералов (оливин, ромбические пироксены, амфиболы), способствующие выносу магния;
- раскристаллизация (поздняя девитрификация) вулканического стекла, при которой совместно с железом магний выносится из вулканитов.

Выщелоченный при преобразовании вулканического материала магний мог легко проникать в карбонатные осадки или породы (особенно в случае чередования по разрезу вулканитов и карбонатных накоплений) и производить дополнительную доломитизацию. Таким образом, формирование доломитовых пород в данном случае протекало на фоне подводного вулканизма. Это не исключает некоторого участия вулканических процессов в доломитонакоплении в качестве побочного фактора, как это считается возможным в океанических осадках. Ясно также, что позднеюрское доломитонакопление обусловлено общей аридизацией, охватившей Средиземноморье, как и Тавро-Кавказскую область в целом. Доломиты здесь выходят за пределы вулканогенно-осадочных формаций и пространственно замещаются гипсами, солями, а также терригенными красноцветными накоплениями. Первостепенная роль диагенеза в формировании доломитовых пород отражает направленный эволюционный процесс — сокращение седиментационных доломитов при общей тенденции затухания морского доломитообразования с течением геологического времени. Безусловно, широкое развитие этого типа доломитовых накоплений не исключает проявления в определенных масштабах и гораздо поздней, наложенной доломитизации известняков.

Смешанные карбонатные породы с вулканической примесью представлены двумя разновидностями: туфоизвестняками и карбонатно-лавокластическими образованиями.

Туфоизвестняки состоят из карбонатного материала и пирокластической примеси (12-28%), представленной литокластическим (преобладает) и витрическим компонентом с размерами от 0,1 до 25 мм. Первый представлен фрагментами хлоритизированных андезито-базальтов и андезитов, которые часто оплавлены и часто имеют кайму, состоящую из непрозрачной рудной массы.

Вулканические стекла представлены пористыми фрагментами, в которых пустоты выполнены хлоритом, кальцитом и реже - халцедоном. В целом по формации туфоизвестняки развиты слабо, что связано с небольшими масштабами эксплозивной деятельности.

Карбонатно-лавокластические образования формируются при обогащении карбонатных накоплений гиалокластитовым материалом, образованным в процессе дробления стекловатых корок подушечных лав. Он представлен апогиалиновыми обломками и осколками интенсивно хлоритизированного вулканического стекла, реже целыми глобулями. В составе вулканической примеси присутствует также материал внутренних частей подушек - обломки с диабазовой, интерсертальной и пилотакситовой структурами.

Следует отметить, что дезинтеграция лавовых сфероидов происходит не только в водной среде, но и в результате взаимодействия вулканического расплава с донными карбонатными осадками. В этом случае карбонатный компонент смешанных пород претерпевает значительные преобразования: перекристаллизацию, ожелезнение, неравномерное обогащение лаовкластической примесью и минеральными новообразованиями. Карбонатно-лавокластические накопления широко развиты в междуречье Агстев - Ахум - Тавуш. Мощность их - от нескольких до 100 м.

Полезные ископаемые. Карбонатные породы верхней юры издавна находили применение в жилищном (стеновой и бутовый камень, производство извести) и дорожном (щебень, брусчатка) строительстве. Промышленный интерес представляют пластовые доломиты, широко развитые по левобережью р. Агстев на площади около 100 км². Месторождение находится в благоприятных горнотехнических условиях, что позволяет вести добычу карьерами. Работами Армянского гео-

логического управления установлена пригодность доломитов Лусадзорского месторождения для нижеследующих отраслей промышленности.

1. Изготовление смолодоломитовых огнеупоров. Для изготовления последних доломит смешивается с 30% частью серпентинизированных дунитов, в результате чего получается огнеупорный материал. Его производство освоено Шоржинским заводом.

2. Получение металлургического доломитового порошка.

3. Получение каустического доломита.

4. Получение полубелого, бесщелочного и электровакуумного стекла.

На базе лусадзорских доломитов проф. ЕГУ Д.С. Гайбабяном получены высококачественные пластинки для тонкослойной хроматографии редких элементов (1993г.).

На наш взгляд, значительны также перспективы использования Лусадзорских доломитов в качестве декоративно-облицовочного материала. В полированных образцах и плитах природные свойства доломита (перламутровый или искристый блеск) приобретают особо декоративное значение. По этому свойству они не уступают высококачественным мраморам. Присутствие силицитов в ряде горизонтов затруднит распиловку и полировку добытых блоков. С целью выявления залежей, лишенных подобной примеси, необходимо проведение поисково-опробовательских работ на территории в окрестностях сел Лусадзор-Акнахбюр, а также по водоразделу Агстев-Ахум.

Енокаванское месторождение мраморизованных известняков, расположенное в 2 км восточнее с. Енокаван, приурочено к карбонатной толще оксфорда-кимериджа. Месторождение находится в благоприятных горнотехнических условиях и эксплуатируется с 1973 г. По декоративным и физико-механическим свойствам это высококачественное сырье с большим выходом годных блоков. В настоящее время Енокаванское месторождение является одним из главных поставщиков в Армении блочного камня из мраморов и мраморизованных известняков для изготовления облицовочного камня и архитектурно-строительных деталей. Установлена также пригодность отходов в качестве крупного заполнителя при производстве бетонов. Отметим также его декоративно-прикладное значение — на этой базе систематически проводятся международные симпозиумы по скульпту-

ре в г.Иджеване Месторождение разведывалось МПСМ Армении.

В карбонатной свите оксфорд-кимериджа локализована минерализация исландского шпата (Иджеванский синклиний, Иджеванская группа проявлений) и свинцово-цинковые руды (Шамшадинский антиклиний, Мовсесское месторождение). При их формировании, наряду с структурным фактором важную роль играли вмещающие породы. В первом случае они являлись основным источником кальция и углекислоты для растворов, из которых осаждались кристаллы оптического кальцита. Во втором — отчетливо проявлен литологический контроль, проявленный в пространственной связи свинцово-цинкового оруденения с доломитами и доломитизированными известняками.

Карбонатно-вулканогенно-обломочная формация. Эта формация имеет большую мощность (1500–2600 м) и площадное развитие в бассейнах рек Вохчи и Воротан. Она характеризуется значительной изменчивостью состава, проявленной в смене по разрезу и латерали ее главных компонентов: вулканического (лавы, пирокласты, гиалокластиты), обломочного вулканогенного (конгломераты, песчаники) и карбонатного. Известняки карбонатно-вулканогенно-обломочной формации по площади развиты неравномерно, хотя и присутствуют почти на всех стратиграфических уровнях. В нижней и средней части разреза формации они слагают преимущественно маломощные и сравнительно небольшие (от 8 до 12–15 м) пачки и быстро выклинивающиеся линзы, залегающие среди вулканитов. Реже развиты крупные (80–125 м) пачки. В верхней части формации в пределах северо-восточного крыла Кафанского антиклинория они распространены обширно. Это отчетливо проявлено по водоразделу Халадж-Кашуни, где суммарная мощность известняков превышает 400–450 м. По составу — это мелководные накопления, идентичные известнякам вулканогенно-карбонатной формации, сведения о которых приведены в предыдущем разделе. Некоторые их специфические черты, отражающие местные условия седиментации и вулканизма, заключаются в большей обогащенности известняков пирокластическим и лавокластическим материалом и сравнительно ограниченных масштабах доломитизации и окремнения. В составе смешанных карбонатных накоплений преобладают туфоизвестняки.

Изученная формация принадлежит к числу переходных типов — от вулканогенно-обломочных к вулканогенно-карбонатным. В ее сос-

таве нашло отражение сложное соперничество двух главных породообразующих факторов: мощного подводного вулканизма с его обильными обломочными производными и карбонатонакопления, отражающего литологическую специализацию поздней юры-неокома Тавро-Кавказского региона и сопредельных областей.

Т а б л и ц а 12

Краткая характеристика наиболее крупных карбонатных линз и пачек в составе карбонатно-вулканогенно-обломочной формации

Местоположение, возраст, мощность и парагенез	Главные и сопутствующие типы известняков	Преобразования
1	2	3
с.Гехануш.Оксфорд-кимеридж. 75-120 м. Лавы, пирокласты, вулканоидные песчаники, туфоизвестняки	Криноидные, криноидно-полидетритовые известняки. В подчиненном количестве - эхинодерматовые, оолитовые, оолитово-полидетритовые, коралловые известняки, туфоизвестняки	Перекристаллизация, ожелезнение, слабая доломитизация. Участками обогащение вулканокластикой
Кто-восточнее с.Верхний Вачаган.Оксфорд-кимеридж. 60 м. Лавы, вулканические брекчии, пирокласты	По составу и преобразованиям аналогичны предыдущей пачке	
Окрестности с.Антарашат, по левобережью реки. Оксфорд-кимеридж. 17-18 м. Лавы пирокластические брекчии, тефроицы	Органогенно-детритовые и коралловые известняки. В подчиненном количестве - оолитовые и микрозернисто-детритовые известняки	Неравномерная перекристаллизация, доломитизация и гипосчатая гематитизация, участками сильное обогащение

I	2	3
		вулканоклас- тической при- месью
Ущелье р.Воротан (с.Татев).Оксфорд- кимеридж. 55-65 м. Лавы, вулканичес- кие брекчии, реже пирокласты	Органогенно-детритовые, биогермные, оолитово- микрозернистые известня- ки	Ожелезнение, слабая доло- митизация и перекристал- лизация
Правобережье р.Во- ротан, на участке пос.Татевской ГЭС. Оксфорд-кимеридж. ГЗ м. Лавы, туфы, гиалокластиты	Органогенно-детритовые, коралловые, криноидные и эхинодерматовые извест- няки	Слабая доломи- тизация и ок- ремнение.Участ- ками обогащение вулканическим материалом
В 1,2 км севернее с.Шабадин.Оксфорд- кимеридж.40-45 м. Лавы, вулканичес- кие брекчии	Органогенно-детритовые, органогенно-обломочные, оолитовые известняки	Перекристалли- зация, слабая доломитизация и ожелезнение
Приводораздельная часть хребта Инд- жабель.Титон-сред- ний валанжин. 55- 60 м. Лавы, сильно известковистые песчаники, гиало- кластиты, силициты	Биогермные, оолитовые ор- ганогенно-обломочные, криноидные известняки	Окремнение, пе- рекристаллиза- ция, участками - умеренная до- ломитизация
В 0,7 км восточнее с.Нор Арачадзор, ущелье р.Кашуни. Титон-средний ва-	Биогермные, органогенно- обломочные, оолитовые и органогенно-детритовые	Окремнение, перекристалли- зация, слабая доломитизация

I	2	3
ланжин. 45-50 м. Лавы, гиалокластиты, вулканогенно-обломочные накопления	Органогенно-детритовые, биогермные, органогенно-обломочные (окатанно-зернистые), оолитовые известняки	Окремнение, перекристаллизация, слабая доломитизация, полосчатая гематитизация
Г.Тапасар, юго-западный склон г.Кяки. Титон-средний валанжин. Около 350 м. Вулканические и вулканогенно-обломочные образования		

В карбонатно-вулканогенно-обломочной формации имело место обогащение известковых накоплений разнообразным вулканокластическим материалом вплоть до формирования смешанных пород. Этим процессом охвачен ряд участков, причем его интенсивность обусловлена следующими факторами: типом вулканической деятельности, ее периодичностью, пространственным размещением вулканических очагов, мощностью карбонатных накоплений.



Рис.7. Раковинный окатаннозернистый известняк, содержащий песчинки вулканических пород. Шлиф, ув.20

Химический состав известняков

Окислы	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	1,20	0,35	3,78	7,75	3,23	1,45	1,12
TiO_2	0,06	0,08	0,12	0,21	0,09	0,08	0,1
Al_2O_3	1,12	0,51	1,11	2,71	1,00	0,87	0,51
Fe_2O_3	0,55	0,98	0,68	1,20	0,48	1,57	0,32
FeO	0,12	0,10	0,10	н.об.	н.об.	0,30	0,18
CaO	53,80	54,60	51,66	48,67	51,96	50,10	54,00
MgO	0,63	0,75	0,94	0,90	0,91	3,81	0,83
MnO	0,05	0,06	0,07	0,03	0,07	0,05	0,01
Na_2O	0,18	0,08	0,10	0,07	0,10	0,18	0,28
K_2O	0,05	0,06	0,16	0,30	0,16	0,06	0,07
P_2O_5	0,01	0,01	н.об.	н.об.	н.об.	0,01	0,01
н.п.н.	42,12	42,94	41,74	38,75	41,89	41,62	42,37
Σ , мм	99,86	99,92	99,55	100,59	99,89	100,27	99,88

Местонахождение проб: 1,2 – карбонатная линза у с. Гехануш; 3 – окрестности с. Каварт; 4 – в 550 м северо-восточнее с. Нор-Арачадзор; 5 – левый склон ущелья р. Воротан, в 350 м от Чертова моста; 6 – южные склоны г. Тапасар; 7 – в 1,2 км юго-западнее с. Тандзавер.

Туфоизвестняки в обнажении – это зеленовато-серые или зеленовато-бурые слоистые породы. Они состоят из известняка (более 50%) и пирокластического материала (20–40%). В составе последнего максимально развиты опацизированные и ошлакованные литокластические фрагменты (0,15–15 мм), в которых поры выполнены известковым илом. Среди кристаллокластики преобладают плагиоклазы, а витрический материал представлен мелкими (0,3–2,8 мм) фрагментами хлоритизированного вулканического стекла. Мощность туфоизвестняков от 0,3 до 8 м. В небольших прослоях они выдержаны по составу, тогда как в крупных пачках наблюдаются переходы к известнякам с небольшим содержанием пирокластики. Отметим также, что известняки не повсеместно обогащены вулканокластическим

Т а б л и ц а 14

Химический состав известняков,
обогащенных вулканической примесью

Оксиды	1	2	3	4	5	6
SiO_2	28,02	29,80	25,73	27,1	14,17	21,17
TiO_2	0,52	0,55	0,11	0,69	0,23	0,60
Al_2O_3	7,15	8,36	2,24	8,10	5,21	7,11
Fe_2O_3	4,20	3,12	7,63	2,80	2,50	4,67
FeO	1,07	0,47	0,28	0,70	0,51	0,39
CaO	30,59	31,20	36,68	29,90	40,40	32,92
MgO	2,59	2,92	0,19	3,17	2,40	3,90
MnO	0,05	0,25	0,07	0,33	0,04	0,07
Na_2O	2,30	1,65	0,15	1,20	0,50	0,60
K_2O	0,60	0,38	0,04	0,72	0,30	0,35
P_2O_5	0,17	0,07	0,36	0,25	0,20	0,10
SO_3	н.об.	н.об.	0,03	0,02	0,05	н.об.
н.п.н.	2,29	1,17	0,55	3,65	2,75	3,45
CO_2	21,17	20,10	26,41	21,80	31,0	24,90
Сумма	100,72	100,54	100,49	100,43	100,26	100,23

Примечание. Пробы 1-3 представляют туфоизвестняки, а 4-6 - смесь известняков с гиадокластитовым материалом.

Местонахождение проб: 1-в 750 м к северо-востоку от с.Каварт; 2-в 800 м к западу от с.Шагарджик; 3-в 1 км севернее с.Шрвенанц; 4-в 1,7 км севернее с.Верхний Хотанан; 5 - начало Тасского перевала; 6-в 800 м северо-восточнее с.Нижний Хотанан.

материалом. Карбонатные накопления, образовавшиеся в межпароконизмальные периоды или же расположенные на удалении от очагов вулканизма, характеризуются небольшими содержаниями этого материала.

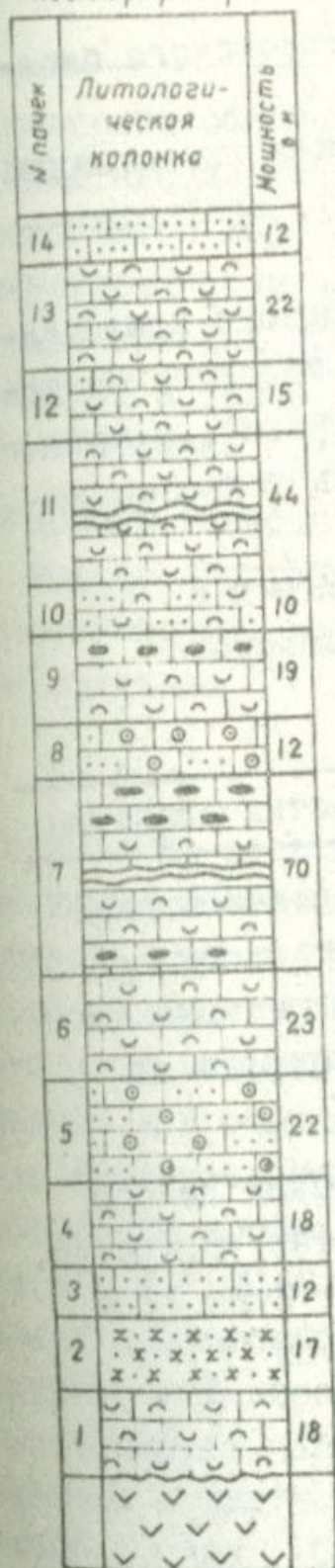
Работами, проведенными Армянским геологическим управлением, показано, что мраморизованные известняки, развитые в крупной карбонатной пачке у с.Гехануш, представляют большой интерес как облицовочный материал. По комплексу признаков (состав, физико-механические и декоративные свойства) они применимы для изготов-

ления плит, используемых для внутренней и внешней облицовки полов при интенсивности движения не менее 100 человек в час. Отходы мраморизованных известняков (щебень и песок) могут быть употреблены в качестве декоративного заполнителя для производства мозаичных бетонов марки "300".

Известняковая формация неокома Кафанского антиклинория в объеме верхнего валанжина-баррема (мощность 290-400 м) развита главным образом по северо-восточному крылу этой структуры и непрерывной полосой прослеживается по линии с.Агарак - Кармракарский перевал - с.Давид-бек. Известняки здесь залегают на размытой поверхности андезитов и андезито-базальтов кровли карбонатно-вулканогенно-обломочной формации (титон-средний валанжин) и перекрываются отложениями апта. К западу от главной зоны развития и по водоразделу Воротан-Кашуни мощность известняков уменьшается. По всей этой площади известняковая формация характеризуется слабой дислоцированностью, сравнительно пологим ($10-18^{\circ}$) залеганием слоев и стабильностью состава. Качественно иной облик присущ известняковой формации в зоне Зангезурского разлома, где наблюдается интенсивная деформация пластов и внедрение крупных субвулканических тел. Это сопровождается формированием опрокинутых складок, гофрировкой, интенсивной перекристаллизацией известняков, формированием тектонических брекчий, наложенной доломитизацией (г.Хуступ, окрестности с.Шишкерт).

В составе формации развиты мелководные разновидности: оолитовые, органогенно-детритовые, органогенно-обломочные (окатаннозернистые), а также редкие и маломощные биогермы. Весьма широко развиты оолитовые известняки, сложенные плотно расположенными ооидами с большим (3-5) количеством оболочек. В составе формации доломиты не развиты, а диагенетическая доломитизация едва проявлена. Кремневые породы в большей мере приурочены к известнякам баррема. Они представлены небольшими слоями и конкрециями, содержащими множество спикул губок. Содержание минерального нерастворимого остатка в известняках редко превышает 2-5%. Главными источниками обломочного материала были верхнеюрские вулканы, с которыми связано формирование в известняках магнетит-пироксен-роговообманковой минеральной ассоциации. Присутствие в известняках окатанных обломков кварцитов и песчаников палеозоя-

с. Арцваник
пос. Кармиракар



с. Агарак
с. Ужанис

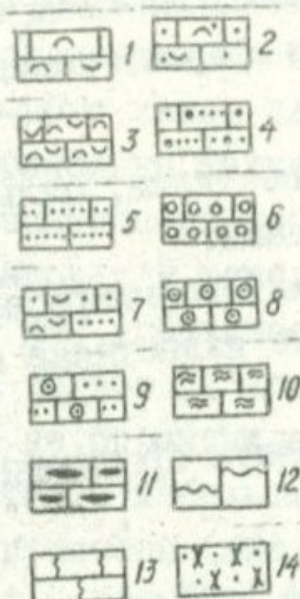
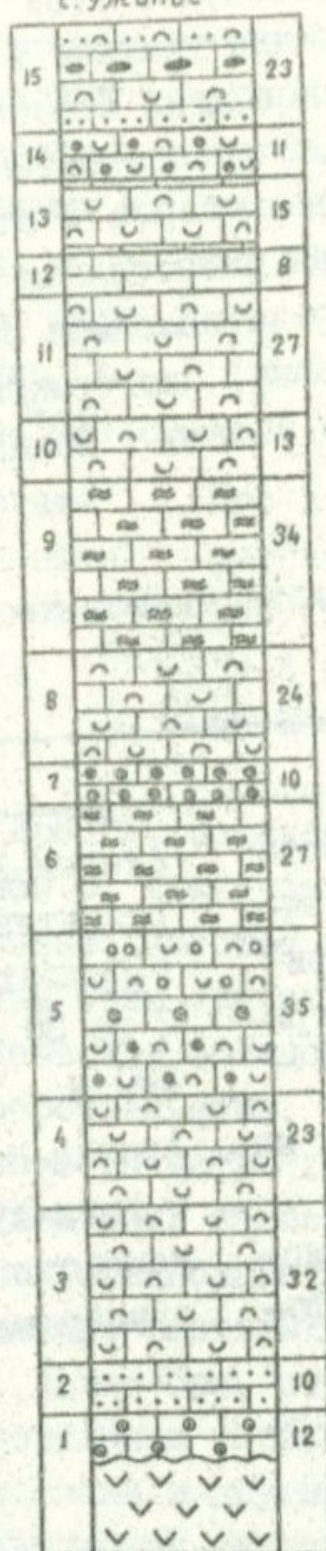


Рис. 8. Литологические разрезы известняковой формации неомеда по северо-восточному крылу Кафанского антиклинория. М 1: 1000. 1 - известняк органогенно-детритовый; 2 - известняк фораминиферово-полидетритовый; 3 - известняк мелкодетритовый (шламовый); 4 - известняк фораминиферово-микрозернистый; 5 - известняк микрозернистый; 6 - известняк органогенно-обломочный; 7 - известняк микрозернисто-шламовый; 8 - известняк оолитовый; 9 - известняк оолитово-микрозернистый; 10 - биогермный известняк; 11 - кремнистые линзы и конкреции в известняках; 12 - известняки пльчатые и рассланцованные; 13 - известняки перекристаллизованные; 14 - песчаник вулканомиктовый

триаса, а также соответствующей им кварц-циркон-турмалин-гранат минеральной ассоциации указывает на наличие в областях сноса древних осадочных пород.

В палеогеографическом аспекте в этой части неокомского бассейна отчетливо обособляются две главные зоны:

– северная – очень мелководная (соответствующая известнякам северо-восточного крыла Кафанского антиклинория), представленная фацией пляжей, оолитовых баров и отмелей;

– южная (соответствующая известнякам юго-западного крыла Кафанского антиклинория), представленная осадками морского мелководья (органогенно-детритовые, биогермные известняки), в котором существовали отдельные впадины, накапливались тонкозернистые карбонатные илы.

Т а б л и ц а 15

Главные типы известняков неокома Кафанского антиклинория

Вещественный состав	Участки развития
Органогенно-детритовые известняки: криноидно-полидетритовые, криноидные, мшанково-полидетритовые, фораминиферово-полидетритовые	Агарак-Кармиракарская полоса развития, а также г. Хустун, г. Комбах, Мощности пачек от 2 до 30 м, суммарная – до 200 м
Оолитовые известняки, сильно насыщенные ооидами. Смешанные-оолитово-микрозернистые, оолитовые известняки с фораминиферами. Имеют непрерывную протяженность до 15 км	Агарак-Кармиракарская полоса, г. Уюги-Хут, г. Катар, г. Хустун. Мощность пачек от 2 до 12 м, суммарная – до 55 м
Микрозернистые известняки, микрозернистые известняки с оолитами и детритом, фораминиферово-микрозернистые известняки	Юго-западное крыло Кафанского антиклинория, а также Агаракский перевал. Мощность пачек от 1,5 до 12 м, суммарная – до 45-50 м

I

2

Органогенно-обломочные (раковинные окатаннозернистые) известняки слагаются хорошо окатанными и гранулированными обломками, в составе которых преобладают фораминиферы, а также иглокожие. Содержат примесь оолитов (до 18%)

Биогермные известняки, слагающие мелкие постройки, сложенные строматопорами, кораллами. Развиваются локально

Агарак-Кармракарская полоса развития. Мощность пачек от 1,2 до 6 м, суммарная - около 45 м

Юго-западное крыло Кафанского антиклинория - г. Хуступ, окрестности г. Шишкерт, мощность от 3 до 15 м, суммарная - до 35-40 м

Работами, проведенными Арм.ГУ, показано, что мраморовидные известняки восточной окраины с. Давид-бек имеют хорошую полируемость, высокие декоративные качества и удовлетворительную обрабатываемость. Сочетанием этих свойств определяется пригодность этих известняков в качестве облицовочного камня для гражданского и промышленного строительства. Определена также возможность использования отходов в качестве декоративного щебня и заполнителя, крошка мраморизованных известняков для тяжелого бетона марки "100-400". Можно предполагать, что практическая значимость неокомских известняков, развитых в полосе с. Агарак - Кармракарский перевал - с. Давид-бек, этим не ограничивается. На это наводит наличие выдержанных горизонтов с небольшим содержанием нерастворимого остатка и других примесей (анализы 6, 7, 14, 20 в табл. 16) и большинство анализов табл. 17.

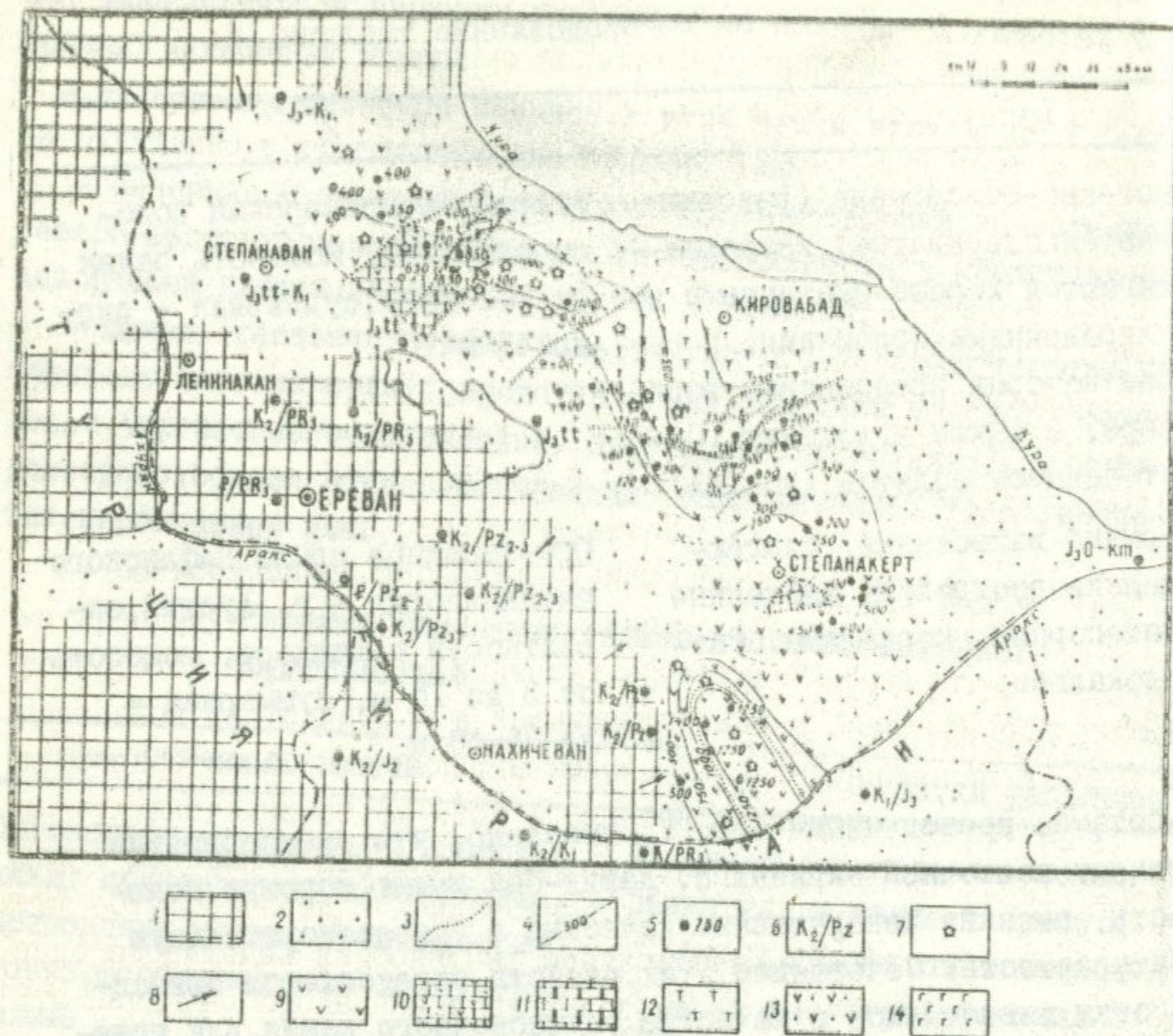


Рис.9. Палеогеографическая карта оксфорда-кимериджа Малого Кавказа:

1. Суша. 2. Площади предполагаемого развития бассейна седиментации. 3. Границы литологических комплексов. 4. Изолинии мощностей в метрах. 5. Установленные мощности. 6. Отсутствие отложений оксфорда-кимериджа при налегании более молодых пород на древние. 7. Центры вулканической деятельности. 8. Направление сноса. 9. Преимущественно морские вулканические образования с линзами карбонатных пород. 10. Известняки и доломиты 55-70%; вулканиты 30-45%. 11. Известняки и доломиты 90-95%; вулканиты 5-10%. 12. Вулканиты /с преобладанием пирокластов/ - 65-85%; карбонатные породы 15-35%. 13. Вулканиты /лавы и пирокласты/ 75-90%; карбонатные породы 10-25%. 14. Гипсы, залегающие среди карбонатных пород.

