

Г. Б. НИСАНЯН

ЛИТОЛОГИЯ
СРЕДНЕ -
ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ
И ТРИАСОВЫХ
ОТЛОЖЕНИЙ
АРМЯНСКОЙ ССР

ЕРЕВАН

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱ
ԵՐԿՐԱԲԱՆԱԿԱՆ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԻՆՍՏԻՏՈՒՏ

Գ. Բ. ՆԻՍԱՆՅԱՆ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ
ՄԻՋԻՆ-ՎԵՐԻՆ ՊԱԼԵՈԶՈՅԱՆ ԵՎ
ՏՐԻԱՍԻ ՆՍՏՎԱԾՔՆԵՐԻ
ԼԻԹՈԼՈԳԻԱՆ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԳԱ ՀՐԱՏԱՐԱԿԶՈՒԹՅՈՒՆ
ԵՐԵՎԱՆ 1986

АКАДЕМИЯ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

Г. Б. НИСАНЯН

ЛИТОЛОГИЯ
СРЕДНЕ-ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ И
ТРИАСОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ
АРМЯНСКОЙ ССР

ИЗДАТЕЛЬСТВО АН АРМЯНСКОЙ ССР
ЕРЕВАН 1986

ББК 26.323

Н 690

Печатается по решению ученого совета Института геологических наук АН Армянской ССР

Ответственный редактор доктор геол.-минер. наук
М. А. Сатян

Книгу рекомендовали к печати рецензенты: кандидаты геол.-минер. наук В. П. Асратян, Р. А. Мандалян

Работа представляет собой литологическую сводку по осадочным формациям средне-верхнепалеозойского и триасового этапов развития двух тектонических зон (Приараксинской и Анкаван-Зангезурской) Армянской ССР.

В соответствии с направленностью работы основное внимание уделено составу, строению осадочных комплексов, минералого-петрографической характеристике выделенных типов пород и их корреляций со смежными регионами Малого Кавказа.

Рассмотрены также условия осадконакопления и процессы постседиментационных преобразований пород этих формаций.

Работа рассчитана на геологов и литологов, занимающихся исследованием палеозойских отложений.

В 1903020000
703 (02) - 86 69-85

© Издательство АН Армянской ССР, 1986

ПРЕДИСЛОВИЕ

Средне-верхнепалеозойский и триасовый осадочный комплекс развит преимущественно в бассейнах рек Веди и Арпа, а также вдоль западного крыла Зангезурского глубинного разлома. Более прибрежные литофации развиты к северо-западу, в верховье р.Аргичи.

В этом мощном комплексе, образовавшемся в условиях мелко-водно-морского осадочного литогенеза, выделяются три формации: карбонатно-терригенная, карбонатная и угленосно-терригенная.

Карбонатно-терригенная формация, возраст которой определяется от позднего девона до раннего карбона, имеет мощность от 1000 до 1830 м, карбонатная формация датируется от ранней перми до среднего(?) триаса включительно, при суммарной мощности от 660 до 1300 м.

Угленосно-терригенная формация позднего триаса распространена не столь широко. Она обнажается в верховье р.Веди, в районе Джерманисского месторождения каменного угля, где представлена 500-метровой толщей песчаников и аргиллитов, содержащих прослой углей и углистых сланцев.

Монография представляет собой литологическую сводку по карбонатно-терригенной, карбонатной и угленосно-терригенной формациям двух тектонических зон.

Основное внимание уделено составу и строению осадочных формаций, минералого-петрографической характеристике выделенных типов пород, процессам постседиментационных преобразований и условиям их накопления.

Аналитические работы выполнены в соответствующих лабораториях ИГН АН АрмССР под руководством О.А.Бозояна, Г.М.Мкртчяна, И.Х.Петросова, Г.З.Атанесян, Э.Х.Хуршудян и Р.Г.Мхитаряна.