Химический состав известняков неокома

№ п	Данные химического анализа						Пересчитанные величины	
	H ₂ O	R ₂ CO ₃	CaO	MgO	CO ₂	Сумма	Кальцит	Доломит
I	2	3	4	5	6	7	8	9
1	4,21	1,10	49,42	2,97	42,26	99,96	80,63	13,57
2	7,40	0,74	48,12	2,97	41,13	100,36	78,32	13,57
3	5,31	1,03	51,44	0,99	41,49	100,26	89,12	4,52
4	4,40	1,0	51,68	1,65	41,80	100,53	87,89	7,54
5	4,38	1,34	51,38	0,99	42,22	100,31	89,00	4,52
6	1,17	0,53	53,05	1,98	43,96	100,69	90,03	9,05
7	0,21	0,04	54,20	1,98	43,36	100,39	91,58	9,05
8	8,93	0,82	49,32	0,99	40,88	100,45	85,33	4,52
9	5,17	0,89	49,32	2,27	42,58	100,23	84,33	10,17
10	2,63	1,00	52,97	0,99	42,72	100,31	91,84	4,52
II	4,89	0,66	49,62	2,97	41,78	100,02	80,99	13,57
12	1,90	0,71	48,96	4,95	43,99	99,51	74,90	22,62
13	2,52	0,62	51,68	1,98	43,03	99,83	87,09	9,04
14	1,67	2,26	52,04	1,98	42,72	100,67	87,73	9,04
15	5,42	0,77	50,68	0,98	42,03	99,88	89,14	4,47
16	7,24	1,94	47,26	2,97	41,00	100,41	76,79	13,57
17	5,52	0,98	47,96	3,96	41,80	100,22	75,57	18,09
18	2,88	0,80	49,96	3,96	43,10	100,70	79,13	18,09
19	8,08	1,96	47,12	2,97	39,70	99,83	76,54	-13,57
20	1,25	0,45	53,04	1,98	43,63	100,35	89,51	9,04
21	4,62	1,11	50,68	1,98	41,88	100,27	85,31	9,04
22	8,87	2,18	46,24	2,97	40,72	100,98	75,97	-13,57
23	4,84	1,25	49,96	1,98	41,49	99,52	85,03	9,04

Примечание: Солянокислые вытяжки.

Местонахождение проб: I-6, 12-14 - г. Хуступ; 7-II - с. Агарак; 21-23 - с. Шишкерт; 15-20 - с. Гиратах; 24-25 - Багаберд.

Т а б л и ц а 17
Химический состав известняков неокома

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	0,78	1,17	1,16	0,37	1,12	1,01	0,84	0,90
TiO ₂	0,05	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	сл.	сл.	сл.
Al ₂ O ₃	0,66	0,31	1,18	0,33	0,71	1,1	0,71	0,57
Fe ₂ O ₃	0,48	0,27	0,30	0,22	0,36	0,46	0,36	0,42
FeO	0,1	0,32	0,16	0,10	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.
CaO	53,90	54,30	54,50	55,27	53,59	52,97	52,97	52,50
MgO	0,75	2,30	0,66	0,39	0,64	0,66	0,88	0,66
MnO	0,05	0,05	0,05	н.об.	0,05	н.об.	н.об.	н.об.
Na ₂ O	0,05	0,05	0,05	н.об.	н.об.	н.об.	0,05	0,05
K ₂ O	0,01	н.об.	0,02	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.
P ₂ O ₅	0,08	0,02	0,01	0,01	0,06	0,11	0,08	0,18
Вл.	0,37	0,24	0,19	0,16	0,80	1,52	1,30	1,30
СО ₂	42,95	41,18	42,26	43,36	42,81	42,32	42,99	42,82
Сумма	100,23	99,91	100,54	100,21	100,29	100,15	100,08	99,40

Местонахождение проб: 1 - вершина г.Катар; 2-4 - в 0,4 км севернее с. Агарак; 5-8 - Агаракский перевал

Известняковая формация верхней кры (?) - неокома Базумского антиклинория

По северным склонам Базумского хребта в бассейне правобережных притоков верхнего течения р.Дзорагет обнажается карбонатная формация, сложенная в значительной мере перекристаллизованными известняками и их кремнистыми разновидностями. В структурном плане известняковая формация составляет ядро и север-северо-западное крыло Базумского асимметричного горст-антиклинория, а также его обрамление. К север-северо-западу ее выходы ограничиваются зоной Базумского глубинного разлома юго-западного простирания. На основании региональных сопоставлений наличия остракод нижнемелового облика (Акопян, 1962) и находок в перекрывающих слоях альбских аммонитов возраст формации датируется неокомом. В ее нижней части предполагается присутствие верхнеюрских известняков.

Известняковая формация интенсивно дислоцирована с образованием опрокинутых складок, которые осложнены разрывами. В условиях задернованности это затрудняет определение истинной мощности, которая нами ориентировочно определяется (в объеме нижней катнахпурской и верхней спитакской свит) в пределах 500–650 м. Известняки прорваны небольшими телами серпентинизированных ультрабазитов, габбро; участками в них залегают кислые вулканы (бассейн р. Мец-Ару), а в кровле-пачки и прослои алевролитов, включая вулканомиктовые разновидности.

В составе формации преобладают тонкослоистые известняки, которые, как правило, рассланцованы: в обнажении это серые породы с голубоватым или светло-коричневым оттенком и однородной (сливной) структурой. В свежем изломе заметны эллипсоидальные пятна, постепенно сливающиеся с общим однородным фоном природы. Ее главным компонентом являются раковинки планктонных фораминифер, представленные тельцами-сферками округлой или грушевидной формы (0,05–0,25 мм) и почковидными агрегатами, состоящими из слившихся в комочек 2–3 аналогичных талец. В разном количестве (8–45%) в известняках присутствует микрозернистый кальцит в смеси с тонкодетритовым материалом, в котором рассеяны распавшиеся фрагменты и цельные раковинки фораминифер. Эта постоянная ассоциация позволяет предполагать, что в главной массе микрозернистый компонент образован за счет распада или растворения фораминифер, а возможно, и при участии иного планктона.

В известняках присутствуют раковинки радиолярий (0,4–6 мм), развитие неравномерно – от единичных включений до значительных скоплений (15–25%). В слабо преобразованных разновидностях сохранена первичная структура (тонкая ячеистость, наличие шипов), но в большей части раковинок эти элементы не сохранены, и они превращены в кварцевые сферки. Широко развит процесс кальцитизации радиолярий, т.е. диагенетический вынос кремнезема и замещение кальцитом. Динамометаморфизм приводит к их раздавливанию с превращением в вытянутые агрегаты с волнистым угасанием.

В связи с дислокационным метаморфизмом известняки подверглись интенсивным преобразованиям: гофрировке, рассланцеванию, площадной перекристаллизации и частичной доломитизации. Интенсивное окварцевание известняков в ряде участков (г. Климова, правые исто-

ки р.Дзорагет) приводит к формированию зон с содержанием SiO_2 до 75–85%.

С описанными известняками, преобладающими в составе формации, ассоциируют органогенно-детритовые разновидности, которые состоят из нескольких маломощных пачек и прослоев. Это серые зернистые известняки, образованные несколькими типами раковинного детрита: обломками гастропод, брахиопод, а также ветвистых мшанок, криноидей и шламowego материала. В отличие от главной массы известняков в них присутствует разнообразная по составу обломочная примесь в количестве до 3–8%. Вверх по разрезу количество органогенно-детритовых известняков несколько увеличивается от 2–3 маломощных пачек в составе катнахпурской свиты до 5–6 – в спитакской.

В целом известняки двух названных свит характеризуются также близостью химического состава (табл. I8–21). Прежде всего это значительное содержание нерастворимого остатка, что связано с высокими содержаниями кремнезема (от 9,88 до 42,50%) при среднем значении (по данным 9 проб) SiO_2 22,51%. В кремнисто-карбонатных породах содержание кремнезема повышается до 65,26%. По данным 200 спектральных анализов его содержание в известняках реже опускается ниже 10%. Примесь глинозема колеблется в пределах 0,30–4,07, в среднем составляя 1,19%. Известнякам присущи также невысокие содержания суммарного железа ($\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$) – 0,92% и окиси марганца (следы – 0,08). Фосфор практически отсутствует. Содержание доломита колеблется в пределах 2,24–6,55%.

Приведенные литологические особенности показывают, что в главной массе известняки Базумского горст-антиклинория являются пелагическими образованиями открытого моря, накапливающимися при активном участии планктонных организмов. Часть последних в придонных слоях подверглась дезинтеграции и растворению с образованием фораминиферового шлама и микрозернистых илов.

Наличие в монотонной толще тонкозернистых илов качественно иного элемента – органогенно-детритовых известняков, свидетельствует о гравитационном перемещении осадков с морского мелководья в глубоководные участки. Это происходит в результате оползания, осыпания, деятельности мутьевых потоков и приводит к быстрому накоплению осадков. Отсутствие в составе перенесенного материала самых мелководных образований, таких как оолиты, во-

доросли и раковинные пески, дает основание полагать, что главным источником известняковой кластики служили осадки нижней части шельфа. Таким образом, являясь в главной массе пелагическими образованиями, изученные отложения испытывали некоторое воз-

Т а б л и ц а 18

Химический состав известняков и кремнисто-карбонатных пород катнахпурской свиты

№ п	Данные химического анализа						Пересчитанные величины		
	H ₂ O	R ₂ O ₃	CaO	MgO	n.n.n.	CO ₂	Сумма	Кальцит	Доло- мит
1	12,7	1,36	47,99	н.об.	0,37	37,70	100,12	85,69	-
2	17,79	1,63	44,90	н.об.	0,40	35,35	99,57	80,25	-
3	10,33	1,72	48,29	0,61	0,16	38,80	99,91	85,96	2,78
4	56,12	1,18	24,00	н.об.	0,28	18,42	100,00	42,72	-
5	33,99	1,49	34,00	1,01	0,3	28,60	99,37	60,52	4,61
6	24,32	2,75	40,50	н.об.	0,1	32,26	99,93	72,09	-
7.	10,82	1,38	47,24	0,99	0,42	38,70	99,55	84,08	4,52
8	45,13	1,17	28,50	1,0	0,16	24,20	100,26	50,73	4,57
9	26,13	0,85	39,00	1,18	0,16	32,23	99,55	69,42	5,39
10	30,00	1,97	37,50	н.об.	0,34	30,10	99,91	67,75	-
11	24,66	1,70	39,30	1,00	0,37	32,48	99,51	69,95	4,57
12	28,85	0,95	38,08	0,50	0,47	31,50	100,35	67,78	2,29
13	45,13	1,45	30,00	н.об.	0,37	23,70	100,65	57,40	-
14	55,47	1,38	24,00	н.об.	0,42	18,20	99,47	42,72	-
15	53,21	1,40	25,50	н.об.	0,15	19,62	99,89	45,39	-
16	9,95	1,34	47,33	1,1	0,25	39,64	99,61	84,24	5,03
17	56,23	1,45	24,00	н.об.	0,37	18,70	100,75	42,72	-
18	24,02	1,07	40,25	0,66	0,14	33,27	99,81	71,64	3,02

Примечание: Солянокислые вытяжки.

Местонахождение проб: I-I4 - окрестности с. Катнахпур;

I5-I8 - северный склон г. Климова.

действие гравитационного перемещения с морского мелководья. Изложенный материал показывает, что по характеру карбонатной седиментации Базумская зона в титоне-неокоме существенным образом отличается от Сомхето-Карабахской зоны, в которой, как по-

казано выше, имело место формирование мелководных известняково-
 доломитовых накоплений.

Т а б л и ц а 19

Химический состав известняков и кремнисто-
 карбонатных пород катнахпурской свиты

Окислы	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	15,27	26,00	42,50	23,0	38,49	53,43	9,88
TiO_2	0,10	0,19	0,13	н.об.	н.об.	н.об.	0,12
Al_2O_3	0,75	1,20	0,30	1,90	4,07	1,80	0,65
Fe_2O_3	0,80	0,05	0,56	0,55	0,39	1,15	0,53
FeO	0,44	1,12	н.об.	0,56	0,28	0,56	0,40
MnO	0,01	н.об.	0,03	0,08	0,06	0,06	0,02
CaO	45,72	39,25	33,04	41,16	32,34	24,22	48,17
MgO	1,12	0,70	0,10	0,82	0,62	0,36	1,05
Na_2O	0,15	0,48	0,07	0,34	0,43	0,18	0,18
K_2O	0,10	0,34	0,06	0,24	0,16	0,33	0,1
P_2O_5	н.об.	н.об.	0,09	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.
CO_2	35,90	29,90	23,50	31,23	24,66	18,52	38,53
Влага	0,35	0,15	0,10	0,08	0,05	0,05	0,10
Сумма	100,71	99,36	100,48	100,05	99,57	100,66	99,73

Местонахождение проб: 1-3 - г. Климова, 4-7 - правобережье
 р. Мец-Ару в окрестностях с. Катнахпур

Т а б л и ц а 20

Химический состав известняков и кремнисто-
 карбонатных пород спитакской свиты

№ п	Данные химического анализа						Пересчитанные ве- личины		
	H_2O	R_2O_3	CaO	MgO	н.п.п.	CO_2	Сумма	Каль- цит	Доло- мит
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
1	38,86	5,14	29,70	0,49	0,40	25,07	99,66	52,86	2,24
2	31,73	1,95	37,50	-	0,18	29,35	100,71	66,75	-
3	26,24	2,75	38,08	0,98	0,28	30,60	100,93	67,78	4,57

1	2	3	4	5	6	7	8	9	
4	9,43	1,57	48,5	0,75	0,43	38,85	99,53	86,33	3,42
5	14,47	1,59	46,20	0,63	0,55	36,19	99,42	82,24	2,88
6	32,48	2,07	33,10	2,01	0,42	28,38	99,46	58,91	6,58
7	9,82	1,64	49,10	0,48	0,22	39,11	100,37	87,40	2,20
8	10,12	1,44	48,25	0,75	0,30	39,65	100,41	85,88	3,42

Примечание: Солянокислые вытяжки. Местонахождение проб: 1-3 - истоки реки Мец-Ару, 4-5 - в 350 м к югу от кочевки с. Качаган, 6-8 - в 250 м к востоку от кочевки с. Шнох

Т а б л и ц а 21

Химический состав известняков и кремнисто-карбонатных пород спитакской свиты

Окислы	1	2	3	4	5
SiO_2	14,40	20,76	12,33	65,26	50,94
TiO_2	0,10	н.об.	0,10	н.об.	н.об.
Al_2O_3	0,38	1,10	0,42	0,23	4,09
Fe_2O_3	0,47	0,50	0,55	0,85	0,10
FeO	0,36	0,44	0,27	0,85	0,28
CaO	46,55	42,25	47,66	17,38	24,08
MgO	0,71	0,54	0,86	0,94	0,65
MnO	0,04	0,05	0,02	0,04	0,06
Na_2O	0,36	0,18	0,40	0,40	0,28
K_2O	0,21	0,24	0,25	0,65	0,33
Влага	0,12	0,08	0,14	0,14	0,12
CO_2	36,99	34,21	37,47	13,78	19,04
Сумма	100,69	100,35	100,56	100,52	99,97

Местонахождение проб: 1-2 - истоки р. Мец-Ару, 3 - кочевка с. Качаган, 4-5 - в 250 м к востоку от кочевки с. Шнох

Позднеюрское-неокомское карбонатонакопление Малого Кавказа

Палеогеография. Седиментационная обстановка келловей большинства областей Малого Кавказа не благоприятствовала карбонатонакоплению, что обусловлено интенсивным размывом поднятий в условиях первоначально гумидного климата и привносом больших масс терригенного материала, подавляющего умеренную карбонатную осадку. Главными источниками сноса в Сомхето-Карабахской зоне являлись юрские вулканические толщи, а в отдельных участках Еревано-Ордубадской зоны - терригенные и терригенно-карбонатные отложения герцинского этапа.

Обстановка интенсивного терригенного осадкообразования в келловей имела место на обширной площади Тавро-Кавказского региона - Грузии, Северного Кавказа, Предкавказья, а также в Горном Крыму. Здесь доминируют терригенные образования, а площади развития иных осадочных накоплений не выходят за пределы ассоциаций терригенных формаций. Лишь в верхнем келловей возрастает роль карбонатных накоплений.

Начиная с оксфорда, малокавказский бассейн вступает в карбонатную стадию осадкообразования. Интенсивное накопление мелководных известково-доломитовых осадков сопровождалось ограниченным поступлением терригенного материала. Связано это с тем, что области сноса были к этому времени в значительной степени с nivelированы. Преобладал органогенный способ осаднения кальцита (иглокожие, водоросли, кораллы, губки, фораминиферы). Прежде всего это органогенно-детритовые, сгустковые, органогенно-обломочные известняки, небольшие, но протяженные биогермы. По мере обособления полузамкнутых участков образующийся известковый материал подвергался диагенетической доломитизации. Такое развитие, характерное для начала оксфордского века, было осложнено вулканическими процессами, максимально проявленными в Кафанском сегменте и довольно интенсивно - в Сомхето-Карабахской зоне. Воздействие этого фактора стало быстро сказываться на характере седиментации посредством вулканического рельефа, обогащения карбонатных накоплений вулканокластическим материалом, возрастании кремненакопления. В результате неравномерного развития вулканической деятельности и изменения форм ее проявления, в оксфорд-кимериджском бассейне территории Армении обособ-

ляются две зоны (северная и южная), каждой из которых присущ самостоятельный вулканогенно-осадочный парагенезис. Различия в геологической обстановке привели к становлению двух формаций: вулканогенно-карбонатной (Сомхето-Карабахская зона) и карбонатно-вулканогенно-обломочной (Кафанский сегмент). В верхнем кимеридже в Сомхето-Карабахской зоне имело место еще большее обмеление бассейна.

В титоне в целом сохранилась седиментационная обстановка кимериджа — накопление преимущественно мелководных карбонатных осадков. Вместе с этим происходит разрастание площадей вулканических суш, наиболее отчетливо выраженное в Сомхето-Карабахской зоне.

В Зангезуре на отдельных площадях (северо-восточное крыло Кафанского антиклинория) по мере убывания вулканической деятельности карбонатные накопления расширяются в границах и достигают мощностей порядка 100–350 м (г. Тапасар, водораздел Халадж-Капуни). Это преимущественно мелководные известняки: оолитовые, органоогенно-обломочные (окатаннозернистые), органоогенно-детритовые, а также мелкие органоогенные постройки, частично доломитизированные.

Неокомская карбонатная седиментация протекала в разнообразной фациальной обстановке. В Кафанском сегменте и его обрамлении она осуществлялась главным образом в интервале от небольших глубин верхней части шельфа до оолитовых баров и приливно-отливных зон. Ограниченный терригенный снос и синхронные вулканические проявления не в состоянии были подавить карбонатную седиментацию. В Базумской зоне сохранилась глубоководная впадина, где накапливались тонкозернистые плитчатые известняки. В корсткие интервалы карбонатная седиментация здесь испытывала гравитационное перемещение осадков с мелководья. Имеются существенные различия между карбонатонакоплением верхней юры и неокома. Это отсутствие с верхнего валанжина доломитовых накоплений и протяженных биогермов, гораздо меньшая породообразующая роль кораллов. В Сомхето-Карабахской зоне имело место формирование вулканических суш и ограниченное по площади мелководное карбонатонакопление.

Вулканизм и карбонатонакопление. При интенсивном подводном вулканизме в малокавказском бассейне сохранилась литологичес-

кая специализация верхнеюрской эпохи – обильное карбонатонакопление (включая образование доломитов), присущее Тавро-Кавказской области, как и Альпийско-Гималайскому складчатому поясу в целом. Вместе с этим заметна специфика этого процесса в связи с вулканическим фактором, проявленная в следующем:

- временном сокращении площади карбонатной седиментации по мере роста вулканических островов. С этим явлением связаны первичные выклинивания карбонатных накоплений и переходы от вулканогенно-карбонатного парагенезиса к чисто вулканическому. Подобное воздействие ослабевает по мере размыва вулканических островов и возобновляется при новых проявлениях вулканизма в связи с наращиванием мощностей вулканитов;

- разубоживании карбонатных накоплений вулканокластическим материалом и формировании смешанных пород, что отчетливо контролируется формой вулканических проявлений. При интенсивной эксплозивной деятельности в примыкающих зонах бассейна образуются туфоизвестняки. Это явление, максимально проявленное в карбонатно-вулканогенно-обломочной формации Кафанского сегмента, приводит к возникновению следующей породной ассоциации: известковый туф – туфоизвестняк – известняк. С трещинными излияниями связано обогащение карбонатных осадков гиадокластическим материалом. Это наглядно проявлено в вулканогенно-карбонатной формации Сомхето-Карабахской зоны, в которой чаще развит другой пространственный ряд: подушечная лава (с включениями карбонатного осадка) – известковый (доломитистый) гиадокластит – смешанная карбонатно-лавокластическая порода – известняк (доломит);

- механическом и одновременно термально-гидрохимическом воздействии вулканического расплава на данные карбонатные осадки. В той или иной мере это приводит к разубоживанию карбонатных осадков, а в конечном итоге – к нарушению их линейности и вторичному выклиниванию. Одновременно имеет место слабая гематизация и окремнение, ускоренное обезвоживание и частичная перекристаллизация карбонатного материала.

Отметим отсутствие фактов, свидетельствующих о существенном воздействии вулканических эксталяций на органогенно-хемогенную осадку карбонатов. Это, по-видимому, связано с быстрой нейтрализацией кислых вулканических терм карбонатами морской воды, а в большей мере – известковыми и доломитовыми осадками. Послед-



Рис. 10. Реликты донных карбонатных осадков (белое) в подушечной лаве с.Ицакар

ние по существу являются природным фильтром, нейтрализующим воздействие серно- и солянокислых растворов, связанных с вулканической деятельностью. При этом важно учитывать временной фактор и несоизмеримость в скоростях накопления продуктов. В данном случае в отличие от непрерывного карбонатонакопления, вулканическая деятельность была прерывистой и неравномерно проявленной по масштабам развития.

Постседиментационные преобразования. Преобразования карбонатных осадков и пород верхней три-неокома весьма разнообразны и неравномерно выражены по площади развития.

Отметим главные из них:

- диагенез: доломитизация и окремнение, связанное с растворением и перераспределением спикулового кремнезема;
- метаморфизм донных карбонатных осадков в связи с проявлениями вулканической деятельности: перекристаллизация, умеренная гематитизация, окремнение, хлоритизация. Этот комплекс преобразований часто сопровождается нарушением линейности карбонатных осадков, их разубоживанием;
- катагенез и динамометаморфизм: перекристаллизация, наложенная доломитизация, площадная мраморизация, гофрировка, кливаж, формирование тектонических брекчий, раздоломичивание.

Вторичные преобразования карбонатных пород хорошо отражают разнообразие наложенных факторов, связанных с развитием региона в последующие эпохи. Сомхето-Карабахской зоне присуща слабая дислоцированность и хорошая сохранность осадочного компонента. Локальные масштабы преобразований карбонатных пород (мраморизация, брекчирование, гипогенное раздоломичивание), свидетельствуют об относительно умеренном проявлении в последующем складчатых и разрывных деформаций и глубинного эпигенеза. Аналогичная картина в целом сохраняется в Кафанском сегменте. Исключение здесь составляет полоса Зангезурского глубинного разлома, по которой карбонатные породы заметно преобразованы мраморизацией, гофрировкой, тектоническим брекчированием, а в ограниченных масштабах – наложенной доломитизацией. С максимальной интенсивностью этот комплекс преобразований, связанный с динамометаморфизмом, а также окварцевание, проявлены в Базумской зоне. Участки развития карбонатных пород, потерявших в значительной мере седиментационные признаки, здесь обширны по площади.

Полезные ископаемые. Карбонатные породы верхней юры-неокома, развитие на территории Армении, представляют значительный интерес в связи с их использованием в различных сферах народного хозяйства.

В настоящее время известны четыре крупных месторождения карбонатного сырья: Лусадзорское – доломитов, Енокаванское, Давидбекское и Геханушское – мраморизованных известняков. Этим не исчерпывается практическое значение карбонатных пород верхней юры-неокома Армении. Литологические предпосылки позволяют считать, что они представляют значительный интерес для поисков новых залежей строительного, облицовочного и декоративного материала, а также в качестве сырья для химической промышленности, стекольного производства, разнообразных минеральных добавок.

3. АЛЬБ-ПОЗДНИЙ МЕЛ

Основные черты седиментационно-тектонической зональности позднего мезозоя. Значительные мощности и широкое распространение позволяют отложения позднего мезозоя рассматривать как реперы седиментационно-тектонической зональности региона. Характерно для этого этапа чередование морских бассейнов, разделенных островными сушами. При этом в основных чертах крупные моря общекавказского простираения унаследовали протяженность позднетриасовых бассейнов (рис. 10-12). Таковы Севано-Акеринский и Вединский риф-

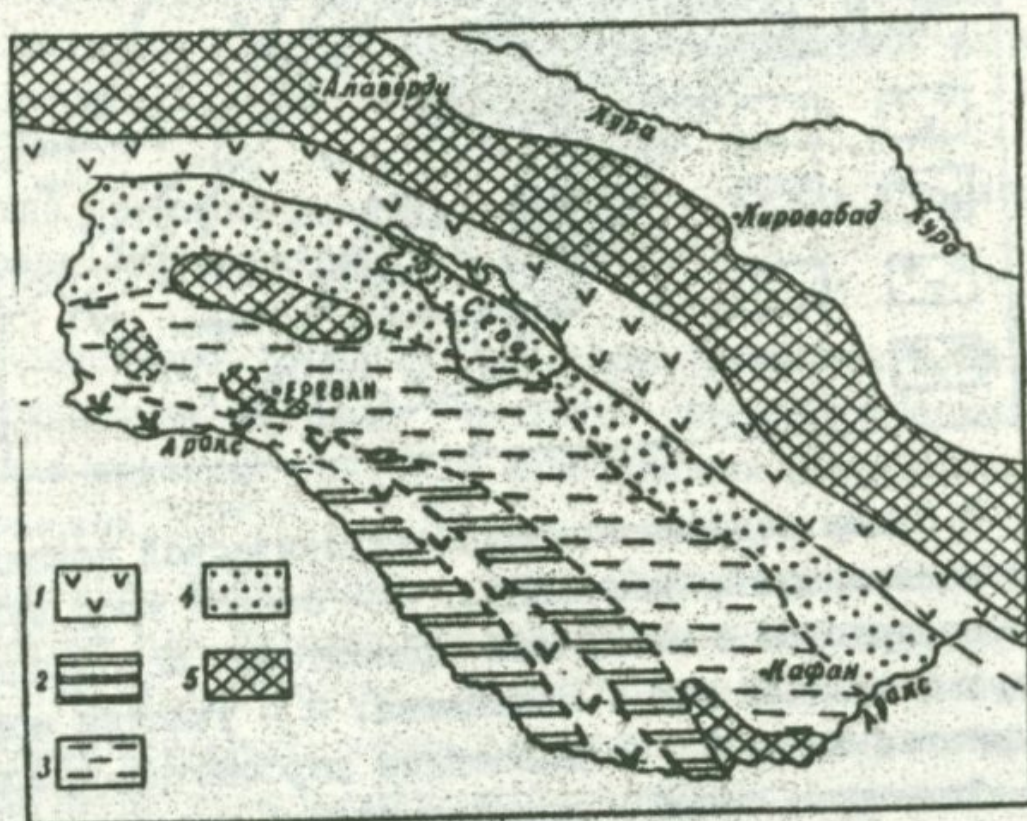


Рис. II. Схема седиментационно-тектонической зональности палеозоя-триаса Закавказья. 1 - рифтогенные внутриплитовые вулканические прогибы (Севано-Акеринская и Вединская зоны); 2 - поля развития мощных субплатформенных осадков (карбонатно-терригенный комплекс); 3 - поля развития сокращенных в мощности отложений карбонатно-терригенного состава; 4 - участки нулевых и резко сокращенных мощностей и преобладание терригенных осадков; 5 - поднятия.

тогенные прогибы и включающие в позднеюрское-раннемеловое, а затем и в позднеальб-раннеконьское время известняково-кремнисто-вулканогенные толщи и базит-ультрабазитовую ассоциацию или атипичную офиолитовую ассоциацию (Сатиан и др., 1990 г.).

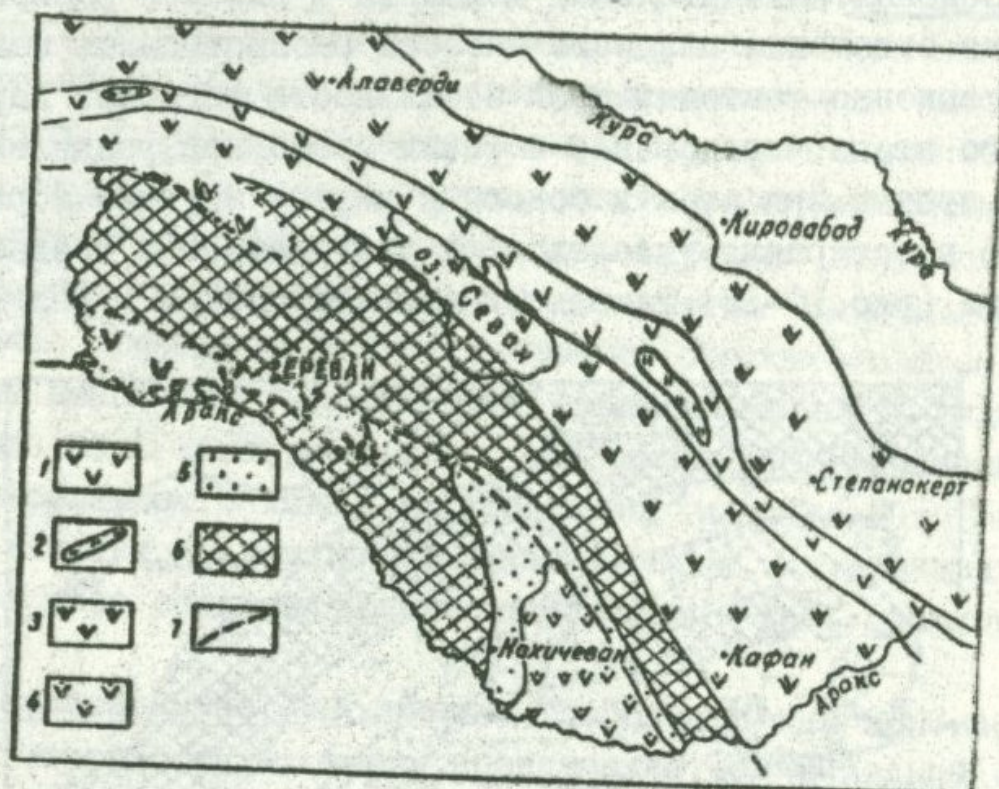


Рис. 12. Схема седиментационно-тектонической зональности юрского времени Закавказья. 1 — осевой трог вулканического прогиба с атипичной офиолитовой ассоциацией в разрезе поздней юры — валанжина; 2 — участки мощных кремнистых толщ; 3 — мелководные карбонатно-вулканогенно-обломочные толщи — краевых частей вулканического прогиба; 5 — терригенные осадки; 6 — поднятия; 7 — границы бассейнов и седиментационно-тектонических зон.

Австрийская фаза складчатости сказалась особенно отчетливо в соотношении до- и послескладчатого комплексов в разрезах островных суши, однако мало известно, как она отразилась в пределах офиолитовых бассейнов: здесь соотношения двух указанных комплексов явно тектонические, местами в форме тектонического меланжа. В Сомхето-Карабахской зоне островные поднятия мезозоя зарождаются к концу байоса, расширяясь в батскому веку. Карбонатонакопление в межостровных бассейнах было проявлено крайне

скудно. Дробление островных суш в связи с заложением поперечных позднеюрских прогибов и общей трансгрессии моря в поздней юре усложнило седиментационную зональность в пределах этой зоны. Карбонатонакопление здесь широко проявлено во взаимодействии с андезитово-базальтовым вулканизмом, о чем было сказано в предыдущем разделе. В коньякское время на всей территории отсутствуют значительные поля карбонатной седиментации, в основном это терригенные и вулканогенно-обломочные толщи. Новый крупный этап карбонатной седиментации в позднем сantonе и позднем сеноне связан с эвстатическим повышением уровня Мирового океана, обширной трансгрессией морских вод, существенно сократившей размеры суш. Однако основные черты седиментационно-тектонической зональности прослеживаются и для отложений этого этапа (рис. 13, табл.22).

Известняковая формация позднего сенона Сомхето-Карабахской зоны

Помимо известняков, нацело слагающих формацию, в ее составе в резко подчиненном значении участвуют пирокластические образования. Ниже приведем описание известняков (Подробнее см. "Геология Армянской ССР", т.У, 1974).

Микрозернистые известняки - самый распространенный тип пород формации. Среди них развиты две главные разновидности. Первая, развитая в нижних горизонтах, представляет собой светло-серую породу с горизонтальной, четко выдержанной средней и крупной слоистостью. Структура породы микрозернистая, криптозернисто-"сферовая", реже "сферовая", микрозернисто-мелкофораминиферовая или переходная между двумя последними. Очень редки шламовые разности известняков. Состоят известняки из крипто- или микрозернистого кальцита, мелких фораминифер и т.н. "сфер", природа которых не ясна. Иногда присутствуют обломки морских ежей, иноцерамов.

Среди известняков отмечаются 2-5 - сантиметровые пропластки известняково-глинистого (монтмориллонитового) рухляка. Характерной особенностью этой разновидности известняков является наличие в них розоватых, серых, реже красновато-коричневых стяжений кремния. Встречаются также кремневые конкреции с сердцевинной окремнелого известняка.

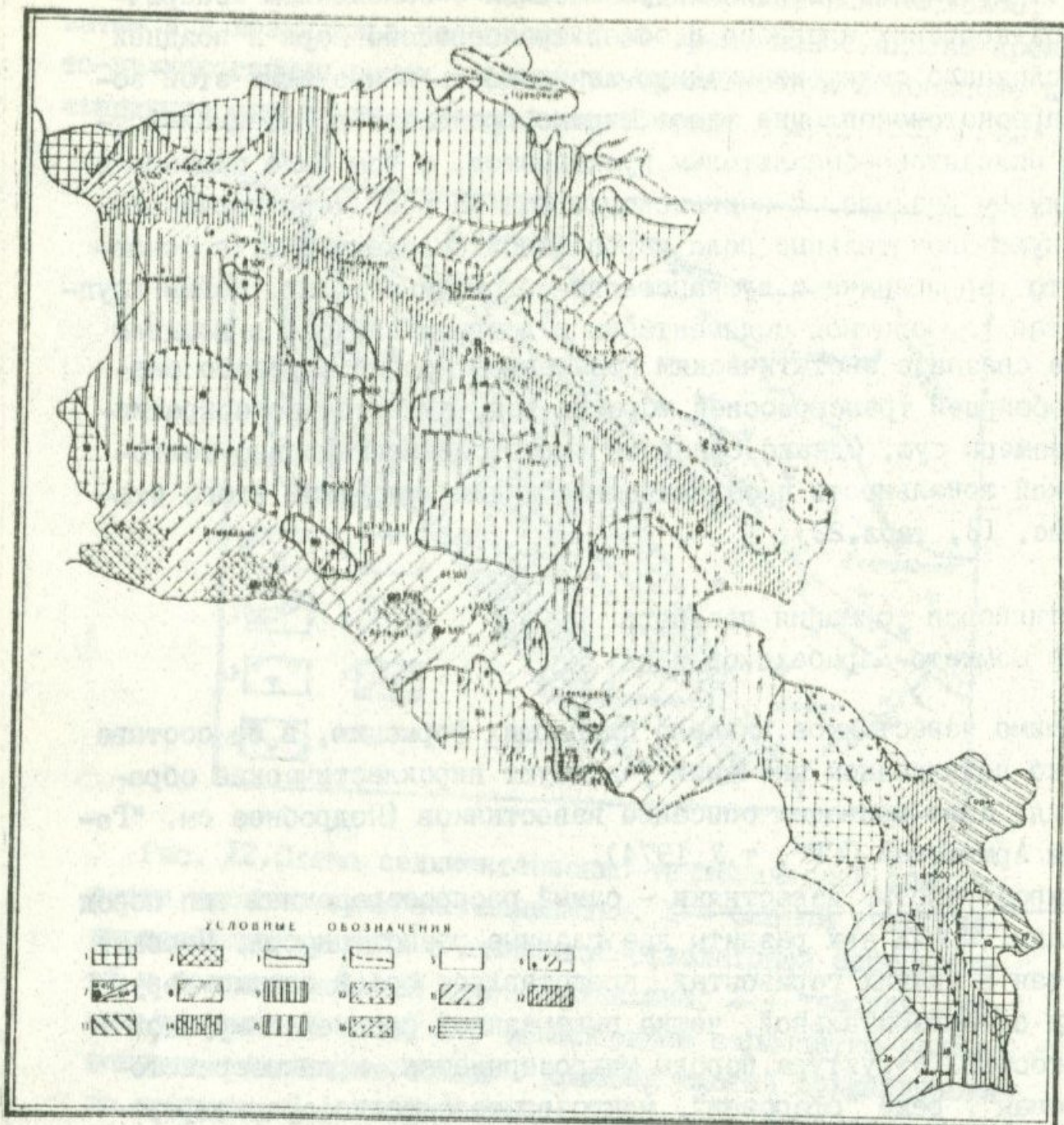


Рис. 13. Схема седиментационно-тектонической зональности территории Армении в меловое время. 1 – поднятия; 2 – новообразованные поднятия офиолитовых поясов; 3 – граница поднятий; 4 – граница поднятий менее достоверная; 5 – граница литологических ассоциаций; 6 – отложения верхнего мела отсутствуют при налегании на древние более молодых отложений; 7 – изопакиты: а) по данным бурения; б) по обнажениям

Вторая разновидность известняков составляет верхние горизонты формации. Порода желтовато-серая. Слоистость тонкая и средняя, горизонтальная, выдержанная. Участками заметно расщепление пласта на диагонально надвинутые или кулисообразно оовмещенные фрагменты. Наиболее распространены криптозернисто-сферовые разноо-

Главные прогибы и поднятия: 8 - юго-западный борт Предмалокавказского прогиба; 9 - поперечные прогибы Сомхето-Карабахской зоны поднятий; 10 - Севанский офиолитовый прогиб; 11 - шельф Севанского офиолитового трога; 12 - Базумо-Кафанская зона поднятий; 13 - Гочас-Горисский прогиб; 14 - Зангезурский офиолитовый прогиб; 15 - Анкаван-Мегринская зона поднятий; 16 - Вединский офиолитовый прогиб; 17 - Урц-Джультинская зона поднятий.

Частные прогибы и поднятия. Предмалокавказская зона. Прогибы: 1 - Ноемберян-Товузский; Сомхето-Карабахская зона поднятий. Прогибы поперечные: 2 - Ахурян-Богдановский; 3 - Лорийский; 4 - Агстевский. Поднятия: 1 - Верхнеахурянское; 2 - Джавахетское; 3 - Алавердское; 4 - Бердское (Мургузское). Севанский офиолитовый прогиб. Подзоны офиолитового трога; 5 - Дзорагетская; 7 - Севанская. Подзона шельфа. 6 - Иджеванская. Внутренние поднятия: 6 - Агарцинское; 7 - Арегунийское, Базумо-Кафанская зона. Поднятия: 5 - Базумское; 9 - Масрикское; 10 - Кафанское. Гочас-Горисский прогиб. Подзоны: 19 - Восточно-Кафанская; 20 - Гориская. Зангезурский офиолитовый прогиб. Подзоны: 8 - Ширакская; 8а - Спитакская; 9 - Сваранц-Шикертская. Анкаван-Мегринская зона поднятий. Поднятия: 11 - Памбское; 12 - Цахкуняцское; 13 - Северо-Гегамское; 14 - Южно-Гегамское; 15 - Варденисское; 16 - Сисианское; 17 - Каджаранское; 18 - Мараликское; 19 - Ахурянское; 20 - Айнтапское. Поперечные прогибы: 10 - Манташский; 11 - Казахский; 12 - Разданский; 13 - Сабучинский; 14 - Баязетский; 15 - Аргичинский; 16 - Джермукский; 17 - Воротанский; 18 - Мегринский. Вединский офиолитовый прогиб. Подзоны офиолитового трога: 21-22 - Нижнеахурянская и Маркарянская; 23 - Двинская; 24 - Хосров-Кюсузская (Вединская); 25 - Мартирос-Заритапская (Арпинская); 26 - Восточно-Ордубадская. Внутренние поднятия: 21 - Джерманисское; 22 - Эртичское. Урц-Джультинская зона поднятий. Поднятия: 23 - Урц-Айюцзорское; 24 - Хндзорутское.

Т а б л и ц а 22

Ряды морских карбонатных формаций альба-позднего мела
территории Армении

Сомхето-Карабахская зона		Севанская офиолитовая зона		Анкаван-Мегринская зона	
Подзона Папакарского и Иджеванского синклиналиев		Севанская офиолитовая зона		Пригиратахская подзона	Мегринская подзона
Глубоководная известняковая, мощность от 300 до 600 м ($K_2^{sn_2}$). Мелководная карбонатно-пирокластическая субформация ($K_2^{st_2} - K_2^{cp_1}$), мощ. ~ 200 м		Глубоководная известняковая, мощность до 700 м ($K_2^{st_2-sn_2}$)		Сравнительно глубоководная известняковая, мощность 100 м ($K_2^{st_2-sn_2}$)	Мелководная известняковая, мощность до 250 м ($K_2^{st-sn_2}$).
Вединская офиолитовая зона		Урц-Вайкская зона			
Вединская подзона		Арпинская подзона			
Мелководная известняковая субформация, мощность до 300 м (K_2^{cn-t}). Глубоководная известняковая, мощность от 150 до 350 м ($K_2^{st-sn_2}$)		Мелководная известняково-терригенная, мощность до 300 м, реже до 500 м (K_2^{cn-t}). Глубоководная известняковая, мощность до 300 м ($K_2^{st-sn_2}$).		Мелководная терригенно-известняковая, мощность до 100 м ($K_1^{al} - K_2^t$). Мелководная известняково-детритовая, мощность от 50 до 200 м (K_2^{cn}). Мелководная глинисто-известняковая флишеидная, мощность до 300 м ($K_2^{st-sn} - P_I$).	

ти известняков. Из органических остатков преобладают фораминиферы, весьма часто встречаются иноцерамы и морские ежи. Характерны мелкие (0,5–2 см) стяжения гидроокислов железа, тогда как конкреций кремня почти нет.

Фораминиферовые известняки развиты в основании отложений кампана. Цвет породы розовый до кирпично-красного, очень характерно пятнистое сгущение окраски. Слоистость горизонтальная, выдержанная, отчетливая, средняя и крупная. Известняки содержат прослой (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, а также 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 среднезернистый.

Водорослевые известняки – это брекчиевидные, комковатые, сравнительно рыхлые, пористые, пятнисто-желтовато-серые породы, чередующиеся с известняками крупнослоистыми, крепкими, желтовато-серыми. Состоят они из плохо сохранившихся литотамниевых водорослей, реже остракод, фораминифер, обломков мшанок и иглокожих, составляющих в целом до 70% породы. Неокатанный органогенный материал скреплен микрозернистым, участками средне- и крупнокристаллическим кальцитом. В результате перекристаллизации контуры остатков фауны нечеткие, "оплавленные". Структура породы детритово-биоморфная. В толще имеются также прослои известняков с отчетливой органогенно-детритовой структурой.

Карбонатно-пиро кластическая субформация позднего сантона-раннего кампана. Слагает низы разреза формации, представлена туфами кристалло-витрокластическими и витрокластическими, тонкопсаммитово-алевритовыми, в разной степени бентонитизированными и цеолитизированными, содержащими прослой и более крупные пачки микритовых и фораминиферово-микритовых известняков, которые обычно окремнены и отчасти доломитизированы. Мощности субформации в разрезе Папакарского синклинория достигают 180–200 м, из-

Т а б л и ц а 23

Характеристика разрезов известняковой формации
верхнего сенона Сомхето-Карабахской зоны

Местоположение разреза	Главные (формациеобразующие) породы	Мощности, м	Обстановка формиро- вания отложения
Папакарский синкли- ний (с.Кохп)	Известняки микро-крипто- зернистые (70%), туффиты и туфы (30%)	400 600	Морская сравнительно глубоководная
Юго-восточная часть Папакарского синкли- ния (с.Котигех)	Известняки органогенно- обломочные и биоморфные (80%), туфы (20%)	100 200	Морская мелководная, вокруг внутренних поднятий
Иджеванский синклино- рий (сс.Ачаджур, Са- ригюх)	Известняки крипто-микро- зернистые (95%), фора- миниферовые (1-2%), из- вестковые туффиты пели- товые (до 4%)	300	Морская сравнительно глубоководная
Иджеванский синкли- ний, Иджеванский хребет	Известняки крипто-микро- зернистые (90-98%). Известняковые конгло- мераты (2-10%)	500	Морская сравнительно глубоководная

известняки составляют до 20–30% от мощности. Субформация включает промышленные залежи бентонитов и цеолититов (Авакян, 1973, Петросов, 1974). Южнее в зоне Агстевского прогиба мощности субформации резко сокращены до первых метров, вновь нарастая к югу в разрезах у с. Верин Агдан и долины р. Спитак-джур, где скважиной вскрыты более псаммитовые туфы с редкими пропластками известняков, суммарной мощностью до 80 м. Туфы и туффиты выявлены также в основании формации в Вединской зоне в разрезах Ераносской антиклинали (10 м) и в виде прослоев – в известняках северного крыла Ерахской антиклинали. Окремнелые известняки субформации интересны также, как тонкие абразивные материалы. Наиболее окремнелые разности встречены в разрезе, восточнее с. Котигех (г. Сурб-Саркис). Окремнение и доломитизация вызваны выносом кремнезема и магнезия в карбонатные осадки на стадии диагенеза и раннего эпигенеза, преобразования насыщенных витрическим материалом туфов.

Анализ фаций показывает, что в верхнесенонское время в пределах Папакарского и Иджеванского синклинориев накапливаются разнообразные типы известняков. В относительно глубоководных участках моря формируются микрозернистые известняки, в мелководных – органогенно-детритовые известняки. Сравнительно небольшие мощности (от 150 до 300 м), характеризующие верхнесенонские отложения Агстевского прогиба, указывают, по-видимому, на стабильное состояние дна бассейна, тогда как наибольшие мощности (от 300 до 600 м), установленные в зоне Иджеванского прогиба, могут свидетельствовать о довольно интенсивном прогибании этого участка. Северная часть рассматриваемой подзоны (сс. Куши-Айрум, Достлу) являлась, вероятно, отмелью. Об этом свидетельствуют развитые там рифовые и органогенно-детритовые известняки, а также сильно колеблющиеся и в целом сокращенные мощности (от 125 до 300 м).

Известняковая формация сантона (?) – позднего сенона Севанской офиолитовой зоны

Формация максимально развита в районе Севанского хр. (сс. Бабаджан, Памбак). Она имеет двучленное строение – нижняя половина у с. Памбак складывается микрозернистыми темно-серыми известня-

Т а б л и ц а 24

Химический состав известняков известняковой формации
верхнего сенона Сомхето-Карабахской зоны

№ п	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	п.п.п.	CO ₂	Сумма
I	7,76	0,77	сл.	0,48	-	0,035	0,25	49,58	0,87	сл.	0,099	39,46	39,11	99,30
2	10,45	1,35	сл.	0,69	-	0,028	0,60	47,32	0,88	сл.	0,096	38,19	36,55	99,60
3	14,55	1,33	сл.	0,48	-	0,04	0,49	45,07	1,09	сл.	0,11	36,29	35,09	99,45

Примечание. Известняки фораминиферово-микрозернистые и криптозернистые: I - средняя проба из 12 обр., Иджеванский хребет; 2 - средняя проба из 18 обр., бассейн р. Агстев, с. Ачаджур; 3 - средняя проба из 7 обр., Напакарский хребет, с. Кохл.

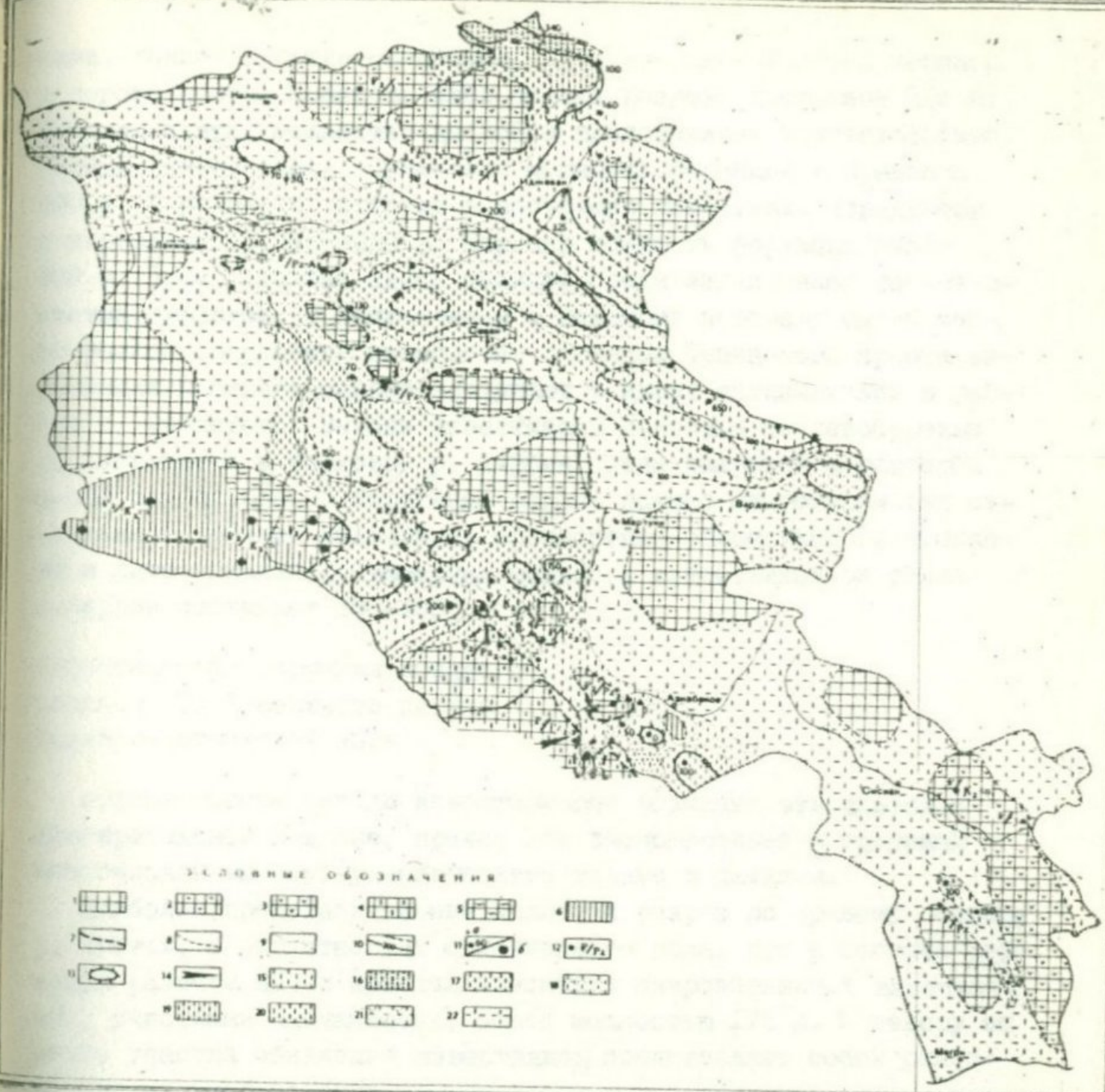


Рис. 14. Литолого-палеогеографическая карта Армении. Кампанский век.

1-суша; 2-суша более достоверная; 3-суша, сложенная вулканическими и вулканогенно-осадочными породами; 4-суша, сложенная известняками, участками терригенными породами; 5-суша, сложенная преимущественно метаморфическими породами; 6-вулканические новообразованные поднятия офиолитовых поясов; 7-граница суши и моря; 8-граница суши и моря менее достоверная; 9-граница фациальных зон; 10-изопакиты, пунктиром-менее достоверные; 11-пункты наблюдения и мощность отложений; а) по обнажению; б) по скважине. Пунктиром под цифрой обозначена мощность неполная; 12-отложения кампана отсутствуют при наложении молодых отложений на более древние; 13-подводные поднятия, отмели; 14-направление сноса.

Морские сравнительно глубоководные (отчасти мелководные); 15-известняки микрозернистые и фораминиферовые, с пропластками известковых монтмориллонитовых глин, с остатками инеперам, морских ежей; 16-известняки (60%), микрозернисто-фораминиферовые, чередующиеся с пачками туфитов и туфов, монтмориллонитизированных и пелитизированных.

Морские мелководные; 17-известняки фораминиферовые микрозернистые, с прослоями шламовых и органо-генно-среднетерритовых известняков; 18-известняки микрозернистые алевролитисто-песчаные, с прослоями шламовых известняков; 19-то же, что 17 и 18, но с большим количеством органо-генно-детритовых, песчаных разностей, с литотамниями, мшанками, иглокожими; участками горизонты известняковой брекчии; 21-органогенно-детритовые и биоморфные известняки; 22-площадь предполагаемого накопления отложений.

ками, тонко- и среднеслоистыми, с конкрециями кремней черного и серого цвета. Мощность этой секции разреза достигает 215 м; верхняя свита, мощностью до 250 м представлена тонкоослоистыми, серыми известняками. Суммарная мощность формации в пределах 500 м. В районе с. Арташи и восточнее известняки чередуются с мергелями. В бассейне р. Саринар мощность формации около 400 м. Примечательно здесь наличие среди известняков тонкозернистых туффитов. В направлении к Зодскому перевалу имеет место резкое сокращение мощностей. Западнее Севанского хребта известняки позднего сенона выступают в ядрах антиклиналей в районе с. Фиолетово. Выходы известняков известны по левобережью р. Дзорагет и в верховье р. Ахурян. Этим разрезам характерен менее глубоководный парагенез пород: помимо микрозернистых известняков, обычны известняки органогенно-обломочные (с мшанками и литотамниями). Суммарная мощность известняков бассейна р. Ахурян достигает 380-400 м.

Известняковая формация позднего
сантона (?) - верхнего сенона
Анкаван-мегринской зоны

Фрагментарные выходы известняковой формации отмечаются в Пригиратахской подзоне, причем они дислоцированы и прорваны многочисленными субвулканическими телами и дайками.

Наиболее представительным является разрез по правому берегу р. Гиратах, в окрестностях одноименного села, где в составе формации развиты пачки кристаллических и микрозернистых известняков, участками песчанистых, общей мощностью 175 м. К северу от этого участка обнажения известняков представляют собой разобщенные маломощные выходы.

Сравнительно полные разрезы формации зафиксированы на восточном краю Мегринского антиклинория. Прерывистые выходы верхне-сенонских отложений развиты в верховьях левых притоков р. Гехи - Кирс, Дармазур и др. Известняки собраны в складки, осложнены разрывами и пересечены многочисленными субвулканическими телами, на контактах с которыми метаморфизованы. В нижней части известняки верхнего сенона по составу аналогичны Шишкерт-Гиратахским выходам. Это микрозернистые, тонко- и среднеслоис-

Химический состав известняков Анкаран-Мегринской зоны

№ образ- цов	Место взятия	Данные химических анализов					Сумма	Перечисленные величины	
		Н.О.	R ₂ O ₃	CaO	MgO	n.n.n.		кальцит	доломит
ш-1/2 ^a	Ущ. I прав.	15,11	2,92	41,60	3,96	34,94	98,53	64,30	18,10
ш-1/3	притока	17,91	1,00	42,90	1,98	35,20	99,00	71,47	9,05
ш-1/4	р.Шишкерт	15,76	0,70	45,50	0,99	36,61	99,56	78,53	4,52
ш-1/6	"	19,52	4,26	35,00	6,93	34,00	99,71	45,16	31,67
ш-1/6 ^a	"	23,09	2,42	36,50	4,95	32,76	99,72	52,75	22,62
ш-1/7	"	21,52	3,28	38,00	3,46	33,80	100,06	59,08	15,81
ш-1/9 ^a	"	7,48	0,83	48,49	2,47	42,00	100,27	80,21	11,20
ш-2/5	ущ.р.Сши- так-Джур	9,22	1,80	46,80	2,97	39,70	100,49	75,96	13,57
ш-2/8	"	20,20	1,59	42,60	0,99	34,00	99,38	73,37	4,52
ш-2/9	"	19,43	0,81	41,60	2,97	35,30	100,11	66,70	13,57
ш-2/10	"	4,52	0,70	51,25	1,48	41,56	99,51	88,46	6,76
к-1/14	с.Верин Гиратах	4,99	0,73	45,80	6,50	41,90	99,92	65,43	29,71
к-1/20		28,75	4,91	32,80	4,26	29,00	99,72	47,35	19,58
к-1/55		28,80	6,73	31,20	3,96	27,31	99,00	45,74	18,10

Примечание: Солянокислые вытяжки. Анализы выполнены в химической лаборатории
ИГН АН Армении, аналитик Р.А.Тунянц

тые, светло-серые, и розоватые породы с внутрислойными конкрециями кремней. В верхней части известняки интенсивно дислоцированы и гофрированы. Суммарная мощность известняков составляет 500 м.

В бассейне р. Шишкерт (Спитак-джур) мощность известняковой формации убывает до 120 м. Здесь они представлены в следующей последовательности:

1. Переслаивание светло-серых и серых тонкоплитчатых микрозернистых известняков с зеленовато-серыми, участками содержащими кремневые конкреции. Мощность 25-45 м.

2. Известняки серо-голубоватые, тонкослоистые, кливажированные. Мощность 15-25 м.

3. Известняки темно-серые и серые, микрозернистые, с пропластками песчанистых шламовых и органогенно-мелкодетритовых разностей. Мощность до 40-50 м.

Микрозернистые известняки сложены зернами кальцита размером 0,005-0,01 мм. В некоторых имеются редкие органические остатки, выполненные кристаллическим кальцитом. По результатам солянокислых вытяжек микрозернистых известняков, (табл.25) кроме кальцита, в них присутствует и доломит.

Шламово-микрозернистые известняки отличаются от вышеописанных присутствием раковинного шлама (до 20%). В нем определяют также остатки раковин фораминифер, фузулинид, гастропод, выполненных перекристаллизированным кальцитом.

Кристаллические известняки характеризуются неравномерной перекристаллизацией. Среди средне- и крупнокристаллических структур имеются участки тонкозернистые, иногда сгустковые. В тонкозернистой массе карбоната видны остатки радиолярий, которые выполнены более крупнокристаллическим кальцитом. Крупные кристаллы часто подчеркивают форму органических остатков. Можно предположить также наличие остатков мшанок, обломков члеников криноидей и т.д. Изредка встречаются известняки, обогащенные рудным веществом (гематит-магнетит?). Рудные компоненты и органические остатки распределяются так, что создается впечатление полосчатости.

Нерастворимый остаток известняков характеризуется постоянным присутствием окислов и гидроокислов железа, а также магне-

тита. Из обломочных минералов показательны авгит, гиперстен, роговая обманка обыкновенная и базальтическая, циркон, хромит. Химический состав известняков иллюстрирует табл. 26. Обращает внимание повышенное содержание SiO_2 , что связано, по всей вероятности, с окремнением пород. Судя по характеру пород, восточная часть Мегринского антиклинория представляла собой глубоководный бассейн осадконакопления. Общее погружение исследованной территории фиксируется также по значительным мощностям отложений. Несколько отличаются по условиям образования песчанистые известняки. Участки их развития являлись, видимо, наиболее приподнятыми и, возможно, представляли собой отмели.

Известняково-терригенная формация сеномана (?) - турона Вединской офиолитовой зоны

Эта формация обнажена в горах Ераносской, Шугаибской и Аргичинской антиклиналей, в бассейнах рек Хосров, Ах-су, по правому борту долины р. Веди, а также вскрыта скважиной № I - Карабах-лур (у г. Веди). Далее к востоку она прослеживается в Урц-Айондзорском антиклинории в бассейне р. Джагрычай и в окрестностях сс. Хндзорут и Гюлистан. Опорные разрезы формации приведены подробнее в "Геологии Армянской ССР", т. V, 1974.

Известняково-терригенная формация со значительным перерывом, несогласно залегает на карбонатных породах перми-триаса и перекрывается трансгрессивным комплексом терригенных и вулканогенных пород раннего коньяка, а местами (например, Барцракарская брахиянтиклиналь) известняками сенона и дания-палеоцена. Характерные разрезы формации приведены в табл. 27.

Микрозернистые известняки - в обнажении это слоистые породы темно-серого цвета. Сложены они микрозернистым кальцитом, в котором участками рассеяны раковины фораминифер и обломки раковин моллюсков. Иногда в породе отмечается значительная примесь (до 30%) алевро-пелитового материала.

Водорослево-фораминиферовые известняки слагают прослой среди глауконитсодержащих алевролитов. Это серые, тонкослоистые породы, в которых помимо преобладающих в их составе фораминифер и водорослей, присутствуют обрывки мшанок, обломки гастропод и пелеципод. Цементирующая масса кальцитовая, микрозернисто-шламовая.

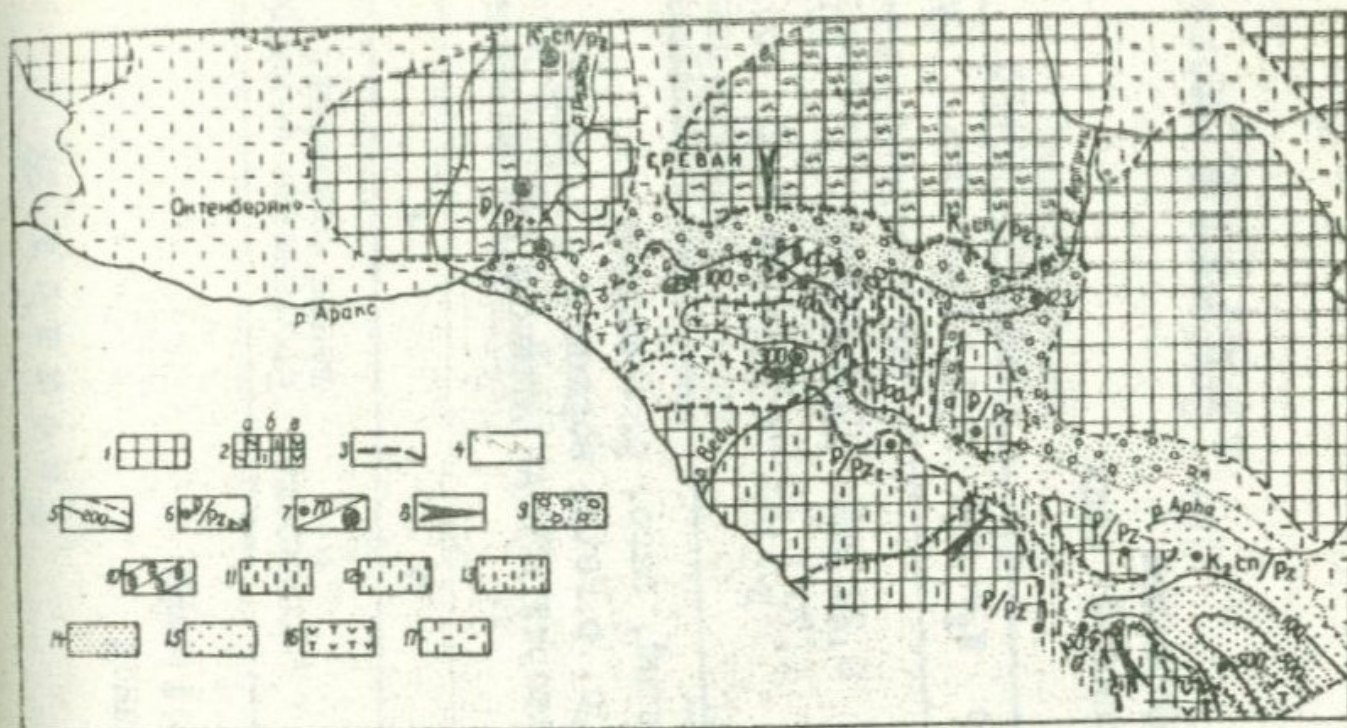


Рис. 15. Литолого-палеогеографическая карта юго-западной части Армении. Сеноман-турон.

1. Суша. 2. Суша, сложенная: а - метаморфическим позднеерифейским комплексом, участками раннемезозойским вулканогенным; б - известняково-терригенным комплексом палеозоя-триаса; в - вулканогенным комплексом раннего мезозоя. 3. Граница суши. 4. Граница литологических ассоциаций сеномана-турона. 5. Изопахиты отложений. 6. Участки нулевых мощностей с наложением на домеловые отложения более молодых. 7. Мощности: а - по обнажениям; б - по данным скважин. 8. Направление сноса. 9. Карбонатно-обломочные отложения краевых зон бассейна. 10. Валунно-галечные, существенно карбонатного состава, отложения вблизи островных суши. 11. Органогенно-детритовые и биогермные известковые отложения мелководья. 12. Мелкозернисто-шламовые известковые отложения удаленных от поднятий частей мелководья. 13. Алевритовые известковистые осадки мелководья. 14. Алевро-псаммитовые полимиктовые и кварцево-граувакковые осадки мелководья. 15. Псаммитовые полимиктовые осадки с примесью в отдельных слоях пирокластики щелочно-базальтового состава. 16. Участки трещинного взрывного вулканизма осевых частей прогибов и разгрузки местами гидротерм. 17. Участки преимущественного отсутствия карбонатонакопления по предположительным региональным данным.

Т а б л и ц а 26

Химический состав известняков известняковой формации
верхнего сантона - верхнего сенона Анкаван-Мегринской зоны

№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	п.п.п.	Сумма
ш-I/3	12,51	0,11	2,27	0,46	0,85	0,09	1,56	46,70	0,13	0,28	-	0,06	34,67	-	99,69
Гх-8	11,20	н.об.	0,40	0,82	н.об.	0,10	0,62	45,80	2,00	1,70	0,10	0,05	34,84	3,20	100,69

Примечание. Обр. ш-I/3 - известняк шламово-микрозернистый, басс. р. Шишкерт;

Гх-8 - известняк микрозернистый, басс. р.Гехи, верховье р.Дармазур.

Анализы выполнены в химической лаборатории ИГН АН Армении, аналитики -
С.Чаталян и Э.Еганян.

Характеристика разрезов известняково-терригенной
формации сеномана? -турона Вединской офиолитовой зоны

Местоположение разреза	Главные (формациеобразующие) породы	Мощности, м	Обстановка формиро- вания отложений
I	2	3	4
Ераносская антиклиналь	Конгломерато-брекчии (30%), песчаники и алевролиты (20%), известняки органогенно- детритовые, песчанистые (25%) и мелкозер- нистые (25%)	45 - > 100	Прибрежье у внутрен- него островного под- нятия
Шугайбская антиклиналь	Известняки средне-крупнообломочные и глы- бовые (82%) и органогенно-детритовые (8%), конгломераты среднегалечные (10%)	> 125	Прибрежье у внутрен- него островного под- нятия
Спитакджурская антиклиналь	Известняки органогенно-детритовые (85- 90%), известняки биоморфные (0-5%), конг- ломераты (5%), песчаники (0-5%)	350	Прибрежное мелководье у южного борта прогиба
Барцракарская антиклиналь	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

Продолжение таблицы 27

1	2	3	4
Айонцзорская антиклиналь, с. Хачик	Известняки микрозернистые и фор- миниферовые (56%), алевролиты (27%), глины (17%)	60	Прибрежное мелководье у южного борта прогиба
Айонцзорская антиклиналь, сс. Андзорут, Гюлистан	Песчаники (32%), алевролиты (26%), конгломераты (10%), известняки органогенно-детритовые (21%) и микрозернистые (3%), мергели (5%), глины (3%)	490	Мелководье центральной части прогиба

Т а б л и ц а 28

Химический состав известняков известняково-терригенной
формации сеномана (?) - турона Вединской офиолитовой зоны

№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	п.п.п.	CO ₂	Сумма
200	0,29	сл.	1,50	сл.	сл.	сл.	55,44	-	0,02	0,01	-	42,06	н.об.	99,92
229	12,16	-	6,40	0,70	0,66	-	42,56	сл.	0,42	0,7	1,47	35,03	н.об.	100,10
620/3	6,91	0,23	2,28	0,38	0,60	сл.	46,76	0,43	1,07	0,92	0,26	39,48	38,72	99,32
620/6	5,67	0,23	1,49	0,06	0,60	сл.	48,84	0,06	0,32	0,37	0,36	41,68	36,96	99,18
2	1,03	-	-	0,50	-	сл.	54,06	0,13	1,05	-	0,06	н.об.	43,20	100,03
8	0,99	-	-	0,55	-	сл.	54,54	0,13	1,07	-	0,18	н.об.	43,40	100,86
I640a	12,06	0,22	1,79	1,07	0,30	сл.	43,53	2,05	сл.	сл.	-	36,83	н.об.	97,65

Примечание, № 200 - известняк органогенно-детритовый, турон, басс. средн. течения р. Веди (средняя проба из 9 обр.); № 229 - известняк органогенно-детритовый, турон, басс. средн. течения р. Веди (средняя проба из 9 обр.); № 620/3, № 620/6 - известняки микрозернистые, глинистые, турон с. Хачик; № 2, № 8 - известняки органогенно-детритовые, турон, с. Шугаиб (басс. р. Азат); № I640a - известняк шламовый, турон, скв. № I - Карабахлар

Гастроподово-пелециподовые известняки серые, массивные и слоистые породы. Структура биоморфно-детритовая. В их составе преобладают угловатые обрывки раковин рудистов и пелеципод. В известняках сеномана – турона терригенная примесь варьирует в больших пределах – от 2 до 30%. В ее составе аутигенные минералы представлены гематитом, лимонитом, весьма характерны также халцедон, слагающий кремневые стяжения, и кварц, рассеянный в породе в виде мелких идиоморфных зерен. Из темноцветных отмечаются авгит, гиперстен, роговая обманка – обыкновенная и базальтическая, магнетит, ильменит. В разрезе формации, наряду с относительно чистыми известняками, имеются разности со значительной примесью кремнекислоты, алюминия, железа, натрия (табл.28). Характерна весьма низкая магнезиальность известняков за исключением известняков Ераносского хребта и скв. № I – Карабахлар. Судя по составу осадков формации и ископаемой фауны (рудисты, пелециподы), осадконакопление протекало в мелководных прибрежных условиях.

Известняковая формация сантона-позднего сенона Вединской офиолитовой зоны

В основании формации развиты мелководные розовые и пятнисто-розовато-серые слабо алевритистые фораминиферовые известняки, содержащие многочисленные остатки иноцерам. Вверх по разрезу известняки становятся все более глубоководными: они тонкослоистые, микрозернисто-фораминиферовые, почти лишены терригенной примеси. Формация характеризуется несколькими типами разрезов. Первый тип разрезов имеет сокращенные мощности. Таковы разрезы в верховьях рек Азат и Аргичи. Преобладают пелитоморфные известняки при подчиненном развитии органогенно-детритовых разностей, характерно наличие слоев алевролитов и песчаников.

Второй тип разрезов (Ераносский хребет, низовье басс.р.Хосров) характеризует зоны внутренних островных поднятий. Это преимущественно розоватые микрозернистые, фораминиферово-микрозернистые известняки с редкими конкрециями кремня.

Третий тип разрезов формации маркирует зону вулканического палеотрога, их слагают розовато-коричневые и розовато-серые микрозернистые, реже фораминиферовые и шламово-фораминиферовые из-

Характеристика разрезов известняковой формации
сантона-верхнего сенона Вединской офиолитовой зоны

Местонахождение разреза	Главные (формациеобразующие) породы	Мощность, м	Обстановка формиро- вания отложений
I	2	3	4
Байбурдская антиклиналь. Верховье р.Азат	Известняки алевритистые микро-мелкозер- нистые ($> 95\%$), редко органогенно-дет- ритовые, очень редко линзы брекчие-конг- ломератов	15-21	Прибрежье у главных поднятий северного борта прогиба
Аргичинская ан- тиклиналь. Вер- ховье р.Аргичи	Известняки крипто-микрозернистые и орга- ногенно-мелкодетритовые, алевритистые	108	Прибрежное мелково- дье у главных подня- тий северного борта прогиба
Ераносская антиклиналь	Известняки средне-тонкозернистые, алев- ритистые (90%), микрозернистые (7%), алевролиты (0,5%), известковые глины (2,5%)	102	Прибрежье у внутрен- них островных подня- тий
Барцракарская антиклиналь	Известняки микрозернистые (100%)	20	Прибрежье у внутрен- них известняково-ост- ровных поднятий
Южное крыло Ера- носской антикли- нали, скв. № I - Чатма	Известняки микро-тонкозернистые (100%)	0-20	Прибрежье вулканичес- ких новообразованных поднятий

Продолжение табл. 29

I	2	3	4
Карабахларская антиклиналь, скв. I - Карабах- лар	Известняки микрозернистые ($> 70\%$), реже микрозернисто-фораминиферовые, шламово-микрозернистые	380	Осевая часть про- гиба, грабен, раз- витый в вулкани- ческом поясе
Урцско-Айюц- дзорский анти- клинорий, с. Хндзо- рут	Известняки фораминиферово-микрозерни- стые (72%), органогенно-детритовые и био- морфные (28%)	280	"-

вестняки. Вариации мощностей позволяют выделить большие мощности известняков (скв. № I — Карабахлар). Осадконакопление протекало в опущенных блоках трога. Второй подтип отличается сокращенными или близкими к нулевым мощностям (скв. № 5 — Маркара, басс. р. Кюсуз). Известковые или отлагались в районах приподнятых блоков—вулканических поднятий и отмелей. Третьему подтипу свойственны умеренные мощности (среднее течение р. Хосров). Формирование отложений происходило на границе опущенных и приподнятых блоков.

В четвертом типе разреза (басс. р. Арпа) преобладают пелито-морфные известняки, но заметно увеличиваются органогенно-детритовые разности. В западной части Айондзора (сс. Советашен, Арени, Гнишик, Енгиджа, Хачик) этот тип разреза представлен в сокращенной мощности.

Микрозернистые и шламово-микрозернистые известняки — это слоистые плотные породы преимущественно коричневато-серой и кирпично-красной окраски. Интервалами отмечается ритмичное чередование крепких микрозернистых известняков с пропластками (5–10 см) глинистых, сравнительно рыхлых разностей. Структура известняков крипто-микрозернистая. В этой тонкозернистой массе рассеяны целые раковины фораминифер или их обломки, содержание которых, как правило, не превышает 20%. По данным Ю.А. Мартиросян, фораминиферы представлены, главным образом, глобигеринами и глоботрунканами. Изредка отмечается примесь радиолярий. В шламово-микрозернистых известняках в отличие от микрозернистых органические остатки представлены, помимо раковин фораминифер, большим количеством неопределимого шлама и т.н. "сфер", природа которых не ясна.

Органогенные известняки. Фораминиферовые известняки развиты преимущественно в основании разреза сантона. Они обычно розовые, крупно- и среднеслоистые. В верхнесенонском разрезе преобладают светло-серые известняки, тонко- и среднеслоистые, крепкие, с раковистым изломом. Среди фораминифер преобладают глобигерины и глоботрунканы.

Фораминиферово-мшанково-водорослевые известняки слагают прослой среди микрозернистых известняков. Сложены они литотамниями (20–30%), мшанками (10–15%), а также крупными раковинами фораминифер (5–10%). В подчиненном количестве присутствуют обломки кораллов, обрывки раковин моллюсков.

Водорослево-остракодовые известняки образуют линзы, либо маломощные прослои среди микрозернистых известняков. Известняки очень богаты крупными (до 8 мм) раковинами остракод (50–60%), водорослями (20–30%), при подчиненной роли мшанок, фораминифер и ксеногенных обрывков, сложенных микрокристаллическим кальцием.

Терригенная примесь в известняках составляет от 3–5 до 15–25%. Обломочная часть ее состоит из зерен плагиоклазов, а также авгита, титан-авгита, обыкновенной роговой обманки, корунда, циркона, реже турмалина, рутила. Среди аутигенных минералов важно отметить присутствие в большом количестве гематита, лимонита, а также пирита, барита, целестина, халцедона.

Известняки данной формации характеризуются низкой магнезиальностью (табл.30). MgO несколько повышается в глинисто-алевритистых разностях. В некоторых образцах повышено содержание SiO_2 , что связано с диагенетическим окремнением.

Сантон-верхнесенонский бассейн Вединской и Арпинской подзон был относительно глубоководным, что благоприятствовало накоплению пелитоморфных известняков с незначительной примесью терригенного материала алевро-пелитовой размерности. В этих отложениях постоянно присутствует фауна фораминифер, представленная планктонными формами. Пелитоморфные известняки характерны для открытых частей морского бассейна, достаточно удаленных от участков с подвижным гидродинамическим режимом. Мощности их небольшие (до 200 м), но выдержанные, что указывает, по-видимому, на стабильное состояние дна бассейна. Несколько менее глубоководными являются разности пелитоморфных известняков, содержащие сравнительное повышенное (до 15%) количество примеси, состав которой грубее – псаммо-алевритовый.

В иной обстановке формировались мшанково-водорослевые и остракодовые известняки, которые тяготеют к участкам сравнительно мелководного бассейна, возможно, представлявшим собой отмели с подвижным гидродинамическим режимом, развитыми течениями, уносившими иногда значительную часть отлагавшихся на месте осадков.

Т а б л и ц а 30

Химический состав известняков известняковой формации сanton-
верхнего сенона Вединской офиолитовой подзоны

№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	n.n.n. CO ₂	Сумма
69	26,07	0,40	6,93	2,80	1,44	0,09	30,60	1,20	3,20	-	3,00	н.оп.	25,00 99,93
75	11,04	0,20	2,40	0,51	0,72	0,09	46,02	0,33	2,06	-	2,15	н.оп.	36,00 100,52
79	9,11	сл.	1,22	0,51	0,72	0,09	48,03	0,18	1,51	-	0,65	н.оп.	38,00 100,01
602	19,68	сл.	2,38	0,97	0,28	0,06	42,20	0,40	сл.	сл.	33,19	н.оп.	99,84
139	25,95	0,50	6,13	1,53	1,86	0,06	31,61	3,01	101		27,40	н.оп.	99,06
215/7	13,95	сл.	7,25	0,07	0,66	сл.	43,00	сл.	0,38	0,62	0,55	34,00	н.оп. 100,48
215/11	18,29	сл.	5,98	0,56	0,37	сл.	39,76	1,26	0,55	0,57	н.о.	33,03	сл. 100,37

Примечание: № 69 - известняк микрозернистый, сanton, Ераносская антиклиналь;

№ 75, 79 - известняки микрозернистые, кампан, Ераносская антиклиналь;

№ 602 - известняк микрозернистый, глинистый, верхний сенон, скв. № I - Карабах-
лар;

№ 139 - известняк шламово-микрозернистый, алевроитистый, верхний сенон, скв. № I
№ I - Карабахлар;

№ 215/7 - известняк крипто-микрозернистый, сanton-верхний сенон, басс.
р. Хосров, средняя проба из 7 обр.

Т а б л и ц а 3 I

Характеристика разрезов карбонатно-кремнисто-вулканогенных
формаций офиолитовой серии

Местоположение разрезов	Главные (формациеобразующие) породы	Мощность, м	Обстановка фор- мирования отло- жений
Севанская офиолитовая зона, басс. рр. Саринар, Сатанахач, Даранак, Авазан	Радиоляриты и микрозернистые кремни (20-30%), известковые радиоляриты (1-3%), пелитовые кремнистые туффы (5-10%), известняки (1-7%), базальты, спилиты, редко кератофиры (40-50%), гиалокласти- ты (10%)	900-1200	Морская глубоко- водная
Вединская офиолитовая зона, басс. рр. Веди, Аху- рян, Арпа	Радиоляриты (10%), известковые радиоляри- ты (1-5%), известняки (10-20%), вулкани- ты (15-35%), гиалокластиты (10-20%), ту- фы (15-35%), туффы (5-10%)	Более 1200	"- "-
Зангезурская офиоли- товая зона, верховье р. Агандзугет, р-н с. Нювади, басс. р. Черная, ср. теч. р. Дзикнагет	Вулканиты (50-70%), гиалокластиты (10%), радиоляриты (10%), туфы (1-3%), крем- нистые туффы (3-5%), известняки (10%)	30-40- 500	Морская оравни- тельно глубоко- водная

Группа карбонатно-кремнисто-вулканогенных формаций офиолитовой серии позднеюрского- раннеконьякского возраста

Разрезы формаций сильно тектонизированы, местами до стадии тектонического меланжа. Возрастные надежные датировки по радиоляриям, фораминиферам, а также по К/Аг пород тектонических блоков с внутренней стратификацией, в виде чередования кремнистых известняковых отложений с базальтовыми потоками, а в верхах разреза — с кератофирами и трахитами, дают возраст одних блоков как позднеальб-раннеконьякский, других, как позднеюрский-валанжинский. Время деформации на границе этих интервалов накопления толщ — конец неокома, включая апт и ранний альб, вероятнее всего. Произошли они в седиментационном бассейне без вывода пород к поверхности. Тектонические деструкции не завершились в сеноне, а были также в пиренейскую фазу и в последующие. Наибольшее развитие имеют микритовые известняки, серые, светло-серые и розоватые. Разрезы формации Вединской офиолитовой зоны включают наибольшие их объемы. Характерны парагенезы с известковистыми радиоляритами, нередко примеры ритмичного строения пачек, где микритовые известняки сменяются вверх по разрезу сургучными и красными радиоляритами, а выше — марганцевистыми радиоляритами (Сатиан, 1979). Количество известняков в целом растет к верхам разрезов формации и в сторону краевых разрезов, которые характеризуют менее глубоководную обстановку накопления и включают местами пачки апоорганогенных известняков, гравелитов и песчаников. В ритмично чередующихся пачках известняков и радиоляритов имеются примеры появления прослоев оолитовых известняков — мелководных осадков, снесенных турбидитовыми потоками вглубь трога. Примечательно развитие известняковых олистолитов-кристаллических и апоорганогенно-детритовых, тоже мелкозернистых, возраст которых по макрофауне, конодонтам, фораминиферам определяется, как поздне-триасовый, средне-позднеюрский и раннемеловой.

Рассмотрим главные типы карбонатных пород формации.

Известняки микрозернистые имеют наибольшее распространение среди карбонатных пород. Они серого, розовато-серого цветов, тонкослоистые, обычно ассоциируют с известковыми радиоляритами и связаны с ними промежуточными разностями. Слагают самосто-

ятельные пачки, а также входят в состав кремнистых толщ, как наиболее нижний член ритмопачек. Структура микро-криптозернистая, фораминиферово-микрозернистая, радиоляриево-фораминиферово-микрозернистая. Среди фораминифер определяются глобигерины; в единичных разрезах выявлены глоботрунканы хорошей сохранности. Встречаются участки замещения карбоната основной массы поздним халцедоном и микрозернистым кварцем в виде развитых вдоль напластования кремнистых конкреций и жеод. Нередко порода неравномерно пигментирована гидроокислами железа. Терригенная примесь в породе крайне ничтожная. В ее составе определяются минералы вулканитов и ультрабазитов офиолитовой ассоциации, что подтверждает их принадлежность к одному бассейну. Химический состав варьирует в зависимости от степени окремнения, железистой примеси, соотношения в основной массе породы раковин радиолярий и фораминифер. В Севанской зоне микрозернистые известняки слагают линзы и, как отмечалось, входят в состав нижнего элемента ритма, однако в разрезах Вединской зоны картируются самостоятельные мощные пачки микрозернистых известняков (басс.р. Кюсуз и др.). В этих же разрезах встречены крупные пачки радиоляритов, потоки шаровых спилитов. Такие разрезы включают крупные протрузии серпентинизированных ультрабазитов, в целом указывающих на принадлежность к более глубоководной части офиолитового трога.

Известняки кристаллические апоорганогенно-детритовые встречаются в виде крупных и мелких глыб, олистолитов среди вулканитов и радиоляритов, а также в виде цемента среди шаровых лав и в виде линз среди них. Олистолиты ряда разрезов обнаруживают остатки макрофауны позднеюрского возраста (например, остатки кораллов в Сарыбабинском разрезе, басс.р. Акера; Соколов, (1977). Минеральный состав этих глыб (нерастворимого остатка известняков), как показало изучение нами Сарыбабинских (Ипякских) выходов, включает обилие пироксенов, магнетита, ильменита при почти полном отсутствии хромита, хромшпинелидов, серпентина, актинолита — типичных для пород офиолитовой серии. Скорее всего эти олистолиты были сброшены с островных поднятий в офиолитовый бассейн, а позднеюрский возраст глыб указывает не на возраст осадков бассейна, а на возраст пород поднятий обрамления.

Вторая группа олистолитов выявлена в районе Зодского перевала. По остаткам двустворчатых моллюсков она датируется поздне-триасовым временем, что подтверждено изучением остатков конодонт. Наконец, среди кристаллических известняков выявляются олистолиты, сходные с палеозойскими, по степени кристалличности и метаморфизма — таковы крупные пластины в разрезе басс.р. Гей-су на Севанском хребте. Олистолиты, сходные с кристаллическими известняками турона, выявлены вблизи устья р.Кюсуз, в разрезе "кораллового" оврага. Итак, олистолиты кристаллических известняков, видимо, разновозрастны в разных офиолитовых зонах и их сегментах, характеризуя особенности геологического строения обрамления. Их практическое использование ограничено местным производством из мраморизованных разностей плит различного размера.

Другая группа кристаллических известняков имеет одновозрастный временной этап накопления, что и вмещающие эффузивы и вулканокластические породы. Это подтверждается самой их морфологией — линзовидной и в виде цемента в лавах, а также офиолитокластическим составом обломочной примеси. Мелкие, но протяженные в пределах одного и того же горизонта, линзы выявлены в разрезах южной краевой части Севанской офиолитовой зоны: вдоль подножья одноименного хребта (басс. р.Гей-су и др.). На участках меньшей раскристаллизации в породе видны реликты органогенно-детритовой структуры.

Литокластическая обломочная примесь обычно соответствует составу вмещающих вулканических пород. Наряду с кальцитом, в составе основной массы нередко выявляется арагонит. Среди основной массы обычны вторичные разводы гидроокислов железа, иногда марганца.

Известняки оолитовые — сонахождение их с радиоляритами и вулканитами требует объяснения ввиду разной батиметрии первоначальной среды накопления. Находки их в таких разрезах, как басс.р. Сатанахач на Севанском хребте и в среднем течении р. Кюсуз, в басс. р.Веди, показывают, что эти скопления развиты преимущественно среди вулканитов, а иногда в виде прослоев среди силицитов. Они обладают градационной слоистостью турбидитового генезиса. Цвет светло-серый, порода массивная с гравийной примесью вулканомиктового состава. Под микроскопом структура оолито-

вая, размер оолитов 0,4–0,8 мм, форма их эллипсоидальная, чаще лепешковидная, реже сферическая. Преобладают простые оолиты, но встречаются и сложные формы. Строение концентрическое, многослойное, иногда зачаточное. Есть радиальнолучистой слойки. Контуры концентров не всегда четкие. Центральное "ядро" представлено чаще обломками эффузивной, реже метаморфической или карбонатной породы. В поле шлифа попадаются остатки мшанок (?). Цементирующая масса среднезернистая, кальцитовая, базального типа (до 15% породы).

Известняки онкоидные обнаружены в басс. р. Веди по левобережью среднего течения р. Кюсуз. Слагают пропластки (2–15 см) с градиационной слоистостью среди радиоляритов. Порода средней крепости, желтовато-серого цвета. Под микроскопом структура органогенная, на 60–70% сложенная онкоидами лепешковидной и веретенообразной формы, размером от 0,1 до 0,75 мм. Изредка встречаются обрывки водорослей концентрической и радиальнолучистой структуры. Ядром онкоидов обычно служит комок микрозернистого кальцита. В основной массе породы встречены редкие остатки раковин радиолярий. Цементирующая масса породы карбонатная с аутигенной примесью кремнистой. Обломочная алевритовая примесь вулканомиктовая.

Доломиты встречаются в виде линзовидных залежей с крутыми "обрывистыми" окончаниями среди яшм глобулярной структуры, изредка образуют довольно выдержанные, но маломощные слои (10–20 см) среди радиоляритово-эффузивных накоплений краевых, сокращенных в мощности, разрезов. Кроме того, местами слагают неправильной формы более или менее изометричные тела (до 2–3 м в поперечнике) вдоль линий древних разломов и особенно – на участках пересечения разломов разной направленности. Цвет породы буровато-коричневый, темно-коричневый. Крепость средняя до низкой. Встречаются эти породы в Севанской офиолитовой зоне, но наиболее развиты в Вединской офиолитовой зоне, в среднем течении р. Кюсуз и в выходах южных склонов Ерахского хребта. Под микроскопом структура крупно-среднекристаллическая с пленочно-поровым карбонатно-железистым цементом; кристаллы доломита погружены в мелкозернистую железисто-доломитовую массу, которая формирует овалы вокруг ромбоэдров. В химическом составе, помимо повышенной магнезиальности выявляется высокое содержание гид-

Т а б л и ц а 32

Химический состав карбонатных пород кремнисто-
вулканогенных формаций офиолитовой серии

№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	н.п.п.	CO ₂	H ₂ O	Сумма
I640-а	12,06	0,22	1,79	1,07	0,30	сл.	45,53	2,05	сл.	-	0,17	34,46	-	-	99,65
I085-а	32,67	0,55	3,80	2,22	0,43	0,15	31,12	2,00	0,98	-	0,21	26,04	-	-	100,17
К-18	5,18	н.опр.	-	8,10	-	1,00	3,25	16,60	-	-	н.опр.	-	41,10	-	99,51
300/42	42,20	0,13	5,57	2,50	-	0,09	26,53	0,50	1,75	0,15	-	21,16	-	0,04	100,62

Примечание: № I640-а - известняк микрозернистый, скв. № I - Карабахлар

№ I085-а - известняк кремнистый, скв. № I - Карабахлар

№ К-18 - доломит известковый, левобережье среднего течения р. Кюсуз

№ 300/42 - известковый радиолярит, басс. р. Хосров

роокислов железа. В некоторых разностях доломитов в повышенном количестве определены никель, кобальт, цирконий, лантан, однако вопросы их геохимии требуют дальнейшего исследования. Парагенез этих пород с глобулярными силицитами и особенности морфологии, приуроченность к разломам — все эти признаки указывают на выпадение осадка из низкотемпературных гидротермальных растворов. Секущие афировые базальты титона-овальные в плане тела доломитов, обогащенные цирконием, изредка фосфором, вероятно, могут представлять карбонатиты. В этом же районе (Ерахская антиклиналь) в туфах лампроитового состава встречены ксенолиты сёвитов.

Этапы карбоната накопления в позднемеловое время

Изучение пространственного размещения карбонатных пород свидетельствует о весьма разной интенсивности процессов карбоната накопления. Начало карбоната накопления связано с альбом. Однако оно было сосредоточено только лишь в небольшом заливе Приарак-оинского моря в пределах Урцско-Айонцзорской подзоны. В сеномане несколько расширяется бассейн карбоната накопления: он охватывает Вединскую и Арпинскую подзоны. Морской водоем продолжает оставаться мелководным, с преобладающим терригенным осадко-накоплением. В сеномане климат аридизируется. Косвенными признаками являются слабая доломитизация известняков и повышенное содержание стронция (Ераносская антиклиналь). В туроне карбонатные породы имеют локальное развитие: они накапливались преимущественно в краевых частях офиолитовых трогов (бассейн р. Веди) и представлены мелководными рудистово-гастроподовыми органо-генно-детритовыми, реже биогермными известняками мощностью до 300 м. Обилие рудистов свидетельствует о том, что в верхнетуронское время климат увлажняется.

С расширением ареала офиолитового вулканизма в раннем коньяке карбоната накопление сокращается. В узких глубоководных трогах накапливаются преимущественно вулканогенные отложения. На умеренно гумидный климат указывают комплексы споры и пыльцы (папоротник, гинго, кедр, сосна), пропластки углей, углефицированные растительные остатки. В позднем сантоне нарастает морская трансгрессия, в связи с чем начинается похолодание. Наи-

более интенсивно карбонатонакопление протекает (мощностью до 400 м) в Вединской (Еревано-Ордубадской) зоне, где накапливаются мелководные и относительно глубоководные пелитоморфные фораминиферово-микрозернистые известняки, а в прибрежном мелководье — известняки органогенно-детритовые, песчанистые (бассейн р. Азат, Ераносский хр., бассейн р. Арпа — с. Енгиджа и др.). Органогенно-детритовые известняки мощностью до 100 м отлагались в прибрежном мелководье западной части Анкаван-Зангезурской зоны. В сантонских известняках терригенная примесь составляет от 3-5 до 15-25%.

В кампанский век расширяется морская трансгрессия, подавляется терригенное осадконакопление, и в большинстве седиментационно-тектонических зон территории Армении отлагаются тонкие карбонатные илы (пелитоморфные известняки), содержащие планктонные организмы — фораминиферы. Наиболее мощные кампанские отложения (650 м) отмечаются в районе Севанского хребта. В Еревано-Ордубадской (Вединской) зоне мощность отложений кампана не превышает 200 м. Микрозернистый и фораминиферовый состав известняков свидетельствует о накоплении их на значительных глубинах моря. В маастрихте морской бассейн мелеет: микрозернистые известняки сменяются биоморфными мшанково-водорослевыми. Исчезают теплолюбивые рудисты и появляются менее теплолюбивые организмы — водоросли, мшанки. Известняки обогащаются алевритисто-глинистой примесью (до 15-20%). Максимальные мощности маастрихтских отложений (до 150 м) отмечаются в бассейне р. Веди, где в связи с морской регрессией намечается аридизация климата.

В дании-палеоцене известняки отлагались в обособленных участках моря, примыкавших к внутренним поднятиям.

В завершении сравним карбонатные формации Армении с их аналогами сопредельных территорий Грузии, Азербайджана, Ирана и Турции.

Известняково-терригенная формация Вединской зоны имеет ограниченное развитие. Территория Малого Кавказа в позднем сеноне представляла обширный бассейн карбонатонакопления. В заливах Прикуринской зоны преобладали слоистые пелитоморфные известняки. Для Севано-Курдиотанской зоны характерны флишеподобные карбонатные осадки, бедные фауной. В Вединской (Еревано-Ордубадской) зоне накапливались более глинистые известняки. В бассейне р. Джагры

среди известняков появляются пачки конгломератов. Таким образом на территории Малого Кавказа в верхнесенонское время фациальные условия седиментации были сходными. Изменения мощностей формаций, по-видимому, отражают консидементационное развитие впадин.

Формирование поздне меловых карбонатных формаций в Анатолии связано также главным образом с поздним сеноном. Эти формации имеют сокращенные мощности и представляют собой на дофиолитовый "чехол". Верхний сенон Понта, сложенный микритовыми известняками, белемнитами и фораминиферами (Brinkmann, 1976) обнаруживает сходство с нижней секцией известняковой формации Сомхето-Карабахского и Предмалокавказского прогибов. Эти отложения имеют флишевое строение на северо-западе Северо-Анатолийского трога.

В центральном и северном Иране поздне сенонские карбонатные отложения имеют мелководный облик, среди них нередко прослой конгломератов (Tagaz, 1974). Более глубоководные выходы микритовых известняков позднего сенона входят главным образом в состав "цветного меланжа" офиолитовых зон северного и центрального Ирана. В зоне юго-западного Ирана известняки развиты в разрезе баррема-сеномана, а в полосе Сурмаг-Дех-Бид песчанистыми обломочными известняками сложен апт-сеноман. Во внешнем Загросе известняки, мергели, а также флишевые отложения отлагались в альб-поздне меловое время.

Имеющиеся данные о распространении поздне меловых карбонатных и терригенно-карбонатных формаций в пределах Малой Азии, Малого Кавказа и Ирана, а также палеогеографические схемы позволили отметить, что рассматриваемые формации несколько отличаются. (Сатиян, 1979). В зонах срединных массивов они более мелководны, чем формации в разделявших их офиолитовых трогах.

Постседиментационные преобразования. В результате воздействия нескольких процессов, различных по природе и интенсивности проявления, рассматриваемые карбонатные породы подверглись преобразованиям. Перечислим основные из них.

Кальцитизация. Выражена в частичном или полном замещении кальцитом пор, трещин, а также внутрираковинных полостей, причем кальцит, выполняющий полости фораминифер, обычно ассоциирует с опалом, либо с гидроокислами железа, редко с пиритом.

Окремнение. В слоях турона – сантона и реже кампана развиты диагенетические конкреции кремня. Сложены они халцедоном, реже мелкозернистым кварцем, иногда опалом. В известняках часто отмечается выполнение диагенетическим опалом одной-двух камер полостей фораминифер, тогда как остальные камеры выполнены кальцитом, либо гидроокислами железа.

Доломитизация. В большинстве случаев доломитизация развивается по трещинкам. Единичные ромбоэдры доломита отмечаются в известняках сеномана-турона Еревано-Вединской подзоны, а также в известняках сантона-серхнег сенона Шишкерт-Арамаздской и Мегринской подзон. В подзоне Папакарского и Иджеванского синклинория доломитизированы преимущественно известняки, переслаивающиеся с вулканическими брекчиями основного-среднего состава. Здесь доломитизация обусловлена выносом магния из вулканобломочных пород при оглинении и цеолитизации.

Сульфатизация. Повышенные содержания 3r и его минеральной формы – целестина – характерны для терригенно-известняковой формации дания-палеоцена Еревано-Вединской подзоны. Эпигенетические концентрации целестина и стронцианита обнаружены в районе Ераносской антиклинали (Сатян, Степанян, Мкртчян, 1968).

Глауконитизация. Аутигенные мелкие конкреционные зерна встречаются в известняках сеномана (?) – турона Айоцдзора (сс. Гюлистан, Арени, Хачик).

Перекристаллизация. Участково-пятнистая перекристаллизация отмечается в микрозернистых и фораминиферовых известняках с развитием мелкозернистого и среднезернистого кальцита около пор. Перекристаллизация в органогенно-детритовых известняках приводит к образованию средне- и крупнокристаллического аллотриоморфнозернистого цемента, крустификационного цемента во-круг фауны. Участками (бассейн р. Кюсуз) перекристаллизация приводит к полному исчезновению органогенно-детритовой структуры.

С перекристаллизацией карбоната связан вынос избытка стронция и обогащение им вод, циркулирующих в литифицированных осадках дания-палеоцена.

Полезные ископаемые. Некоторые разновидности карбонатных пород верхнемелового возраста заслуживают внимания в прикладном отношении.

Наибольший интерес с этой точки зрения представляют известняки района с.Иджеван, пригодные для печатного дела (литографский камень). Это высококарбонатные микрозернистые "фарфоровидные" известняки светло-серого цвета. Продуктивными являются нижние горизонты кампанской толщи. Здесь насчитываются 15 пластов мощностью от 15 до 20 см. Месторождение известно издавна (Тараян, 1949). Запасы литографского камня полностью могут удовлетворить спрос республики. Перспективным в отношении литографского камня можно считать также район распространения карбонатной толщи верхнего сенона в полосе сс. Верхний Агдан - Иджеван, бассейна р.Спитак-джур и Иджеванского хребта. Разведано Иджеванское месторождение верхнесенонских известняков. Известняки Девракарского участка месторождения, расположенного в 0,5 км к северо-востоку от Иджевана, на левом берегу р.Агстев, вполне пригодны для получения воздушной извести, поскольку содержание CaO в них равно 55%, примесь кремния незначительна - до 2%, а содержание Fe_2O_3 не превышает 0,59%. Заслуживают внимания известняки и участка Гардман Иджеванского месторождения, расположенного в 4,5 км к юго-западу от Иджевана. Благодаря высокому качеству они могут быть использованы для получения воздушной извести, портланд-цемента, карбита кальция.

Следует также отметить, что верхнемеловые высококарбонатные известняки Северной Армении могут быть пригодны для химической промышленности. С этой целью можно рекомендовать специально изучить верхнесантонские известняки района с.Иджеван и бассейна р.Спитак-джур, а также верхнесенонские известняки района с.Котигех.

Среди известняков рассмотренных формаций, немалый интерес в практическом отношении представляют сенонские карбонатные отложения междуречья Веди и Азат. На юго-западном склоне г.Ерах выявлено месторождение, сложенное преимущественно мергелями и в верхних горизонтах известняками общей мощностью более 350 м. Лабораторными испытаниями, проведенными в "Гипроцементе", НИИЦементе, "Южгипроцементе" доказана пригодность пород месторождения в производстве портланд-цемента. Пригодно для эксплуатации Джаджурское месторождение сенонских известняков в Ахурянском районе в пределах Джаджурского перевала. Некоторые разности верхнемеловых известняков являются хорошим облицовочным мате-

риалом. Сотрудниками ПО "Армгеология" выдвинут ряд пунктов, известняки которых могут быть использованы в качестве облицовочно-декоративного материала. Таковыми являются кампан-маастрихтские известняки района с. Шишкая, туронские мраморизованные известняки Гейсуинского проявления, мраморизованные известняки турона Кунгур-Чайского проявления, туронские мраморизованные известняки Хорвирабского месторождения, а также сантонские известняки Ерахского проявления и туронские мраморизованные известняки Мармарасарского месторождения верховья р. Веди.

Среди карбонатных отложений верхнего мела выявлены также горизонты конгломератов, которые отлично полируются (джархечские конгломераты). Коренные выходы их обнаружены нами на Иджеванском хребте среди сантон-верхнесенонских известняков. Состоят они из галек пелитоморфных известняков, аналогичных вмещающей толще и скреплены микро- и мелкозернистым кальцитом. Открытием коренных выходов резко увеличатся запасы этого облицовочного камня.

4. ПАЛЕОГЕН

В регионе Малого Кавказа и северной части Армянского нагорья максимумы палеогенного карбонатонакопления приходятся на палеоцен – ранний эоцен и конец позднего эоцена и на ранний олигоцен.

Палеоцен – ранний эоцен

В палеоцен – раннеэоценовое время накапливались отложения терригенно-карбонатной флишевой, терригенно-карбонатной мелководной субформаций флишевой и мелководной терригенно-карбонатной формаций.

Терригенно-карбонатная флишевая субформация флишевой формации

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

Органогенно-обломочные известняки составляют 20% мощности разрезов субформации (Араксинской) и до 40% Базум-Зангезурской зоны, в последней резко уменьшается содержание терригенных пород наряду с общей мощностью субформации.

Макроскопически это толсто- и тонкослоистые плотные породы светло-желтого, желтого, светло-серого и буровато-розового цвета. Буровато-розовые с фиолетовым оттенком известняки обычно наблюдаются в верхней части разрезов субформации, особенно в центральной, западной частях Араксинской и западной части Базум-Зангезурской зон.

По гранулометрическому составу карбонатных и некарбонатных обломков выделяются преимущественно гравийные, псаммитовые и алевроитовые известняки, приблизительно соответствующие кальцирудитам, калькаренитам и кальцилотитам. По степени отсортированнос-

ти обломочных зерен гравийно-песчаные карбонатные породы имеют плохую, а алевроитовые – среднюю сортировку. Поэтому в разрезах этой субформации часто наблюдаются слои терригенно-карбонатных пород с разнотекстурной структурой, с некоторым преобладанием псаммо-гравийных, гравийно-псаммитовых, алевро-псаммитовых, псаммо-алевритовых, пелито-алевритовых и алевро-пелитовых фракций. По отношению зерен к микриту и основной связующей массе (για часто составляет 5–8) указанные породы по классификации Чилингара и др. (Карбонатные породы, т.1, 1970) относятся к микрито-детритовым известнякам.

Гравийные-алевритовые известняки являются I_b – I_a подэлементами первого элемента флишевой циклотемы (Садоян, 1988). Слагая по схеме градационной слоистости нижнюю и среднюю части разреза полной флишевой циклотемы, они обычно чередуются с пелитовыми породами, но нередко неполные циклотемы, где пелитовые породы отсутствуют. Следует отметить, что биоглифы и, особенно, механоглифы в обломочных известняках Базум-Зангезурской зоны встречаются редко. Этим они заметно отличаются от даний-раннеэоценовых обломочных известняков Еревано-Ордубадской подзоны, где микротектурные знаки течения и следы жизнедеятельности (Седиментология, 1980) изобилуют.

Песчано-гравийные и алевро-песчаные обломочные известняки имеют незначительное распространение в Базум-Зангезурской зоне, составляя приблизительно 5% общей мощности разрезов терригенно-карбонатной флишевой субформации дания-раннего эоцена. Они наблюдаются в районах сс.Амасия (дашкерии), Овуни, Лернаван, Цовагях, Артаниш, Кирс и другие. Следует отметить, что небольшой (20х50м) выход нижнеэоценовых известняков к СВ от с.Артаниш является аллохтонным (находится в меланже). Гравийные и песчаные органогенно-обломочные известняки имеют сравнительно большее развитие в Араксинской зоне, особенно в междуречье Азат – Веди, где они составляют до 15% общей мощности субформации. Это тонко-толстослоистые и массивнослоистые желтые, буровато-розовые, светло-серые, крепкие породы, нередко с отсортированной (graded bedding) слоистостью (Kuenen, Migliorini, 1950). Обычно они представляют интервал "а" текстурной последовательности А.Боумы. Мощность слоев указанных пород колеблется от 2 до 100 см, часто составляя 10–30 см. В основании циклотем, начинающихся этими породами,

Т а б л и ц а 33

Терригенно-карбонатная флишевая субформация палеоцена-нижнего эоцена Ереванско-Ордубадской (Араксинской) зоны

Местонахождение разреза	Мощность, м <u>пределы</u> среднее	Основные типы пород	Характерные минеральные ассоциации	Обстановка осадконакопления
а) Арташатский (скв. I); Зейвинский (скв. 3); Масисские (скв. 2, 12); Мхчянские (скв. 2, 8, 12); Чатминский (скв. I); районы сс. Ланджазат, Двин, Урцадзор, Агу- лис	<u>670-1200</u> 953	Конгломераты, гравели- ты, песчаники, алевроли- ты известковые, из- вестняки песчаные, алевроитовые, мергели, глины	Кальцит, кварц, полевые шпаты, гидрослюда, монтмориллонит. Пирит, гематит, лимонит, барит, целестин, гра- наты, циркон, эпидот, турма- лин	Умеренно-глубоковод- ный бассейн активной континентальной окра- ины. Турбидитные об- разования (верхний, средний вееры, сапро- фены) подножия ост- ровного склона морско- го дна
б) Шорахюрские (скв. I и 31); Вайоцзорские (скв. 2 и 45); районы сс. Агнджадзор, Тара- тумб	<u>310-1100</u> 705	Песчаники, алевроли- ты известковые, из- вестняки песчано- алевроитовые, мергели, глины	Кальцит, кварц, полевые шпаты, гидрослюда, монтмориллонит. Пирит, гематит, лимонит, турмалин, эпидот, барит, целестин, циркон, гранаты	Умеренно-глубоковод- ные турбидитные об- разования (средний, нижний вееры, сапро- фены) подножия ост- ровного (микроконтин- ент) склона и при- легающей равнины морского дна.

Т а б л и ц а 34

Территенно-карбонатная флишевая субформация палеоцена-нижнего эоцена Базум-Зангезурской зоны

Местоположение разреза	Мощность, м <u>пределы</u> среднее	Основные типы пород	Характерные минераль- ные ассоциации	Обстановка осадконакопления
Сс. Амасия, Дернаван, Джанахмед, Кирс	<u>42-444</u> 245	Гравелиты, песчаники, алевролиты известко- вые, известняки пес- чано-алевритовые, мергели, глины	Кальцит, кварц, полевые шпаты, монтмориллонит, гидрослюда. Пирит, маг- нетит, ильменит, лимо- нит, хромшпинель. Эпи- дот, гранаты, циркон, барит, целестин.	Умеренно-глубоко- водные турбидиты (верхний, средний, нижний вееры) под- ножия островного склона морского дна
Сс. Овун, Крашен, Фиолетово, Дзкнагет	<u>148-160</u> 152	Алевролиты извест- ковые, известняки песчано-алеврито- вые, мергели, гли- ны	Кальцит, кварц, поле- вые шпаты, монтморил- лонит, гидрослюда. Пирит, магнетит, иль- менит, гематит, лимо- нит, хромшпинель, гранаты, циркон, барит, целестин, турмалин	Умеренно-глубоко- водные турбидиты (средний, часто нижний веер) мор- ской равнины у подножия остров- ного склона

встречаются механоглифы и биоглифы. Как уже отмечалось, структура этих пород разнотернистая с преобладанием обломков гравийной или псаммитовой фракций. Сортировка обломочных зерен плохая, реже — средняя. Основное связующее вещество, заполняющее пространство между некарбонатными и карбонатными (раковины, детрит, зерна и агрегаты) обломочными компонентами, сложено мелко-крупнотернистым кристаллическим карбонатом кальция с незначительной примесью карбоната магния и/или микротернистым карбонатным — микритовым образованием. Обычно оно составляет 15–30% породы. В некоторых породах преобладает микротернистый карбонат, а в других — мелко-крупнотернистый кристаллический карбонат кальция. Наблюдается также небольшая примесь гидроокислов железа и глинистого вещества. Величина отношения зерен к микриту часто составляет 6–8 (Карбонатные породы, т. I, 1970). Хотя заманчиво использовать величину отношения зерен к микриту для палеогидродинамических реконструкций, но его нужно применять осторожно. Дело в том, что не всегда микритоподобное карбонатное вещество соответствует мелко-микротернистому карбонатному илу. Оно может быть псевдомикритом, образовавшимся в результате деградиционной перекристаллизации или дезинтеграции кальцитового агрегата физико-химического и водорослевого происхождения (Чилингар и др., 1971).

Показатель гидродинамической активности (Карбонатные породы, т. I, 1970) для карбонатных турбидитов не может быть однозначно интерпретирован. Окончательное отложение материала турбидитных (мутевых) потоков происходит в умеренно-глубоководной (обычно глубже 1000 м) зоне. Здесь, до эпизодических вторжений мутевых потоков, водная среда является почти неподвижной. Исходя из этого можно предполагать, что гравийно-песчаные осадки накопились в умеренно-подвижной среде. Такая интерпретация гидродинамической активности водной среды почти соответствует шельфовой зоне первоначального накопления этих осадков, откуда они были вынесены турбидитными потоками в более глубоководные зоны подножия островных склонов даний-нижнеэоценового морского бассейна.

Преобладающая часть состава гравийных и песчаных известняков сложена карбонатными и некарбонатными обломочными образованиями и раковинами известковых организмов. В порядке убывающего процентного содержания они представлены: известняковыми интракластами (фрагментами водорослевых, мшанковых и других известняковых

образований разной, часто слабо окатанной и угловатой формы); полуокатанными и окатанными обломками мезозойских, часто палеозойских темно-серых микрозернистых известняков, кварцем, кварцитами, обломками полевошпат-кварцевых песчаников, эффузивов (часто спилитов, вариолитов); детритом и цельными раковинами фораминифер, спикулами губок и члениками криноидей, плагиоклазами, яшмами, детритом моллюсков.

Содержания фрагментов водорослевых и мшанковых образований, в геологическом отношении почти синхронных палеоцен-нижнеэоценовому осадконакоплению, а также обломков палеозойских известняков, кварцитов и кварца высокие в Араксинской и низкие в Базум-Зангезурской зоне. Частота встречаемости обломков пород офиолитовой серии неравномерная. Они в основном отмечены в районах сс. Амасия, Цовагях, Кирс Базум-Зангезурской и Масис, Двин, Урцадзор-Араксинской зон. Минеральный состав тяжелой фракции гравийно-песчаных известняков следующий: гематит, пирит, лимонит, магнетит, ильменит, шпинель (часто хромшпинель), лейкоксен, барит, целестин, гранаты, циркон, эпидот, турмалин, рутил, моноклинные пироксены, обыкновенная роговая обманка, хлориты, биотит, сфен.

Как в известковых гравелитах и песчаниках, так и в известняках наблюдается преобладание Na_2O над K_2O (табл. 35, 36). По сравнению с гравийными и песчаными известняками Араксинской зоны, в Базум-Зангезурской зоне отмечается некоторое увеличение содержания карбонатности пород. Результаты спектральных анализов следующие: $\text{Ca}^{++}, \text{Si} > 10\%$; $\text{Si}, \text{Al}, \text{Fe}, \text{Mg} - 1 - 10\%$; $\text{Na}^{+}, \text{K}, \text{Ti} - 1 - 0,1\%$; $\text{Mn}, \text{Ni}, \text{Cr}, \text{Sr}, \text{P}, \text{La} - 0,1 - 0,01\%$; $\text{Co}, \text{Zr}, \text{Cu}, \text{Sr}, \text{Ba}, \text{Li} - 0,1 - 0,001\%$; $\text{Cu}, \text{Pb}, \text{Ga}, \text{Yt}, \text{Yb}, \text{Rb} < 0,001\%$.

Известняки песчано-алевритовые и алевро-пелитовые имеют большее распространение, чем гравийно-песчаные их разновидности. Снизу вверх по разрезу субформации отмечается уменьшение частоты встречаемости этих известняков. Макроскопически они тонко- и толстослоистые (1-80 см, часто 5-20 см), плотные, светло-серого, желтого с разными оттенками, буровато-розового цвета породы. Слоистость их горизонтальная, волнисто-горизонтальная. Редко наблюдается косая слоистость и конвolutная слойчатость. Указанными породами сложены интервалы "а, в" и "а" текстурной последовательности Боуми. Алевритовыми известняками начинаются циклотемы четвертого типа, на нижней поверхности которых нередко наблюдаются

Химический состав пород терригенно-карбонатной
флишевой мелководной формации палеоцена-нижнего
эоцена Еревано-Ордубадской (Араксинской) зоны

ОКИСЛЫ	20	3I	537	6522	538	6500	4258	I/I2
SiO ₂	15,24	26,26	20,65	19,40	35,82	16,27	35,14	3,44
TiO ₂	0,22	0,46	0,35	0,07	0,35	0,32	0,55	0,13
Al ₂ O ₃	2,85	5,15	4,96	6,88	8,47	3,44	10,60	0,84
Fe ₂ O ₃	0,69	1,29	1,21	1,13	2,98	1,64	3,12	1,76
FeO	0,72	0,86	1,14	0,28	1,29	1,12	1,13	0,58
MnO	0,12	0,10	0,09	-	0,06	0,07	0,07	0,03
CaO	42,67	33,63	37,66	34,00	24,00	41,16	25,19	52,60
MgO	1,46	2,11	1,59	0,08	2,85	1,21	3,18	1,10
Na ₂ O	0,40	0,64	0,87	0,12	0,93	0,40	1,00	0,09
K ₂ O	0,37	0,56	1,06	0,43	0,62	0,70	1,90	0,05
P ₂ O ₅	0,06	0,06	0,12	0,06	0,17	0,11	0,13	0,06
CO ₂	-	-	-	35,02	-	32,20	18,56	40,21
H ₂ O	-	0,54	0,12	0,03	-	0,32	0,25	-
Собщ.	0,05	0,07	0,12	0,02	0,10	-	-	0,06
П.П.П.	34,65	28,51	30,98	2,09	21,93	1,15	0,51	-
Сумма	99,9	100,3	99,63	99,6	99,3	100,11	99,5	100,14

Известняки органогенно-детритовые, гравийно-алевритовые:
20 - с.Урцадзор; 3I - с. Урцадзор; 537 - с.Двин, 6522- с.Агнджа-
дзор. Мергели известковые и глинистые: 538 - с.Двин; 6500 -
с.Агнджадзор; 4258 - с.Агулис - все образцы из терригенно-кар-
бонатной флишевой субформации. Известняк органогенно-детритовый -
I/I2 с.-Шагал- терригенно-карбонатная мелководная субформация.

Химический состав пород терригенно-карбонатной
флишевой и мелководной субформаций палеоцена -
нижнего эоцена Базум-Зангезурской зоны

Окислы	5409	5605	6131	5330	6159	5610	6574	6293
SiO_2	13,14	24,86	6,77	2,28	39,54	41,80	20,03	1,19
TiO_2	-	0,28	0,10	-	0,13	1,93	0,15	0,10
Al_2O_3	0,10	4,81	2,46	1,53	6,39	8,39	1,19	0,83
Fe_2O_3	2,34	0,30	1,06	0,76	2,34	0,92	0,28	0,78
FeO	0,57	2,01	0,29	0,14	0,59	3,73	1,54	-
MnO	0,08	0,19	0,20	0,02	0,36	0,04	0,03	0,07
CaO	47,36	36,77	47,49	53,46	22,54	21,10	42,07	53,41
MgO	1,00	1,94	2,30	0,89	2,34	2,94	1,00	0,48
Na_2O	0,35	0,40	0,23	0,14	1,00	0,80	1,10	0,90
K_2O	0,28	0,40	0,29	0,07	1,20	1,20	0,60	0,15
P_2O_5	0,09	0,11	0,27	0,09	0,34	0,13	0,06	0,04
CO_2	36,98	27,80	32,73	41,22	23,67	14,82	26,40	42,01
H_2O	0,04	0,02	0,01	0,02	0,33	0,05	0,42	0,03
п.п.п.	-	-	5,27	-	0,10	2,84	5,77	-2
Сумма	100,93	99,85	99,78	100,62	100,78	100,89	100,64	99,99

Мергели: 6159 - с. Овун; 5610 - с. Кирс.

Известняки органогенно-детритовые, гравийно-алевритовые:
5409 - с. Куйбышев; 5605 - с. Кирс; 6131 - с. Крашен; 5330 -
с. Фиолетово; 6159 - с. Овун; 5610 - с. Кирс - все образцы
из терригенно-карбонатной флишевой субформации.

Известняки органогенно-детритовые, псаммо-алевритовые:
6574 - с. Арданиш; 6293 - с. Верин Чамбарак - образцы из тер-
ригенно-карбонатной мелководной субформации.

биоглифы (Вассоевич, 1951; Вялов, 1966; Alessandro et al., 1986), ходы илоедов. Очень редки гиероглифы типа текстур листа капусты. Механоглифы встречаются редко, особенно в Базум-Зангезурской зоне. Сортировка обломочных фрагментов средняя, реже хорошая и плохая. Форма их полуокатанная, угловатая, изредка - окатанная. Кривые распределения гранулометрического состава песчано-алевритовых и алевро-пелитовых пород соответственно двух- и одновершинные. Состав обломочной части алевритовых известняков качественно мало отличается от состава гравийно-песчаных известняков. Но количественные различия заметны. В частности, сокращается содержание терригенных некарбонатных зерен (1-5%, реже 10% площади шлифа). Они представлены кварцем, реже полевыми шпатами, кварцитами. Четко отличимые обломки пород (эффузивных и известняков) наблюдаются очень редко. Порода сложена из детрита известковых организмов (фораминифер, водорослей, криноидей, мшанок), реже из пелоидов (Седиментология, 1980) и цельных раковин фораминифер; форма детритовых частиц разнообразная, часто угловатая и полуокатанная. Связующая масса породы преимущественно состоит из микрозернистого, криптокристаллического микрита, реже - средне-мелкозернистого кристаллического кальцита с незначительной примесью карбоната магния. В алевро-пелитовых известняках верхней части разрезов субформации наблюдается примесь гидроокислов железа и марганца, нередко окрашивающая породы в буровато-розовый цвет. В таких известняках часто детрит и раковины оконтурены тонкой каймой гидроокислов железа и марганца. Последние участками равномерно окрашивают пелитоморфную связующую массу породы, иногда сетчатую ткань водорослей, а также заполняют ядра некоторых раковин.

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

Результаты химических анализов показывают, что органогенно-детритовые песчано-алевритовые известняки Базум-Зангезурской зоны отличаются от аналогичных пород Араксинской зоны повышением карбонатности (до 95%) и резким уменьшением (до 3%) содержания некарбонатных зерен. Данные спектральных анализов алевритовых известняков существенно не отличаются от результатов описанных выше гравийно-песчаных известняков.

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

В строении циклотем, особенно в нижней и средней частях субформации в Араксинской зоне, участвуют обе разновидности мергелей. В этих случаях обычно известковые мергели перекрываются глинистыми, которые в свою очередь нередко перекрываются глинами. Макроскопически известковые мергели светло-серые, желтовато-серые, реже буровато-серые плотные породы, нередко (в естественных обнажениях) разбитые на неправильные куски (отдельности) размером до 6 см в поперечнике. Глинистые мергели серые, зеленовато-серые менее плотные, чем известковые мергели и разбиты на более мелкие отдельности. В мергелях обычно наблюдается горизонтальная тонко-толстая, реже массивная слоистость. Мощность слоев I–80 см, реже до 300 см. Снизу вверх по разрезу субформации наблюдается уменьшение мощности слоев. В мергелях (II эц) редко встречаются мелкие биоглифы – ходы илоедов, представленные бурым, зеленовато-серым и светло-серым пелитовым материалом. Структура мергелей преимущественно алевропелитовая, реже псаммо-алевро-пелитовая. Содержание некарбонатной псаммитово-алевритовой фракции в мергелях обычно составляет 2–5%, реже до 15%. Медианный размер зерен часто составляет 0,005–0,007 мм. Степень отсортированности зерен хорошая (z_0 – 1,3–2,65). Кривые распределения одновершинные, с максимумом в интервале 0,001–0,01 мм. Форма зерен углова-

тая, реже – полуокатанная. Обломочные зерна представлены кварцем (резко преобладает), полевыми шпатами, реже кремнями, кварцитами, обломками эффузивных пород. Иногда наблюдаются обуглившиеся растительные остатки с вкрапленниками пирита. Часто встречаются известковые раковины мелких фораминифер, реже членики криноидей и детрит другой фауны. Иногда пустоты, ядра раковин, особенно глобигерин, заполнены пиритом или хлоритом, лимонитом. В редких случаях (например, на правом борту р. Агстев, у дома отдыха "Фиолетово") в мергелях известковые раковины не обнаружены. Здесь чаще встречаются прожилки и мелкие участки, заполненные средне-крупнозернистым кристаллическим кальцитом. Известно (Карбонатные породы, 1970), что перекристаллизация карбонатных образований интенсивнее происходит в крупнозернистых, более проницаемых разновидностях, чем в тонкозернистых и пелитоморфных. Возможно, что в указанных мергелях известковые раковины и детрит быстрее подверглись перекристаллизации, чем вмещающая пелитоморфная основная масса. Разумеется, наличие только кальцитовых прожилков не является признаком перекристаллизации карбонатных пород. Нередки случаи, когда наряду с ними встречаются известковые раковины. Глинистые минералы в мергелях представлены гидрослюдой, монтмориллонитом, изредка с примесью хлорита. В тяжелой фракции мергелей обнаружены: лимонит, гематит, пирит (преимущественно в скважинах), магнетит, эпидот, барит-целестин, гранаты, циркон, ильменит, цоизит, лейкоксен, турмалин, хромшпинель, сфен, моноклинные пироксены, обыкновенная роговая обманка, корунд, хлориты, биотит. В легкой фракции, кроме указанных выше породообразующих компонентов, встречается глауконит.

Результаты химических анализов, в частности изменение содержания SiO_2 и Al_2O_3 , показывают, что в Араксинской зоне с юга на север отмечается уменьшение терригенных компонентов мергелей. В Базум-Зангезурской зоне эта тенденция четко не выражается. С севера (Базумо-Зангезурская зона) на юг (Араксинская зона) наблюдается заметное увеличение отношений $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}$ (от 4,33 до 10,6) и $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (от 0,81 до 1,91). Следовательно, исходя из предположения, что глинистое вещество в указанных мергелях, в основном, терригенное, можно считать, что на юге оно более зрелое (Страхов, 1960; Петтиджон, 1981; Акульшина, 1976). Аналогичное заключение по песчаным породам терригенно-карбонатной

флишевой субформации получено и другими химическими показателями.

По данным спектральных анализов, содержания обнаруженных химических элементов в мергелях распределяются в следующем порядке: Si, Al, Fe, Ca 10%; Al, Fe, Mg, Na, K - 0,32-7,5%; Mn - 0,01-2,1%; Ti - 0,24-1%; Sr, Ba - 0,18-0,30; Ni, Co, V, Zr, Cu, Zn, Cr, Ba, Rb, Ca, Li, Pb, La, Se - 0,0013-0,018%; Be - 0,0001%.

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

Терригенно-карбонатная мелководная формация

Разрезы терригенно-карбонатной мелководной формации мощностью до 200 м встречаются на Урцском, Вайоцзорском хребтах Араксинской зоны, на Гугарацком, Севанском хребтах Базум-Зангезурской зоны и сравнительно маломощные (до 50 м) известняковые образования развиты в Агстевском прогибе Сомхето-Карабахской зоны.

Основным типом пород терригенно-карбонатной формации палеоцена - нижнего эоцена являются известняки. Встречаются также известковые конгломераты, песчаники, алевролиты, глины и мергели.

Известняки являются одним из распространенных типов пород нижнего эоцена. Выделяются органогенные, микритово-биодетритовые и органогенно-обломочные известняки (Карбонатные породы, т. I, 1970; Методы изучения осадочных пород, т. I, 1957; Геология АрмССР, т. 5, 1974).

Известняки органогенные, микритово-биодетритовые распространены в приводораздельных частях Урц-Вайоцзорского хребта, в районах сс. Шагал, Эллип, Арени, Серс. Макроскопически это плотные, розовато-желтого, желтого, светло-серого цвета, средне-толсто-слоистые и массивнослоистые (0,3-2 м) породы. Последние часто разбиты по напластованию на мелкие плиты. Отмечаются плохо сохранившиеся остатки макрофауны (морские ежи).

Редко встречаются ходы илоедов, заполненные карбонатным ма-

териалом. Составные породообразующие компоненты представлены раковинами и детритом фораминифер (глобигерин, дискоцилин, реже нуммулитов и нодозарит) разнообразной формы, фрагментами водорослевых (часто багряные) и мшанковых, коралловых известковых образований, обломками морских ежей, гастропод. Наблюдаются редкие полуокатанные обломки палеозойских известняков. Отмечаются также редкие угловатые, полуокатанные и корродированные зерна кварца, кварцитов, кремня. Встречаются единичные комки глин, мергелей. Основная связующая масса породы (микрит) представлена мелко-микрозернистым карбонатом кальция с участками перекристаллизованного крупнокристаллического кальцита. Она составляет от 20 до 45% известняков. Отмечаются мелкие скопления (иногда в виде каемок) гидроокислов железа. Отношение d_{Fe} колеблется от 1,5 до 4. Содержание карбонатного вещества колеблется от 80 до 96%. Минеральный состав тяжелой фракции представлен гидроокислами железа, магнетитом, гематитом, цирконом, турмалином, гранатами, ильменитом, барит-целестином, авгитом, гиперстеном, обыкновенной роговой обманкой, рутилом, эпидотом, цоизитом.

По данным спектральных анализов содержания обнаруженных химических элементов распределяются в следующем порядке: Ca - 10%; Si - 0,75-3%; Al - 0,75-1,8%; Mg - 0,3-1%; Fe - 0,3-0,75%; NaK - 0,1-0,3%; Ti , Mn , Sr - 0,03-0,1%; Cr , Zr , Ba , Li - 0,001-0,0075%; Cu , Yb - 0,00018-0,00042%; P - 0-0,42%.

В районе развалин с.Эртич в этих отложениях обнаружено сравнительно высокое содержание фосфора (0,42%). Результаты химического анализа приведены в табл. 35,36. Характерна незначительная примесь (до 7%) некарбонатных компонентов в известняках.

Органогенно-обломочные известняки имеют сравнительно большее развитие в верхней части разреза карбонатных пород этой формации, особенно на северном склоне Урц-Вайонцзорского хребта. Снизу вверх по разрезу наблюдается переход от песчано-гравийных (с редкими мелкими гальками), к песчано-алевритовым известнякам. В этом же направлении отмечается уменьшение мощности слоев от 1,5 до 0,2 м. Макроскопически это плотные, желтого, желтовато-розового, светло-серого цвета породы с горизонтальной слоистостью. От вышеописанных биодетритусовых известняков отличаются заметным увеличением обломочных, в т.ч. и некарбонатных зерен. Здесь уже снижается общая карбонатность пород, составляя 55-80%,

часто 65–72%. Терригенные компоненты представлены некарбонатными (кварц, полевые шпаты, обломки кварцитов, полевошпатово-кварцевых песчаников, кремней) обломками угловатой, полуокатанной формы и преимущественно окатанными обломками палеозойских известняков. Следует отметить, что здесь тоже основными породообразующими компонентами являются, в геологическом смысле синхронные осадконакоплению раковины, их детрит и известняковые интракласты известь выделяющих организмов (фораминифер, моллюсков, водорослей, мшанок, кораллов и др.). Целые раковины иногда слабо окатаны. Ядра некоторых раковин заполнены гидроокислами железа, пиритом, глинистым и кремнистым веществом. Связующая масса представлена микрозернистым, участками перекристаллизованным среднезернистым карбонатом кальция. Она составляет 15–45% породы. Отношение кластических компонентов к микриту (гмр) составляет 5,6–1,1. В тяжелой фракции породы обнаружены (в убывающем порядке): гидроокислы железа, гематит, магнетит, пирит, циркон, гранаты, турмалин, барит-целестин, эпидот, биотит, ильменит, рутил, обыкновенная роговая обманка, авгит, цоизит. Содержания малых элементов в органо-обломочных и в вышеописанных микритово-биодетритусовых известняках существенно не отличаются друг от друга.

Конгломераты известковые (преимущественно известняковые) в виде локальных, крупных линз отмечаются в нижней части формации, в районах сс. Арени, Хачик, развалин сс. Зинджирлу, Инкала. Это мелко-крупногалечные, часто хорошо сцементированные породы. Размер псефитовых образований колеблется от 2 до 200 мм, часто составляя 30–50 мм. Гальки и валуны обычно достаточно окатаны, но редко встречаются и слабо окатанные, почти угловатые псефитовые обломки. Последние представлены кремнями, кварцитами. Окатанные псефиты представлены известняками (резко преобладают), мергелями, полевошпатово-кварцевыми песчаниками и обломками эффузивов.

Среди известняков выделяются палеозойские (часто серые, более плотные) и палеоцен-нижнеэоценовые (желтые), светло-серые, сравнительно менее плотные) разновидности. Состав гравийно-алевритового заполнителя мало отличается по петрографическому составу от галек и валунов.

Но здесь встречаются также зерна кварца, полевых шпатов и некоторых акцессорных минералов. Цемент карбонатный (кальцитовый).

В районе между сс. Арени-Арпи содержание цемента достаточно высокое и отмечаются переходы от конгломератов к гравийно-галечным известнякам.

По данным спектрального анализа содержания химических элементов распределяются в следующем порядке: са 10%; si, Al, Fe, Mg — 0,32–3%; Na, K — 0,1–0,18%; Ti, Mn, Sr — 0,01–0,56%; Zr, Cr, Ba, Yt, Li — 0,001–0,0032; Ni, Cu, Yb, Ga — 0,00013–0,00042%.

Подробное описание известковых гравелитов, песчаников, алевролитов, глин и мергелей мелководной терригенно-карбонатной субформации приводится в монографии А.А. Садогана /1989/. Выходы пород мелководной терригенно-карбонатной формации имеются и в среднем течении бассейна р. Агстев. Наиболее типичные и хорошо палеонтологически охарактеризованные разрезы отложений прослеживаются в окрестностях с. Софлу. Отложения дания-палеоцена залегают трансгрессивно с базальными конгломератами в основании на известняках и мергелях верхнего сенона. Мощность суммарная не превышает 50 м. Породы формации представлены массивными и крупно-слоистыми, реже среднеслоистыми известняками светло-серого, желтовато- или розовато-серого цвета. Отдельные горизонты известняков содержат в большом количестве конкреции кремня. Под микроскопом определяется органогенно-детритовая структура породы. Наиболее распространены мелкодетритовые известняки, значительно реже встречаются крупнодетритовые разности. В известняках заключены многочисленные остатки фауны. Среди них преобладают водоросли и фораминиферы, сравнительно меньше мшанок.

Аналогичное строение субформация имеет в пределах Папакарского и Иджеванского синклиналиев в разрезе у пос. Узунталинская почта, с. Ревазлу. По всей площади развития мощность субформации не остается выдержанной, нулевые мощности показательны для зоны поперечного Агстевского прогиба.

Судя по составу пород и фаунистическим остаткам, осадконакопление протекало в прибрежном мелководье нормально соленого морского бассейна. Значительная примесь обломочного материала и ее полимиктовый состав свидетельствуют об интенсивном размыве вулканогенно-осадочных и карбонатных толщ юрского и мелового возраста. Плохая степень окатанности обломков указывает на близость источников сноса, к которому, по всей вероятности принадлежат Алавердское и Мургузское поднятия.

Поздний эоцен – ранний олигоцен .
Субформация рифогенных органогенных
построек нижнемолассовой формации

Верхний эоцен–нижнеолигоценовое (субформация рифогенных органогенных построек) карбонатонакопление в исследованном регионе имело неравномерный характер на фоне преобладающего терригенного осадконакопления. Интенсивное накопление карбонатного вещества и заметное распространение органогенных построек наблюдается в восточной части Еревано–Ордубадской подзоны (бассейн р. Арпа) и подчиненное – в западной ее части (бассейны рр. Веди, Раздан).

Рифогенные известняки органогенных построек являются характерными образованиями верхнего эоцена – нижнего олигоцена Еревано–Ордубадской подзоны. Они имеют заметное распространение в бассейне р. Арпа и в виде небольших локальных построек встречаются в бассейнах рр. Веди и Раздан. Наибольшее развитие ископаемых органогенных построек палеогена (Садоян, Асланян, 1981) наблюдается в разрезе верхнего эоцена–олигоцена Вайоцзора. Они представлены биогермами, изредка биостромами и мелкими банками. Органогенные постройки обособлены друг от друга, хорошо обнажены и часто не перекрыты более молодыми отложениями. Самой крупной, сложной органогенной постройкой является Шрештикар–Спитаксарский массив. Сохранившиеся от эрозии размеры этого карбонатного рифогенного образования следующие: площадь около $9,5 \text{ км}^2$, длина (протяженность с северо–запада на юго–восток – 5 км, ширина на севере – 2,5 км, на юге – 1 км. В северной части массива четко выделяются Шрештикарские скалы, высотой около 80 м, которые являются группой биостел или обособленным биогермом. На восточной, северо–восточной частях Шрештикар–Спитаксарского массива контакты с подстилающими породами нерезкие, с пологой, выровненной поверхностью карбонатного тела. На западе, юго–западе местами оно круто обрывается, образуя отвесные стены мощностью 40–60 м. В разрезе этих обрывов по трещинам напластования выделяются несколько крупных пластов известняков мощностью 10–15 м, макроскопически почти не отличающихся друг от друга. В строении этой крупной, сложной органогенной постройки ядро и склоновые (шлейфовые) фации часто четко не выделяются. Склоновые фации обломочных карбонатных пород в пределах описываемого массива имеют ограниченное распространение. Останцы слоев, отдельные линзы брекчия–конгломерато–

видного известняка мощностью 2–5 м отмечены к юго-востоку от вершины г. Спитакасар на расстоянии 2–4 км, в верхней части разреза рифогенного массива. Известняковые обломки, диаметром 2–10 см, имеют угловатую, полуокруглую форму и почти однородный петрографический состав. В теле Спитакасар-Шрештикарского массива редко встречаются крупные пустоты и вертикальные трещины шириною до 2 м. Последние (проломы), вероятно, являются следами бывших желобов внешнего склона рифовой постройки. Рифогенные известняки этого массива залегают в основном на мелкообломочных (на севере) и на крупнообломочных (на юге) вулканогенно-осадочных породах. У южной окраины массива обнажается небольшой выход габбро-диоритов.

Крупной органогенной постройкой является также Зейтинский массив, общей площадью около 8 км². Средними (по размеру) обособленными карбонатными массивами в виде прерывистой цепи, протягивающимися с юго-востока на северо-запад являются Азатекская, Агаракадзорская, Ехегнадзорская, Шатинская, Гетапская, Риндская, Элшинская, Ланджарская, Шагапская, Урцадзорская и Шорахбурская рифовые органогенные постройки. Кроме вышеописанных сравнительно больших рифогенных карбонатных массивов в бассейне р. Аракс встречаются многочисленные мелкие органогенные постройки.

Основными типами пород, слагающими вышеуказанные органогенные постройки являются биогермные известняки и брекчие-конгломератовидные, гравийно-песчаные известняки шлейфовой фации, с резким преобладанием первых. Макроскопически известняки ископаемых органогенных построек светло-желтого, желтого, буровато-желтого, светло-серого, реже почти белого цвета, крепкие породы с кристаллическизернистым и раковистым изломом. Текстура их массивная, реже – массивнослоистая и инкрустационная. Структура породы преимущественно биоморфная, цельнораковинная и органогенно-детритовая. В известняках органогенных построек встречаются участки яснозернистого кристаллического кальцита, иногда в виде мозаичных агрегатов. Наблюдаются также участки, сложенные микрозернистым, часто мутным афанитовым карбонатом кальция. Основными породообразующими биогенными компонентами (рифостроителями) вышеописанных ископаемых органогенных построек являются водоросли, кораллы, фораминиферы и (иногда) мшанки. В отдельных органогенных постройках и в разных участках крупных органоген-

ных карбонатных массивов наблюдается некоторое изменение процентного содержания указанных биогенных компонентов. В известняках внешнего вала (Гаджималский, Шрештикарский, Зейтинский) отмечается частичное преобладание водорослей и кораллов, а во внутреннем вале — увеличение содержания фораминифер. В густозаселенных рифовых зарослях обитали также двустворки, брюхоногие (часто крупные, сверлящие формы), морские ежи и другие рифолюбые. В известняках Зейтинского массива даже сохранились зубы акул. Биогенные компоненты, слагающие каркас органогенной постройки, сцементированы мелким детритом и микрозернистым, возможно отчасти хемогенным карбонатом кальция (Henson, 1950; Mazzei and Cys, 1979, Swart, 1979). Обычно внутренняя часть органогенных построек заметно перекристаллизована. Больше и быстрее других компонентов перекристаллизуются кораллы, меньше — вероятно водоросли (Диагенез и катагенез осадочных образований, 1971).

В известняках органогенных построек района сс. Фхегнадзор и Малишка редко встречаются небольшие участки преимущественно коралловых известняков с мелкими скоплениями целестина. Целестиновые скопления (жеоды) образовались в пустотах внутренней, почти полностью перекристаллизованной части органогенных построек, а на наружной поверхности, где хорошо сохранились очертания кораллов, они не наблюдаются.

Биогермные известняки вышеуказанных карбонатных массивов характеризуются незначительным содержанием или отсутствием терригенного материала и высокими значениями (до 98,9%) карбонатности. В конгломерато-песчаных известняках шлейфовой фации содержание карбонатного вещества снижается, составляя 61–75%. Следует отметить, что брекчии, гальки (почти полностью) и преобладающая часть гравийно-псаммитовых зерен по составу не отличаются от биогермных известняков, слагающих остов рифовых массивов. Но в породах шлейфовой фации присутствует также заметная примесь некарбонатного терригенного материала. В минеральном составе известняков органогенных построек кроме породообразующего кальция установлены: кварц, плагиоклазы, пирит, лимонит, магнетит, авгит, барит-целестин, биотит, эпидот, обыкновенная и базальтическая роговые обманки. Содержание барит-целестина, авгита, биотита, амфиболов в органогенных постройках внутреннего вала в Вайондзоре заметно выше, а пирита — ниже, чем в биогермных из-

вестняках внешнего вала. Результаты химического анализа (табл. 37) показывают, что известняки органогенных построек бассейна р. Аракс преимущественно низкомагнезиальные, где содержание MgO часто составляет 0,5–0,8%. Они характеризуются незначительным содержанием SiO_2 , щелочей, окислов железа, алюминия. В некоторых пробах обнаружены окислы стронция. По данным спектрального анализа (табл. 38), содержания выявленных в известняках органогенных построек химических элементов распределяются в следующем порядке: Ca 10%; Mg 3,2–0,42%; Si , Al , Fe 1–0,1%; Sr 3,2–0,01%; Ba 1,0–0,003%; Na , K , Ti , Mn 0,56–0,01%; Ni , Cr , Cu , Ga , Yt , Li 0,0024–0,0001%. Следует добавить, что в основании некоторых рифогенных массивов Вайоцзора наблюдаются слои кремнистых известняков. В районе вершины горы Спитаксар вместе с кремнистыми известняками встречаются также единичные прослойки доломитизированных известняков и известковых доломитов бледно-розового, оранжевого цвета. Данные химического и спектрального анализов доломитизированных известняков и доломитов приведены в табл. 37, 38. На окраинах Ехегнадзорского и особенно в основании южной, шлейфовой фации Спитаксар–Шрептикарского массивов наблюдаются слои органогенных (нуммулиты, моллюски, одиночные кораллы с преобладанием первых) известняков. Интересно отметить, что в низах этого разреза, в контактовой зоне с силлом габбро–порфирита раковины, особенно нуммулитовые, покрыты тонкой черной каймой. Вверх по разрезу цвет раковин постепенно осветляется.

Известняки органогенно-детритовые имеют небольшое распространение в разрезах нижнемолассовой формации. В Араксинской зоне, особенно в ее Еревано–Вайоцзорской части с севера, северо-запада на юг, юго-восток в разрезах формации отмечается заметное увеличение частоты встречаемости и общей мощности слоев известняков. Это тонко-толстослоистые, реже массивнослоистые (особенно в районе г. Спитаксар), плотные, крепкие, изредка сравнительно слабо сцементированные, ракушнякоподобные породы светло-серого, желтого и буровато-желтого цвета. Плотные известняки местами (например в районе с. Малишка) четко выделяются в окружающем песчано-глинистом разрезе в виде карнизов. Основная связующая масса породы представлена микро-мелкозернистым, участками крупнокристаллическим калцитом. Значительную часть породы (около

Химический состав известняков органогенных построек
нижнемолассовой формации Араксинской зоны

№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO
50	1,04	—	0,29	0,42	0,43	0,09	52,58	0,87
4572	1,30	—	0,30	0,15	—	—	55,40	0,20
4710	1,93	—	1,12	0,08	0,56	0,02	52,50	1,04
3503	1,36	—	—	1,21	0,57	—	53,08	1,55
3525	5,26	—	1,12	0,54	0,43	—	49,31	0,52
3019	4,94	—	0,47	1,17	0,93	—	49,70	0,55
3022	0,75	—	0,77	—	0,70	—	52,71	4,50
3029	4,03	—	—	2,12	0,86	—	50,33	0,62
95	0,83	сл.	0,64	0,18	—	—	54,30	сл.

Продолжение табл. 37

SrO	BaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	SO ₃	S ₀	H ₂ O	n.n.n.	Сумма
.		0,10	0,05	0,10	43,10		0,08		0,11	99,26
		0,11	0,06	—	42,40		—	—	—	99,92
		0,20	0,10	0,23	42,70		—	0,02	—	100,50
0,04		0,17	0,04	0,39	39,22	0,04	0,51	0,02	1,12	99,43
0,03		0,65	0,22	0,34	41,95	—	—	0,04	0,31	100,72
0,04		0,17	0,07	0,39	40,35	0,02	—	0,08	0,41	99,39
0,05		0,20	0,02	0,39	39,21	0,03	—	—	0,31	99,64
0,07		0,12	0,05	0,34	40,64	—	—	0,06	0,14	99,40
0,45 сл.		0,32	—	—	43,59	1,25	—	—	—	101,56

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

40%) составляют раковины мелких и крупных (преимущественно нуммулиты) фораминифер, фрагменты водорослевых, коралловых и мшанковых образований, редко обломки моллюсков. Некарбонатные терригенные песчано-алевритовые, реже — гравийно-песчаные зерна составляют от 3-5 (бассейн р.Веди) до 20% (бассейн р.Арпа) объема породы. Имеют полускатанную, угловатую форму, иногда разье-

Т а б л и ц а 38

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

Эле- мен- ты	М е р г е л и		Известняки органо- генно-обломочные		Известняки рифогенные	
	от - до	средн.	от - до	средн.	от - до	средн.
Mn	420 - 10000	3473	1800 - 30000	6577	320 - 30000	3286
Ni	6 - 32	12	0 - 10	4	0 - 18	5
Co	20 - 24	21	0 - 32	6	0 - 10	2
Ti	4200-6500	5105	100 - 3000	1138	75 - 4200	838
V	300-420	326	0 - 180	20	0	0
Cr	10-32	18	0 - 100	28	0 - 18	5
Zr	65-100	73	0 - 56	23	0 - 42	15
Cu	65-320	125	6 - 130	25	1 - 30	8
Pb	0-10	3	0 - 4	1	0	0
Zn	30-100	41	0	0	0	0
Ga	30-42	35	0- 13	2	0 - 13	2
Yt	24-30	26	0 - 56	23	0 - 10	1
Yb	3-13	5	0 - 6	1	0	0
Sr	100 - 2000	650	240-32000	4166	180 - 3000	557
			240-1000	380	180 - 3200	2585
Ba	240 - 2000	745	0 - 10000	938	3 - 240	67(10)
			0 - 750	32	3 - 10000	969(11)
Li	0 - 24	8	0 - 32	10	0 - 6	1
Be	1 - 1	1	0 - 1	1	0 - 1	0,125

денные контуры и представлены полевыми шпатами (преимущественно плагиоклазы), андезитами, андезито-базальтами, кварцем, силицитами. Редко наблюдаются мелкие скопления хлорита, пирита и гидроокислов железа. Карбонатность известняков колеблется от 55 до 90%, в среднем заметно уменьшаясь в разрезах Вайоцдзора. Здесь, особенно в районе с.Малишка, в слоях органогенных известняков нередко встречаются скопления целестина в виде жеод размерами от 3х3х5 см до 5х10х15 см. Они представлены крупнокристаллическим целестином голубого, голубовато-белого, желтовато-голубого цвета. Генезис целестиновых образований рассмотрен в работе А.А.Садояна

и Г.М.Мкртчяна (1980). Отметим, что в указанных породах основным источником стронция нужно считать карбонатные образования, состоящие из биохомогенного цемента, раковин и детрита. Дополнительным источником, вероятно, являются полевые шпаты и продукты вулканической деятельности (Stanley, Faure, 1979). Известно, что первоначально значительная часть кораллово-водорослевых карбонатных образований и раковин многих моллюсков, фораминифер и других известково-выделяющих организмов была сложена преимущественно арагонитом (Карбонатные породы, т. I, 1970; т. II, 1971; Kalp et al., 1952; Siegel, 1960). В силу изоморфизма стронция и кальция в кристаллических решетках карбонатных минеральных образований, особенно арагонитовых, в благоприятных условиях участвует и стронций, который частично замещает кальций. Таким образом, в верхний эоцен-олигоценное время известково-выделяющими организмами из морской воды наряду с кальцием поглощено и накоплено значительное количество стронция. В стадии диагенеза и катагенеза, после инверсии арагонита в кальцит происходит перераспределение вытесненного стронция. Соединившись с сульфат-ионами подземных вод, стронций отлагается в порах и пустотах пород преимущественно в виде целестина. Редко в некоторых пустотах под микроскопом наблюдается тонкая кайма ангидрита-гипса, садка которых из поровых вод обычно предшествует садке заполняющей пустоты целестина (Бурков, Подпорина, 1962). В стадии катагенеза и гипергенеза иногда образуются невыдержанные инфильтрационные жилы целестина. Таким образом, первоначальное извлечение из морской воды и накопление стронция в карбонатных отложениях происходит биогенным путем, а дальнейшее постседиментационное преобразование и минеральное скопление — хомогенным способом. По данным иммерсионного анализа в минеральном составе органогенно-детритовых известняков присутствуют лимонит, гематит, магнетит, пирит, барит-целестин, биотит, эпидот, авгит, циркон, обыкновенная роговая обманка, гиперстен и рутил.

Результаты химического анализа органогенно-детритовых известняков, в том числе и с жеодами целестина из прожилка приведены в табл. 39. Характерно высокое содержание целестина в жеодах и жилах Малишкинского месторождения. Данные спектрального анализа приведены в табл. 38. Следует отметить, что сравнительно большим рудным образованиям стронция как правило, соответствуют замет-

ные содержания бария, в силу изоморфизма этих элементов (Турекян, Калп, 1959).

Мергели тоже являются сравнительно мало распространенными породами в разрезах нижнемолассовой формации Араксинской зоны. Представлены серыми, светло-серыми, буровато-желтыми, средне-толстослоистыми плотными породами. Структура их алевро-пелитовая, реже псаммо-алевро-пелитовая. Основная масса породы сложена микро-мелкозернистым кальцитом и глинистым веществом. Глинистые минералы представлены монтмориллонитом и гидрослюдами, с преобладанием первых. В ней рассеяны известковые раковины микрофауны. Обломочные зерна псаммо-алевритовой размерности имеют угловатую, полуокатанную форму и составляют 5-10%, изредка до 28% веса породы. В их составе преобладают полевые шпаты и кварц. Редко встречаются обломки силицитов и вулканитов. В минеральном составе тяжелой фракции мергелей обнаружены: гидроокислы железа, магнетит, гематит, авгит, обыкновенная и реже базальтическая роговая обманки, барит-целестин, биотит, пирит, актинолит, циркон, эпидот, цоизит, гранаты. Данные химического и спектрального анализов представлены в табл. 38, 39.

Окремнелые известняки или известняки со стяжениями кремня в виде нечетко выраженного горизонта обнажаются в верхней части разреза формации нижних моласс Арпинской синклинали. В районах сс. Дайлахлу, Ехегнадзор, Зейта, Азатек они залегают в верхней части пестроцветной туфогенной пачки, представленной известковистыми туфогравелитами, туфопесчаниками, туфоалевролитами и туфоаргиллитами. В районе вершины г. Спитаксар выделяется пачка мощностью 15 м, представленная чередующимися слоями кремнистых известняков, доломитизированных известняков, известковых доломитов и окремненных, слабо доломитизированных, лимонитизированных известняков, известковых доломитов и окремненных, слабо доломитизированных, лимонитизированных туфопесчаников и туфоалевролитов. В верхней части этой пачки наблюдаются два сравнительно мощных (до 2 м) слоя окремнелых известняков с крупными стяжениями разноцветных кремней. Эта пачка перекрывается рифовыми известняками, образующими массив г. Шрешти-кар. В районах сс. Зейтун и Азатек кремнистые известняки тоже перекрываются рифовыми известняками. По данным Э.К.Депплеса (1971), кремнистые известняки нередко встречаются в самых нижних частях рифовых образо-

ваний. К западу и востоку от с.Малишка встречаются единичные мелкие (площадью до 100 м^2) выходы кремнистых известняков (мощностью 1,5–3 м), залегающих непосредственно на туфоконгломератах верхнего эоцена. К юго-западу от с.Гетап кремнистые известняки залегают на песчано-глинистой толще верхнего эоцена. Таким образом, кремнистые известняки, стратифицированные в разрезе верхней части верхнего эоцена, являются не четким, но довольно характерным литологическим репером. Цвет кремнистых известняков желтый, светло-желтый, буровато-желтый, фиолетово-серый. Наблюдающиеся в них кремнистые стяжения разноцветные: матово-белые, светло-серые, серые, голубовато-серые, фиолетово-серые, бурные и почти черные. Мощность слоев кремнистых известняков колеблется от 0,5 до 6 м, часто 1–1,5 м. Размеры и форма кремнистых образований разные: мелкие (0,01–10 см) включения, крупные (до 80 см) и пластообразные линзы длиной до 2 м и максимальной мощностью до 40 см. В крупных слоях линзовидные стяжения кремня нередко ориентированы вдоль плоскости наложения, образуя две-три прерывистые полосы. Иногда их расположение хаотичное. Как правило, кремнистые стяжения имеют угловатую, причудливую и, очень редко, округлую форму. Кремнистое вещество представлено халцедоном, кварц-халцедоновыми образованиями. Очень редко отмечаются полуокруглые (с глинисто-лимонитовой каймой) псаммитовые зерна, заполненные микрозернистым опалоподобным материалом. Кварц-халцедоновые кремни под микроскопом при скрещенных николях имеют кварцитовидную, мозаичнобластовую разнозернистую (преимущественно алевро-псаммитовую) структуру. Наблюдается также халцедон волокнистого радиальнолучистого строения. Кварц-халцедоновые новообразования встречаются как в перекристаллизованных мелко-среднезернистых кальцитовых участках, так и в микрозернистом карбонатном материале. Пока трудно сказать, в каких карбонатных структурах они имеют более селективное развитие. И.В.Хворова (1968) отмечает, что чем больше органического и глинистого материала, тем хуже раскристаллизован кремнезем. Характерно, что в кремнистых известняках почти не наблюдаются (вероятно, не сохранились) известковые раковины. Содержание карбонатного вещества в кремнистых известняках составляет 35–86%. Оно представлено кальцитом и доломитом. В районе г.Спитак-сар содержание доломита заметно возрастает (табл.40). Здесь появляются

Т а б л и ц а 39
Химический состав пород и руд нижнемолассовой
формации Араксинской зоны

№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO		CaO	MgO	SrO	BaO
I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
2I	11,17	сл.	4,74	0,53	-	-	40,36	сл.	5,93	сл.
I64	1,40	сл.	0,01	0,99	-	-	6,27	0,73	39,80	3,20
I65	2,00	сл.	0,03	2,13	-	-	2,40	0,25	45,76	сл.
96	49,00	0,50	10,91	7,46	-	-	10,00	1,64	сл.	сл.
I02	2,93	-	2,61	1,44	-	0,55	51,88	1,40	-	-
93	30,63	0,39	9,12	4,56	-	0,10	25,55	2,09	-	-

Продолжение табл. 39

Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	SO ₃	собщ.	H ₂ O	п.п.п.	Сумма
I2	I3	I4	I5	I6	I7	I8	I9	20
0,51	-	-	30,71	5,91	-	-	0,44	100,30
сл.	сл.	-	4,64	39,69	-	-	4,92	101,65
сл.	сл.	-	1,54	43,25	-	-	2,04	-
0,47	-	-	-	1,03	-	-	17,56	98,57
0,25	-	-	-	-	-	0,33	38,48	99,87
0,65	1,50	-	-	-	-	3,79	22,21	100,59

Обр.2I - органогенный известняк с жеодами целестина; обр. I64 - целестин из жеода; обр. I65 - целестин из прожилка; бассейн р. Арпа, район с. Малишка; обр. I02 - известняк органогенно-детритовый; обр. 93 - мергель, бассейн р. Веди, район с. Урцадзор.

окремненные доломитизированные известняки и известковые, кремнистые доломиты. Наблюдается также примесь обломочных некарбонатных частиц алевро-псаммитовой размерности.

В минеральном составе кремнистых известняков, кроме кальцита, установлены: халцедон, кварц, доломит, гематит, плагиоклазы, маг-

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

Химический состав разноцветных кремней и кремнистого известняка проведен в табл. 40. Содержание SiO_2 в кремнях колеблется от 94,63 до 97,00%, в среднем составляя 96,03%. Содержания малых элементов в кремнистых известняках и кремнях приведены в табл. 41. Содержание большинства малых элементов в кремнистых известняках и кремнях ниже чем в органогенно-обломочных известняках, за исключением никеля и меди. В кремнях заметно выше содержание меди и мышьяка. В них обнаружены также молибден и серебро. Следует отметить, что чередование кремнистых известняков с туфогенными породами свидетельствует о связи щелочного вулканизма основного-среднего состава с кремненакоплением.

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

В минеральном составе доломитовых пород присутствуют доломит, кальцит, лимонит, пирит, гематит, магнетит, авгит, биотит. Основная связующая масса породы представлена мутным мелко-микрозернистым карбонатным веществом, составляющим от 50% (в сильно кремнистых известковых доломитах) до 86% (в слабо окремненных известковых доломитах). Мутный облик карбонатного материала преимущественно связан с присутствием точечных, мелких скоплений гидроокислов и окислов железа. На этой мутной поверхности нередко четко выделяются (в шлифах) белые, светло-желтые, чистые кристаллы доломита, часто ромбической формы, размером от 0,03 до

Т а б л и ц а 40

Химический состав кремней и окремненных, доломитизированных пород нижнемолассовой формации Араксинской зоны

№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	HgO
I	2	3	4	5	6	7	8	9
4108	97,00	—	0,10	0,02	2,27	—	0,67	0,07
584I	96,11	0,06	1,56	0,23	0,49	0,03	0,63	0,07
58I4	96,40	0,06	0,73	0,51	1,13	0,03	1,33	0,03
5552	94,63	0,75	0,28	0,05	0,87	—	2,03	0,54
4206	3,25	0,02	1,59	0,39	0,56	1,00	48,63	3,62
30I2	37,04	0,80	12,39	4,30	3,16	0,32	14,11	6,15
46I4	32,01	0,46	10,25	6,07	0,78	0,44	16,02	7,14
30I6	8,44	—	2,54	1,42	0,84	0,55	29,57	15,78

Продолжение табл. 40

Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	S _{общ.}	H ₂ O	n.n.n.	Сумма
I0	II	I2	I3	I4	I5	I6	I7
0,05	0,12	—	—	—	—	0,40	100,70
0,13	0,45	—	—	—	0,02	0,07	100,55
0,11	0,12	—	—	—	0,09	0,08	100,71
0,13	0,10	0,05	1,76	—	—	0,17	100,36
0,13	—	0,04	41,40	—	—	—	100,63
1,30	0,90	0,17	15,55	—	0,40	4,07	100,66
0,15	0,66	0,04	23,30	0,21	1,12	0,53	99,18
—	—	0,16	40,00	—	0,08	0,30	99,48

Кремни разноцветные: обр. 4108, 58I4a, 58I4b, 5552; обр. 4206 — кремнистый известняк; обр. 30I6 — кремнистый доломит; обр. 30I2, 30I7, 46I4 — туфогенные окремненные, доломитизированные породы. Все образцы из басс.р. Арпа.

Т а б л и ц а 4I

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

Эле- мен- ты	Кремнистые из- вестняки		К р е м н и		Доломиты и доло- митизированные породы	
	от - до	средн.	от - до	средн.	от - до	средн.
Mn	750-5600	2916	130-180	155	2400-10000	3520
Ni	10-56	26	0-75	37	0-18	12
Co	0-10	7	0	0	10-18	13
Ti	420-3200	1393	320-560	440	180-3200	1267
V	0	0	4	4	4-42	15
Cr	3-10	5	0-3	2	0	0
Cu	7-56	29	42-560	300	32-240	134
Pb	0-4	1	0-180	90	0-10	3
Zn	0	0	0-100	50	0-32	11
Ga	0-6	2	0-1	1	0-3	2
Yt	0-10	3	0	0	0-10	3
Yb	0-1	1	0	0	0-1	1
Sr	0-130	77	0-100	50	130-1000	456
Ba	0-32	15	0-56	28	18-1000	373
Li	0-2	1	0	0	0-24	8
Be	0-1	1	0	0	1-2	1
Ag	0	0	0-4	2	4-24	9
Mo	0	0	0-3	2	0-3	1
As	0	0	0-1000	500	0	0
Zr	0-56	22	10	10	0-56	22

0,12 мм. обычно они оконтурены тонкой (0,01-0,03 мм) каймой гидроокислов железа. В породах наблюдаются разнообразной, часто оваловидной, изредка призматической формы пустоты средних размеров - 0,02-0,20 мм, часто заполненные белым, почти изотропным веществом. Оно представлено опалом, опал-халцедоном. Встречаются также редкие, почти изотропные зерна, по структуре (без анализатора) похожие на обломки вулканических пород. Характерно почти полное отсутствие известковых и кремнистых раковин в доломи-

тах. В минеральном составе доломитовых пород присутствуют доломит, лимонит, пирит, гематит, магнетит, авгит, биотит.

Результаты химического (силикатного) анализа (табл. 40) показывают, что образец 30I6 можно отнести к кремнистым доломитам, а образцы 30I2, 46I4 и 30I6 — к туфогенным окремненным, доломитизированным породам.

Данные спектрального анализа приведены в табл. 4I. Характерны высокие содержания марганца, меди и серебра. Содержание остальных малых элементов ниже или равно их кларковым показателям. Таким образом, ассоциация кремнистых известняков и доломитов с туфогенными породами, их сравнительно близкое расположение к Ага-ракадзорской и Дайлахлинской вулканическим постройкам (Дарбашян, Садоян, 1978) указывает на тесную связь вулканизма, кремненакопления и доломитообразования. Она подтверждается также литературными данными по верхнеюрским (Мандалян, 1979), верхнемеловым (Сатиян, 1974, Степанян, 1979) отложениям Армении и других геосинклинальных областей (Хворова, 1957; Гречин, 1984 и др.).

Этапы карбонатонакопления в палеогеновое время

В палеогене максимум карбонатонакопления приходится на палеоцен-нижний эоцен и верхний эоцен-нижний олигоцен. В этом интервале образовались отложения терригенно-карбонатной флишевой и карбонатно-терригенной мелководной формаций.

Отложения терригенно-карбонатной флишевой субформации мощностью до 1500 м накопились в умеренно-глубоководных частях морского бассейна (Араксинская зона и смежные области Малого Кавказа). С удалением от основных областей сноса (островные блоковые поднятия фундамента с палеозойскими отложениями невулканического характера) наблюдается (особенно в северном направлении) утонение фаций и уменьшение общей мощности субформации. В этом же направлении происходит также переход от верхних вееров (конусов выноса) турбидитов к нижним. Основными типами пород этой субформации являются известковые гравелиты, песчаники, алевролиты, гравийно-псаммитовые, псаммо-алевритовые органогенно-обломочные известняки и мергели с преобладанием последних. Редко встречаются конгломераты и известковистые глины. Главными породообразующими компонентами, кроме карбонатной связующей мас-

сы, считаются органогенно-детритовые (водорослевые, коралловые, мшанковые, фораминиферовые, криноидные и др.) интракласты, кварц, полевые шпаты, обломки палеозойских известняков, офиолитокласты, а также гидрослюда и монтмориллонит. Характерные ассоциации минералов тяжелой фракции: пирит, магнетит, лимонит, гематит, ильменит, хромшпинелиды, гранаты, циркон, турмалин, эпидот.

Отложения терригенно-карбонатной мелководной субформации (мощностью до 150 м) формировались в узких шельфах вышеуказанных островных поднятий, особенно в Урц-Вайоцзорской подзоне Араксинской зоны. Здесь сохранились преимущественно разрезы нижнеэоценовых отложений, представленных конгломератами (часто с гальками палеозойских известняков), гравийно-алевритовыми органогенно-детритовыми известняками и реже мергелями. Состав породообразующих компонентов и характерных минеральных ассоциаций мало отличается от аналогичных образований терригенно-карбонатной флишевой субформации.

Верхний эоцен-нижеолигоценовое (субформация рифогенных органогенных построек) карбонатонакопление в исследованном регионе имело спорадический характер на фоне преобладающего терригенного осадконакопления. Рифогенные постройки бассейна р. Арпа и отчасти в бассейнах рр. Веди, Раздан включают береговые барьерные рифогенные образования, биогермы, банки и более мелкие органогенные постройки. Наиболее крупные из них Шрештикар-Спитакский массив. В отдельных органогенных постройках их основные биогенные компоненты (рифостроители и рифоллюбы) встречаются в разных соотношениях. Главными типами пород органогенных построек являются биогермные известняки и известковые конгломерато-брекчии с резким преобладанием первых. Кроме конгломерато-брекчиевых известняков к шлейфовым фациям карбонатных рифогенных массивов относятся также мелкообломочные органогенно-детритовые известняки. Основными породообразующими биогенными компонентами (рифостроителями) вышеописанных ископаемых органогенных построек являются водоросли, кораллы, фораминиферы и (иногда) мшанки. Рифоллюбы представлены двустворками, брюхоногими, морскими ежами и другими. Биогенные компоненты, слагающие каркас органогенной постройки, сцементированы мелким детритом и микрозернистым, возможно отчасти хемогенным карбонатом кальция. Последний, вероятно первоначально был представлен арагонитом и магнезиальным каль-

цитом. В минеральном составе биогермных известняков кроме породообразующего кальцита установлены: кварц, плагиоклазы, пирит, лимонит, магнетит, авгит, барит, целестин, биотит, эпидот, обыкновенная и базальтическая роговые обманки. Ассоциация магнетит, авгит, биотит, обыкновенная и базальтическая роговые обманки преимущественно связана с соседними, а иногда и с подстилающими органогенные постройки вулканическими образованиями верхнего эоцена-олигоцена. В основании некоторых рифогенных массивов отмечаются слои кремнистых и доломитизированных известняков. Наблюдается генетическая связь между разломами, вулканическими образованиями и органогенными постройками Араксинской зоны. Палиоцен-нижнеэоценовых известняках и в верхний эоцен-олигоценовых карбонатных органогенных постройках выявлены и разведаны мелкие и полупромышленные скопления целестина. Химически достаточно чистые известняки рифогенных массивов можно использовать в разных отраслях народного хозяйства.

В палеогене Армянское нагорье, в том числе и Араксинская зона, а в палеоцене Малый Кавказ находились в тропическом и субтропическом климатическом поясе. Морские бассейны карбонатного и терригенно-карбонатного осадконакопления характеризовались нормальной соленостью^х и газовым режимом (Садоян, 1989; Садоян, Мкртчян, 1980). Палеогеновое осадконакопление происходило в гумидных условиях с некоторой тенденцией аридизации в олигоцене.

^х Повышенная стронциеносность осадков дания-палеоцена, наличие целестина в тяжелой фракции (Сатиан, Мкртчян, 1972), местами огипсованность пород указывают на повышенную соленость морского бассейна ю-з части региона, скорее всего связанную с аридизацией климата, с завершением сенонской трансгрессии моря и расчленением рельефа в результате складчатости на границе сенона и дания-палеоцена. Резкие латеральные изменения фаций и мощностей отложений дания-палеоцена и преобладание калькаренитового материала во флишевых ритмопачках указывают на незначительные глубины бассейна и главный источник сноса - известняковые поднятия, сложенные породами сенона и палеозоя-триаса (Сатиан, 1979).

5. ПОЗДНИЙ ПЛИОЦЕН-ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Верхний плиоцен-четвертичные карбонатные накопления представлены двумя главными разновидностями: пресноводными (озерными) известняками и травертинами. Первые, развитые в составе диатомитовой формации, имеют локальное развитие. Вторые – слагают значительные мощности (от 5–10 м до 100–120 м) и имеют протяженное развитие. Рассмотрим особенности их состава и условия формирования.

Пресноводные известняки развиты в составе диатомитовой формации, сложенной чередующимися пачками диатомитов, диатомитовых глин, туфов, вулканомиктовых песчаников и алевролитов, а также смешанных разновидностей (песчаных, алевролитистых, глинистых, реже известковистых) диатомовых пород (Авакян, 1992). В пределах центральной складчатой зоны Армении эта формация прерывистой полосой протягивается с северо-запада на юго-восток от бассейна р. Аху-рян до р. Воротан. Ее максимальная мощность в Сисианском и Ширакском разрезах достигает до 350–400 м. В нескольких участках развития (Приереванском – Дзорахпур, Арзни; Ширакском – Агин) карбонатные накопления приурочены к нижней части разреза формации. Представлены они слоистыми и массивными известняками, содержащими гастроподы *Limnea ovata*, *Helix* sp. и др. Мощность известняков 3–4 м. Макроскопически это светло-серые и кремовые, пористые и крепкие породы с раковистым изломом. В шлифах видно, что порода сложена мелко-среднезернистым кальцитом с редкими обломками гастропод. Некарбонатный компонент (от 5 до 13,5%) в известняках представлен полускатанными и неокатанными обломками андезито-базальтов и долеритовых базальтов, включая их сильно пористые разности. Кроме того, постоянно встречаются панцыри диатомей. Содержание кремнезема по данным 5 анализов и наблюдениям в шлифах, колеблется в пределах от 9,5 до 12% (табл. 42).

Карбонатные породы верхней части того же разреза представлены ракушечными известняками (2–3 м), которые слагают выдержанный

Т а б л и ц а 42

Химический состав карбонатных пород диатомовой формации

Наименование пород	К о м п о н е н т ы													Сумма	
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	Fe ₂ O ₃	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	CO ₂ н.п.п.		
Известняки кремнистые	9,5	0,2	2,0	н.об.	1,7	0,05	48,0	0,06	0,3	0,1	0,05	1,3	36,3	1,2	100,8
Известняки кремнистые	11,59	0,22	1,7	н.об.	2,67	0,05	45,05	2,15	0,5	0,13	0,16	1,55	33,31	1,14	100,2
Кремнистые ракушечные известняки	7,5	0,09	3,25	н.об.	0,78	0,18	49,25	0,53	0,4	0,2	н.об.	0,1	35,2	3,4	100,8
—"	8,0	0,02	3,0	н.об.	0,9	0,15	47,5	0,6	0,3	0,2	н.об.	0,8	35,0	3,3	99,77
—"	11,0	0,3	4,0	н.об.	1,8	0,2	45,0	0,4	0,4	0,3	н.об.	0,7	35,0	1,1	100,2

Возраст	Мощность в метрах	Породы
Средне- верхне- четвертич.	10-100	Y Y Y Z Z Z v v v
Нижне - четвертичный	350-400	W W W - W - W W - W - - W - W
		W - W - - W - W W - W -
	3-5	v ^ v ^
	0.3-0.4	- - - -
	3-5	^ v ^ v
	5-6	T n T n
Верхний плиоцен- нижне - четвер- тичный	8-10	W W W W W W W W W
	10~50	v v v v v v v v v v v v
Верхний плиоцен	до 200	v ^ v ^ v ^ v ^ v ^ v ^ v ^ v

1

2

3

4

5

6

Рис.16. Положение известняков в разрезе диатомовой формации:
 1 - базальты; 2 - андезито-базальты, андезиты, андезито-дациты
 и дациты; 3 - Озерные отложения: чередование глинистых диатомитов,
 диатомовых глин и ракушечных известняков; 4 - пемзы и пем-
 зовые туфы аниийского типа; 5 - андезито-базальты, дацитовые ла-
 вы и их пирокласты; 6 - глины обожженные, красные, с микростольбча-
 той отдельностью

горизонт в крупной пачке (мощность от 30 до 70 м) сильно известковых глин.

В обнажении это серые и зеленовато-серые плотные породы с беспорядочной текстурой, обусловленной неравномерным содержанием раковин дрейссенсий размерами от I до 6 см. Среди них определены *Dreissensia diluvii* Abich и *Dreissensia polymorpha* Pop. . В шлифах видно, что эти породы слагаются обломками и цельными раковинами дрейссенсий, сцементированными кремнисто-известковистой мелкозернистой массой. В средней-верхней части разреза озерной толщи известняки образуют значительные скопления в окрестностях с. Мармашен по левобережью р. Ахурян вплоть до формирования карбонатно-тефроидной серии мощностью от 70 до 100 м. Представлена она чередованием пачек (6-8 м) рыхлого зеленовато-серого и зеленовато-бурого оглиненного тефроидного материала, содержащего до 12 горизонтов ракушечных известняков, мощностью от 0,20 до 2,2 м. Это плотные и очень крепкие слоистые породы серого и светло-коричневого цвета. В шлифах видно, что известняки слагаются преимущественно удлиненными (0,6-4,5 мм), неотсортированными обломками пеллеципод с тонковолокнисто-пучковидными, пучковидно-ячеистыми и призматическими срезами. Присутствуют также обломки гастропод и микрозернистый кальцитовый заполнитель. Помимо тонкорассеянной пирокластической и вулканотерригенной примеси (от базальт-андезитовой до кислой) известняки содержат округлые включения пористой пемзы с размерами до 1,8x2,5 см. По мере увеличения количества, они формируют в известняках маломощные (2-5 см) пемзовые горизонты, прослеживающиеся на 35-40 м.

В пределах карбонатно-тефроидной серии развиты также смешанные разности известняков, содержащие в количестве 20-50% диатомовую, пирокластическую, вулканотерригенную и глинистую примеси. Вниз по течению р. Ахурян, вблизи с. Арапи, карбонатно-тефроидная серия пространственно замещается диатомовыми глинами, глинистыми диатомитами, вулканотерригенными мелкозернистыми накоплениями. Известняки здесь редки и представлены маломощными прослоями.

Химические анализы ракушечных известняков показывают повышенные содержания кремнезема, что связано с присутствием панцирей диатомей и аморфного кремнезема. Отметим также, что в известняках кровли диатомовой формации местами присутствуют конкреции ангидрита.

Другими характерными карбонатными накоплениями позднего пли-оцена-четвертичного возраста являются травертины, которые раз-виты вдоль Ерахского хребта и в сопредельных участках Араратской долины, в верховьях рек Мармарик, Воротан и Арпа, окрестностях г.Спитак, в Агарцинском ущелье, вблизи курорта Арзни и с.Бужа-кан. Наиболее крупные травертиновые поля мощностью от несколь-ких десятков до 100–120 м развиты в первом из названных пунктов. Травертиновые залежи сложены крепкими литифицированными порода-ми светло-серого, белого, серого и светло-коричневого цвета. Это преимущественно слоистые и реже массивные накопления, имеющие горизонтальное залегание или падающие под углами 5–8°. Наряду с плотными породами среди них развиты также пористые и кавернозные разновидности. В обнажении они чаще характеризуются однородной среднезернистой структурой. Реже развиты крупнокристаллические и пелитоморфные разновидности. Некоторым из них присуща полосчатая, шестовато-крупнокристаллическая (в арагонитовых разновидностях), пи-золитовая, почковидно-натечная текстуры. В небольших по мощнос-ти горизонтах травертинов присутствуют песчано-алевритистая примесь, а также гальки и брекчии древних пород, преимуществен-но известняков. Большинству травертиновых залежей Араратской группы месторождений присуща чистота состава, проявленная в вы-соком содержании карбоната кальция ($\text{CaO} \geq 53\%$ и $\geq 51\text{--}52\%$); низ-ком – кремнезема, глинозема, окиси магния и суммарного железа. Отклонения от этого в большей мере связаны с возрастанием терри-генного материала.

Происхождение травертинов обусловлено сочетанием следующих главных факторов:

- развитие в их обрамлении мощных толщ известняков верхнего палеозоя и верхнего сенона, осложненных разломами, включая опе-ряющие нарушения;
- воздействие на эти же известняки агрессивных глубинных вод с формированием растворов, насыщенных кальцием;
- последующая разгрузка термоминеральных вод (с постепенным остыванием и потерей газовой фазы) в приповерхностных условиях (озерной, болотной, а также русловой и долинной), с осаждением известковых осадков в форме травертинов.

В период литификации травертиновых накоплений и в последующем, после их консолидации, завершённой очевидно, ко времени осуще-

ния пресноводных водоемов, они испытали длительно проявленную кальцитизацию. Процесс этот, связанный с подъемом и разгрузкой термальных вод по тектоническим трещинам и межпластовым пространствам, приводит к формированию куполовидных и линзовидных залежей с натечными текстурами. С этим же явлением связано образование в травертинах кальцитовых прожилков, выполнение пустот, наличие псевдоморфоз. Очевидно с подобным наложением кальцитизации, отчетливо проявленным на Вединском (Артаваздском) месторождении, связано формирование залежей и жил ониксовидных мраморов. Таким образом, являясь продуктом озерного гидротермально-осадочного литогенеза, травертины испытали проявления катагенеза и метаморфизма, приведшие к новообразованиям.

В качестве химически чистого карбонатного сырья и облицовочного материала травертины нашли широкое применение в промышленности и строительстве Армении. С 1929 г. они являются основным сырьем Араратского цементно-шиферного комбината для производства портландцемента и его декоративных разновидностей. Эти же травертины использовались на Ереванском и Кироваканском химических комбинатах. С середины семидесятых годов сильно возрос спрос на них в качестве облицовочного материала для внутренней отделки зданий, а также цокольной части строений, и настилки полов. Мелкие блоки и отходы травертинов стали использоваться в поделках для сувениров. В последнем деле особую ценность представляют цветные брекчии. С целью удовлетворения строительных нужд был открыт карьер в окрестностях Веди. Другие возможные в Армении области применения травертинов: медеплавильное дело, сахарная и стекольная промышленности, производство вяжущих материалов и лимонной кислоты. Вышеизложенное показывает, что спрос на травертины сильно возрос и далее будет увеличиваться. Между тем известные запасы этого ценного сырья не бесконечны и необходимо изучение закономерностей формирования и пространственного размещения травертиновых полей Армении в целях прогнозирования новых залежей, включая погребенные на небольшую глубину, и расширения известных. Знание травертинообразования необходимо также при разработке вопросов четвертичной геологии Армении: палеогеографии, сейсмотектоники, вулканизма, палеогидрогеологической истории, особенностей регионального теплового поля.

6. ГЛАВНЫЕ ЭПОХИ И ЭВОЛЮЦИЯ КАРБОНАТОНАКОПЛЕНИЯ

Карбонатные формации на шкале фанерозоя обозначают крупные эпохи, разделенные вулканогенно-осадочными, терригенными, кремнистыми и прочими стратифицированными толщами. При этом главнейшие из карбонатных формаций сосредоточены в разрезах среднего-позднего палеозоя и мезозоя /табл. 43/. Наиболее длительная — до 130 млн.-лет эпоха карбонатакопления, средне-позднепалеозойская-раннетриасовая, маркирует субплатформенные условия развития вдоль северной окраины Иранской байкальской плиты. От зоны герцинского метаморфизма юга Закавказской плиты ее обособляет Севанская шовная зона проявления окраинно-плитового щелочно-базальтового вулканизма и карбонатно-кремнистой седиментации. Сходные условия вулканизма и седиментации более внутриплитового типа, по-видимому, имели место вдоль южного края Вединской шовной зоны. Относимые к этим разрезам объемы карбонатных пород явно уступают субплатформенным разрезам.

Позднеюрская-неокомская эпоха мелководного карбонатакопления длительностью в 44 млн.лет приурочена к прогибам Сомхето-Карабахской и Предмалокавказской тектонических зон региона. Более глубоководные прогибы с широким развитием вулканогенно-кремнисто-известняковых и известняковых /"плитчатых"/ толщ характеризуют офиолитовые шовные зоны и их континентальные склоны. Значительные объемы карбонатных осадков принадлежат фации плитчатых известняков /Базумский и Севанский хр./. Следующая, поздне-сенонская эпоха карбонатакопления, длительностью примерно в 20 млн. лет не уступает, а даже превосходит по объемам карбонатных пород предшествующие эпохи. Ее характерной особенностью является наиболее отчетливо выраженное однообразие составов слагающих формацию микритовых известняковых пород. Проявление синхронного вулканизма в целом имеет локальное значение и представлено карбонатно-пирокластическими горизонтами низов разреза. Карбонатакопление флишевого этапа /палеоген/ проходит при опреде-

Т а б л и ц а 43

Объемы карбонатных формаций фанерозоя территории Армении

Наименование формации и возраст	Тектоническая зона	Мощность формации			Содержа- ние кар- бонатных пород, %	Средн. * объемы карб. пород, км ³
		мин.	макс.	средняя		
I	2	3	4	5	6	7
Карбонатно-терригенная. Верхний девон-нижний карбон	Приараксинская	1000	1830	1415	40	900
Карбонатно-терригенная. Верхний девон	Анкаван-Мег- ринская	100	300	200	40	270
1 Карбонатная. Нижняя 16 пермь - нижний триас	Приараксинская	600	1300	950	100	1425
2 Карбонатная. 1 Верхняя пермь	Анкаван-Мегринская	200	750	475	100	1282,5
Вулканогенно-карбонатная. Оксфорд-валанжин	Сомхето-Карабахская	750	1650	1000	от 20 до 100	1600
Карбонатно-вулканогенно- обломочная. Оксфорд-ниж- ний и средний валанжин	Кафанский сегмент	1400	2600	1800	от 6 до 20	140
Карбонатная (мелководная). Верхний валанжин-баррем	Кафанский сегмент	50	440	400	от 98 до 100	355
Карбонатная (относительно глубоководная). Титон-неоком	Базумская	500	650	550	от 90 до 95	400

Продолжение табл. 43

I	2	3	4	5	6	7
Известняковая. Верхний сенон	Сомхето-Карабахская	300	600	450	70	1800
Известняковая. Сантон-верхний сенон	Севанская офиолитовая	200	700	450	65	600
Известняковая. Сантон-верхний сенон	Вединская офиолитовая	15	400	120	95	1350
Известняковая. Сантон-верхний сенон	Анкаван-Мегринская	50	175	100	85	30
Известняковая. Верхний сантон-верхний сенон	Анкаван-Мегринская	125	500	250	85	50
Известняково-территенная. Сеноман-турон	Вединская офиолитовая	45	500	220	55	168
Территенно-карбонатная флишевая. Палеоцен-нижний эоцен	Араксинская (Вединская офиолитовая)	75	1200	250	60	800
	Базумо-Зангезурская	42	444	200	75	500
Нижнемолассовая. Нижний олигоцен	Араксинская	30	80	60	97	1,5

Примечание: приведены палеогеологические объемы

ляющем процессе сноса мутьевыми потоками калькаренитового материала с карбонатных поднятий прежних зон карбонатной седиментации, главным образом позднесенонской.

Резко сокращается карбонатонакопление на орогенной стадии в разрезах нижней и верхней моласс /ранний олигоцен – четвертичное время/, сменяясь на существенно континентальные условия. Его своеобразной формой явилось травертинообразование. Особенность состоит в источнике карбонатного вещества, каким явились погребенные древние толщи, их растворении термоминеральными водами, а затем разрушке последних в водной (озерной, русловой) и сухой (долинной, склоновой) обстановке. Травертинообразование имеет место и в настоящее время.

Из краткого обзора последовательности эпох карбонатонакопления и распределения объемов карбонатных пород следует, что от палеозоя к концу мезозоя накопились главные объемы карбонатных пород, при этом обнаруживается резкое нарастание интенсивности карбонатонакопления от субплатформенного к геосинклинальному этапам. Типы карбонатных формаций – хорошие индикаторы тектонической эволюции земной коры региона. Ими могут быть очерчены области мелководной седиментации островных дуг Сомхето–Карабахской и Кафанской зон от шовных глубоководных бассейнов зон полициклического рифтогенеза мезозойской континентальной коры. Также очевидно, что карбонатные формации почти исчезают на орогенном этапе развития региона, уступая молассовым и наземно-вулканическим.

Детали строения и состава карбонатных формаций и особенно сложных вулканогенно-карбонатных формаций отражают сочетание особенностей эндогенной тектоники магматизма с палеогеографической обстановкой (рельеф, климат и др.). На протяжении фанерозоя доминирует биогенное карбонатонакопление. Вместе с тем в вулканических прогибах оно локально дополняется эксталяционно-осадочным, а также магматогенным (карбонатиты Вединской зоны) карбонатонакоплением.

Биогенное карбонатонакопление отражает смену карбонатостроющих организмов: расцвет брахиопод в девоне-карбоне, кораллов – в раннем карбоне, поздней юре, раннем сеноне, рудистов – в туроне-сантоне, нуммулитид – в палеогене, наннопланктон – форамини-

феровой ассоциации — в позднем сеноне и титон-неокоме. Очевидно, что планктонные формы карбонатостроящих организмов характеризуют более глубоководные пришовные бассейны и время их расцвета совпадает с эвстатическим подъемом уровня океана.

Формы влияния вулканизма на карбонатонакопление самые разные: механическое примешивание к карбонатным илам вулканостыжки, ассимиляция илов лавой, механические деструкции ею осадков, примешивание продуктов из придонных гидротерм, метасоматическое замещение карбонатных осадков на контактах с вулканическими продуктами. Кроме того разнообразны фациальные условия взаимодействия вулканизма и карбонатонакопления: от мелководных до глубоководно-троговых и от морских к континентальным. Постседиментационные преобразования пород карбонатных формаций (1_3 - k_1^{nc} , k_2^{sr}) Сомхето-Карабахской зоны не выходят за пределы уровня начального эпигенеза, тем самым отражая условия формирования островодужных поднятий с конца средней юры, также как малую амплитуду погружения мезозойских осадков и общую инверсию в палеогене.

В шовных зонах — Севанской, Вединской и Зангезурской, уровень преобразования осадков мезозоя достигает глубинного эпигенеза, кроме того, в чешуйчато-надвиговых структурах породы подвергнуты динамометаморфизму вплоть до фации зеленых сланцев и реже — голубых сланцев. Карбонатные породы зон динамометаморфизма рассланцованы и пятнисто перекристаллизованы. Фрагменты домезозойских разрезов метаморфизованы крайне неравномерно от глубинного эпигенеза до амфиболитовой фации. Домезозойский терригенно-карбонатный комплекс северного края Иранской плиты преобразован на уровне глубинного эпигенеза. В погребенных разрезах центральной складчатой зоны региона по данным бурения известняки преобразуются в мрамор. Низок уровень преобразования (эпигенеза) мезозойских пород в промежуточной между шовными — Анкаван-Мегринской зоне срединных массивов, характеризующихся сокращенными разрезами палеозоя и мезозоя и мощным флишвидным комплексом наложенных прогибов палеогена. Палеозойские, отчасти мезозойские карбонатные породы на контактах с гранитоидами участками подвержены скарнированию и окварцеванию. В шовных зонах метасоматоз на контактах серпентизированных ультрабазитов с карбонатными породами приводит к возникновению офикальцитов.

Распределение стратифицированных полезных ископаемых в карбонатных формациях предопределено общими геологическими факторами – прежде всего это тектонические условия осадконакопления, палеогеография бассейна (климат, морфология и др.). Такие полезные ископаемые, как цементное сырье, наглядно тяготеют к формациям надрегионального значения, как например, позднесенонская формация микритовых известняков. Разнообразные полезные ископаемые содержат и другие пространственно выдержанные формации с устойчивой карбонатной седиментацией: средний палеозой–раннетриасовая (мрамор), поздняя юра–неокомская (доломит, известняк, мрамор).

В Вединской зоне проявления вулканогенно–осадочного литогенеза формируются доломиты, которые имеют небольшие ареалы развития, другие виды осадков, как травертины, имеют промышленное значение.

Практически все карбонатные формации включают породы, представляющие собой различные строительные и облицовочные материалы. Вертикальное развитие и их запасы в разрезе фанерозоя весьма значительны.

Известно, что помимо производства цемента, применения карбонатных пород в качестве строительного и облицовочного материалов, они используются в таких важных областях, как производство карбида кальция, огнеупорных материалов, стекла и глазурей, минеральных добавок, медеплавильный процесс. В настоящее время в республике эксплуатируется свыше двадцати месторождений. Геологические предпосылки позволяют считать, что в перспективе карбонатные породы найдут большое применение в производстве новых видов цемента, очистительных материалов, биостимуляторов и кормовых добавок, активных наполнителей, а также в медицинских целях.

Увеличение годовой мировой добычи карбонатного сырья до 3,5 млрд. тонн вызвано значительно возросшим спросом в традиционных сферах потребления, а также в связи с применением в новых отраслях. Своевременное привлечение технологической информации в сочетании с геологическими данными позволяют оценить потребности республики в этом сырье и рационально его использовать.

Отметим также, что карбонатные породы Армении вмещают ряд металлических и неметаллических карбонатных полезных ископаемых. В их пределах формируются крупные запасы пресных и минерализованных вод. Изучение карбонатных формаций проливают свет на эти и другие важнейшие вопросы геологии региона.

Л И Т Е Р А Т У Р А

- Авакян Л.А. Четвертичные ископаемые млекопитающие Армении. Ереван, Изд.АН АрмССР, 1959, 70 с.
- Авакян Т.А. О литолого-петрографических особенностях диатомитовых пород АрмССР. — Изв.АН АрмССР, № I, 1981, с.82-85.
- Азизбеков Ш.А. Геология Нахичеванской АССР, М., Госгеолтехиздат, 1961, 500 с.
- Акопян В.Т. Меловая система. В кн.: "Геология СССР", т.XIII, Арм.ССР, М., Недра, 1970, с.80-113.
- Акульшина Е.П. Глинистое вещество и осадочный рудогенез. Новосибирск, Наука, 1985, 242 с.
- Аракелян Р.А. История геологического развития юго-западной части Армении в палеозойскую эру. — Изв.АН АрмССР, сер.МЕТ наук, т.IV, № 2, 1951, с.113-118.
- Аракелянц М.М., Бакенов И.Л., Белов А.А. О тектоническом положении в карбоне Крамского выступа Закавказского массива. — Изв.АН СССР, сер.геол., № I, 1989, с. 50-61.
- Аслanian А.Т. Региональная геология Армении. Ереван, Айпетрат, 1958, 340 с.
- Вассоевич Н.Б. Условия образования флиша. Л.-М., Гостоптехиздат, 1951, с.216.
- Габриелян А.А. Палеоген и неоген Армянской ССР. Ереван, Изд.АН АрмССР, 1964, 299 с.
- Гайбалян Д.С., Манцальян Р.А., Малхасян Р.А., Вердян А.А. Применение доломитов в тонкослойной хроматографии редких элементов. — Химический журнал Армении, № 3-4, т.46, 1993.
- Геология Армянской ССР, т.VII. Неметаллические полезные ископаемые. Ереван, Изд.АН АрмССР, 1966, 577 с.
- Геология СССР. Т.XVII. Азербайджанская ССР, М., Недра, 1972, 520 с.
- Геология Армянской ССР. Т.V. Литология, Ереван, Изд.АН АрмССР, 1974, 499 с.
- Гречин В.И. Кремненакопление. В кн.: "Геосинклинальная и океаническая седиментация и вулканизм (сравнительная характеристика)". М., Наука, 1984, с.104-113.

- Григорян А.Г. Новые данные о пограничных отложениях перм-триаса юго-западной части АрмССР (Советашен) по конодонтам. Материалы IV-ой научно-технической конференции молодых ученых и специалистов района им. 26 комиссаров. Ереван, 1985, с.82.
- Джрбашян Р.Т., Садоян А.А. Особенности верхнеэоценового вулканогенно-осадочного литогенеза Вайоццора. — Изв.АН АрмССР, Науки о Земле, № 4, 1978, с.32-41.
- Дж.Л.Уилсон. Карбонатные фации в геологической истории. М., Недра, 1980, 463 с.
- Диагенез и катагенез осадочных образований. М., Мир, 1971, с.464.
- Ископаемые органогенные постройки, рифы, методы их изучения и нефтегазоносность. М., Наука, 1975, 236 с.
- Казьмин В.Г., Сборщиков И.М. Развитие океана Тетис в позднем палеозое-раннем мезозое и проблемы реконструкции Пангеи. — Изв. АН СССР, серия геологическая, № 5, 1980, с.55-57.
- Карбонатные породы. Т.1, М., Мир, 1970, 396 с.
- Карбонатные породы. Т.2, М., Мир, 1971, 267 с.
- Корякин Ю.В. Осадочно-вулканогенные формации офиолитового комплекса Турагачайской зоны Малого Кавказа. X Всесоюзное литологическое совещание. Тезисы докладов. Ереван, 1988, с.20-21.
- Коссовская А.Г., Шутов В.Д. Фации регионального эпигенеза и метагенеза. — Изв. АН СССР, серия геологическая, № 7, 1963, с.3-18.
- Лейе Я.Б., Ширинян К.Г. Об озерных отложениях и новейших вулканических продуктах Агинского района. — Труды АрмГУ. Ереван, № 1, 1957, с.125-132.
- Мандалян Р.А. Структурно-генетические типы верхнеюрских известняков северо-восточной части АрмССР. — Изв.АН АрмССР, Науки о Земле, № 1-2, 1966, с.166-168.
- Мандалян Р.А. К вопросу о доломитообразовании в вулканогенно-осадочных формациях. — Изв.АН АрмССР, Науки о Земле, № 1, 1969, с.85-86.
- Мандалян Р.А. О породообразующем и фациально-палеогеографическом значении водорослей из верхнеюрских отложений АрмССР. — ДАН АрмССР, т.49, № 5, 1969, с.253-

- Мандалян Р.А. О своеобразном типе оолитов из верхнеюрских отложений АрмССР.— Изв.АН АрмССР, Науки о Земле, № 2, 1970, с.80-83.
- Мандалян Р.А. Верхняя юра-неоком. Геология Армянской ССР, т. 5, Литология. Ереван, Изд.АН АрмССР, 1974, с. 117-163, с.426-430.
- Мандалян Р.А. Доломиты Иджевана и перспективы их промышленного использования.— Наука и техника (на арм.яз.), 10, 1978, с.42-45.
- Мандалян Р.А. Вулканогенно-карбонатная формация верхней юрско-нижнего мела северной части АрмССР (литология, основные черты палеовулканизма, полезные ископаемые). В кн.: "Стратиграфия и литология АрмССР", Ереван, Изд.АН АрмССР, 1979, с.101-193.
- Мандалян Р.А. Смешанные карбонатно-эффузивные образования и их генезис (на примере верхнеюрских-нижнемеловых вулканогенно-осадочных формаций АрмССР). В кн.: "Минеральные преобразования пород океанического субстрата (эпигенез и начальный метаморфизм)". М., Наука, 1981, с.156-159.
- Мандалян Р.А. О глубоководных известняках Базумского хребта.— Изв.АН АрмССР, Науки о Земле, № 6, 1984, с.46-50.
- Мандалян Р.А. Верхнеюрский-неокомский седименто- и литогенез Армении. Ереван, Изд.АН АрмССР, 1990, 172 с.
- Нисанян Г.Б. Литология средне-верхнепалеозойских и триасовых отложений Армении. Ереван, Изд.АН АрмССР, 1986, 174 с.
- Петтидхон Ф.Дж. Осадочные породы. М., Недра, 1981, 751 с.
- Ренгартен В.П. Стратиграфия меловых отложений Малого Кавказа. Региональная стратиграфия СССР. М., Изд.АН СССР, т.6, 1959, 540 с.
- Садоян А.А., Мкртчян Г.М. Био-хемогенный целестин в палеогеновых отложениях АрмССР (бассейн левобережья р.Аракс).— Литология и полезные ископаемые. № 6, с.80-87.
- Садоян А.А., Асланян П.М. Палеогеновые ископаемые органогенные постройки бассейна р.Аракс.— Изв.АН АрмССР, Науки о Земле, № 4, 1981, с.15-27.
- Садоян А.А. Литология палеогена Армении. Ереван, Изд.АН Арм

ССР, 1989, 288 с.

- Сатиан М.А. Позднемеловой литогенез офиолитовых зон Армении. Ереван, Изд.АН АрмССР, 1979, 288 с.
- Сатиан М.А. Офиолитовые прогибы Мезотетиса. Ереван, Изд.АН АрмССР, 1984, 193 с.
- Сатиан М.А., Степанян Ж.О., Мкртчян Г.М. О целестине и стронцианите из отложений дания-палеоцена у сел.Двин.— ДАН АрмССР, т.ХVIII, № 5, 1966, с.298-303.
- Сатиан М.А., Мкртчян Г.М. Стронций в карбонатных породах верхнего мела АрмССР.— Зап.Арм.отд. ВМО. Вып.5, Ереван, 1972, с.176-183.
- Седиментология. М., Недра, 1980, 646 с.
- Смислов А.А. Уран, торий в земной коре. М., Недра, 1974, с.88-89.
- Соколов С.Д. Олистостромовые толщи и офиолитовые покровы Малого Кавказа. М., "Наука", 1977, 91 с.
- Степанов Д.Л. Стратиграфия Ирана.— ВМОИП, отд.геол., т.ХIV(I), 1969, с.5-16.
- Стоили Р. Развитие южной континентальной окраины Древнего Тетиса. В кн.: "Геология континентальных окраин", т.3, М., 1979.
- Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. М., Изд.АН СССР, т.1, П, 1960, с.212, 574 с.
- Таранян И.А. Месторождение литографского камня. Минеральные ресурсы Армении, т.II. Неметаллические полезные ископаемые. Ереван, Изд.АН АрмССР, 1949, с.41-68.
- Титаева Н.А., Векслер Т.И. Уран и торий в процессе выветривания пород Якутии.— Геохимия, № 6, 1969, с.740-744.
- Турчанян Т.Н. Сырьё для вяжущих материалов. Известняки и травертины. В кн.: "Геология Армянской ССР", т.VII. Неметаллические полезные ископаемые. Ереван, Изд.АН АрмССР, 1966, с.257-296.
- Турекян К.К., Калн Дж. Геохимия стронция. В кн.: "Геохимия редких элементов". М., ИЛ, 1959, с.69-156.
- Фарон Р. Введение в геологию и гидрогеологию Турции. М., ИЛ, 1955, 144 с.
- Ханзатян Г.А. Глинистые минералы карбонатных пород верхней перми и нижнего триаса территории Армянской ССР, как критерий палеогеографической обстановки.— Изв.АН

- Арм.ССР, Науки о Земле, № 2, 1988, с. 18-25.
- Хворова И.В. Особенности изучения карбонатных пород. В кн.: "Методы изучения осадочных пород". Т. 2, М., Госгеолтехиздат, 1957, с. 284-305.
- Чилингар Дж.В., Биссен Х.Дж., Вольф К.Х. Диагенез карбонатных пород. В кн.: "Диагенез и катагенез осадочных образований". М., Мир, 1971, с. 165-290.
- Штёклин И. Древняя континентальная окраина в Иране. В кн.: "Геология континентальных окраин", т.3, М., Мир, 1979, с. 230-247.
- Alekseev A.S., Barsukova L.D., Kolesov G.M., Nazarov M.L., Grigorian A.G. The Permian-Triassic boundary events: Geochemical investigation of the Transcaucasia section. Abstr.Lunar and Planet. Sci. Conf., 14th, 1983, p. 3-4.
- Assereto R. The Paleozoic formations in Central Elburz (Iran); preliminary note: Riv.ital.paleont. strat., v.69, N 4, 1963, p. 505-543.
- Brinkmann R. The Geology of Western Anatolia. In: "Geology and History of Turkey". Tripoly, Libya, 1971, p. 171-190.
- Davies R.G., Jones C.R., Hanzepour B. Geology of the Masuleh Sheet (Northwest Iran). Geol.Survey of Iran.Report N 24, 1972, p.20-29, 49-50.
- Plügel H. Paleozoic rocks of Turkey. In: "Geology and History of Turkey". Tripoly, 1971, p. 211-224.
- Henson F.R. Cretaceous and Tertiary reef formations and associated sediments in the Middle East. Bull.Amer. Assoc.Petrol.Geol., v.34, N 2, 1950, p. 215-238.
- Kalp J.L., Turekian K.K., Boyd D.W. Strontium contents of limestones and fossils. Bull.Geol.Soc.America, v.63, 1952, p.701-716.
- Piper D.Z. Rare earth elements in sedimentary cycle a summary. Chem.Geol., v.14, 1974, p. 285-304.
- Stepanov D.L., Golshani F., Stöcklin J. Upper Permian and Permian-Triassic boundary in North Iran. Geol. Survey of Iran, Report N 12, 1969, p. 44-48.

- Sussli P.E. The Geology of the Lower Haraz Valley Area. Central Alburz, Iran. Geol. Survey of Iran, Report N 38, 1976, 116 p.
- Swart P.K. The effect of sea water calcium concentrations on the growth and skeletal composition of a scleractinian coral: *Acropora squamosa*. J. Sed. Petrology, v. 49, N 3, 1979, p. 951-955.
- Taraz H. Geology of the Surmag-Deh Bid Area Abadeh. Region Central Iran. Geol. Survey of Iran. Report N 37, 1974, 148 p.

О Г Л А В Л Е Н И Е

В в е д е н и е	5
1. Средний – поздний палеозой – триас (Нисалян Г.Б.).....	7
Карбонатно-терригенная формация Приараксинской зоны..	7
Карбонатная формация Приараксинской зоны (Нисалян Г.Б., Ханзатян Г.А.)	15
Карбонатно-терригенная формация Анкаван-Мегринской зоны	25
Карбонатная формация Анкаван-Мегринской зоны	28
Этапы карбонатонакопления в поздипалеозойское и ран- нетриасовое время	31
2. Юра – неоком (Мандалян Р.А.)	44
Терригенная (граувакковая) формация келлехея.....	46
Терригенно-карбонатная формация келлехея	47
Вулканогенно-карбонатная формация оксфорда – неокома..	48
Карбонатно-вулканогенно-обломочная формация оксфорда- среднего-валаккина	63
Известняковая формация неокома	69
Известняковая формация верхней юры(?)–неокома	76
Позднеюрское – неокомское карбонатонакопление Малого Кавказа	81
3. Альб – поздний мел (Сатян М.А., Степанян Ж.О.).....	87
Известняковая формация позднего сенона Сомхете – Кара- бахской зоны	89
Известняковая формация сантона(?) – позднего сенона Севанской офиолитовой зоны	95
Известняковая формация позднего сантона(?) – верхнего сенона Анкаван-Мегринской зоны	97
Известняково –терригенная формация сенемана(?) – ту- рена Вединской офиолитовой зоны	100
Известняковая формация сантона – позднего сенона Ве- динской офиолитовой зоны	106
Группа карбонатно-кремнисто-вулканогенных формаций офи- олитовой серии позднеюрского –раннеконьяковского возраста	113

Этапы карбонатонакопления в позднемеловое время	I18
4. Палеоген (Садоли А.А.)	I24
Палеоген – ранний эоцен	I24
Терригенно-карбонатная флишевая субформация флишевой формации	I24
Терригенно-карбонатная мелководная формация	I35
Поздний эоцен – ранний олигоцен. Субформация рифоген- ных органических построек нижнемелассовой формации...	I39
Этапы карбонатонакопления в палеогеновое время.....	I52
5. Поздний плиоцен – четвертичные отложения (Авалян Т.А., Мандалян Р.А.)	I55
Главные эпохи и эволюция карбонатонакопления (Сатнан М.А., Мандалян Р.А., Чилингариан Дж.В.)	I61
Л и т е р а т у р а	I66

Заказ 16

Тираж 100

**Отпечатано на ротационном участке Центра научной информации по общественным наукам НАН РА.
Адрес: Ереван-1, ул. Абовяна, 15.**

5301