Всем указанным лицам автор приносит искреннюю благодарность.

Автор чтит память Р.А.Аракеляна — инициатора систематического изучения стратиграфии палеозойских отложений, помогавшего своими советами.

Автор глубоко признателен заведующему отделом региональной геологии и литологии, доктору геолого-минералогических наук М.А.Сатиану, взявшему на себя труд ответственного редактора.

I. РАСПРОСТРАНЕНИЕ ПАЛЕОЗОЙСКИХ И ТРИАСОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Герцинский этап развития Малого Кавказа охватывает время от девона до триаса включительно и подразделяется на два подэтапа – раннегерцинский (Д-С_I) и позднегерцинский (Р-Т).

Раннегерцинский период на территории Малого Кавказа обособляется на две различные по тенденциям развития области, существовавшие вплоть до конца герцинского цикла осадконакопления. Первая – Закавказское поднятие – располагалась на севере, северо-западе (к югу от геосинклинали Большого Кавказа) и представляла собой область размыва, вторая – Приараксинская и Анкаван-Зангезурская зоны осадконакопления, охватывающая южную, юго-западную и юго-восточную части территории.

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.

По мнению одних исследователей (Пейве, Синицын, 1950), указанные признаки свидетельствуют о платформенном или субплатформенном стиле развития; другие (Аракелян, 1951) считают, что область развития отложений герцинского этапа представляет собой миогеосинклинальную зону. Здесь важно отметить, что характер герцинского осадконакопления существенно отличался от альпийского, присущего внутренним зонам геосинклиналей.

Средне- и верхнепалеозойские отложения образуют мощный комплекс осадочных пород морского генезиса, тесно связанных с перекрывающими их триасовыми образованиями. Несмотря на то, что на протяжении от среднего девона до триаса осадконакопление не было непрерывным, а отрезок времени от среднего до позднего карбона предстает в качестве этапа регионального перерыва в осадконакоплении и периода образования кор выветривания, вся среднепалеозойско-триасовая толща образует единый структурно-формационный комплекс или этаж. Состав пород основания комплекса и его взаимоотношение с байкальским и каледонским (?) комплексами остаются для территории Армянской ССР невыясненными; для смежных регионов северного Ирана и Турции отложения герцин-

ского этапа отделены от более древних перерывом в осадконакоплении, угловыми несогласиями и степенью метаморфизма. Обособленность и единство средне-позднепалеозойских и триасовых образований подчеркивает и то обстоятельство, что юрские отложения перекрывают его с резким угловым несогласием.

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

Отложения среднего девона широко развиты в пределах Нахичеванской АССР, где они слагают Садаракскую, Дагна-Велидагскую структуры, а также ядра Гюмушлугской и Данзикской антиклиналей. Они залегают согласно на породах велидагской свиты раннего (?) девона и представлены терригенными и карбонатными породами общей мощностью 600–900 м.

Отложения позднего девона связаны со среднедевонскими постепенным согласным переходом. Распространены они не только в тех пунктах, где выявлены среднедевонские слои, но и за пределами, образуя 650–1150-метровую толщу карбонатных и терригенных пород. Показательно наличие в разрезе позднего девона кварцитов, желваковых и пластовых фосфоритов.

Позднедевонские образования согласно перекрываются раннекаменноугольными, сложенными внизу терригенными, а сверху (визейский ярус) в основном известняками. Общая мощность раннекаменноугольных отложений колеблется от 350 до 680 м.

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

На раннекаменноугольных отложениях трансгрессивно, но без углового несогласия, залегает мощная толща карбонатных пород, сложенная выдержанными органогенными известняками. В объеме этой толщи по фауне выделяются ранняя и поздняя пермь, ранний и средний триас. Мощность пермских и ранне-среднетриасовых (?) отложений составляет 1300 м.

Позднетриасовые отложения распространены не столь широко. Они обнажаются в верховьях р.Веди, в районе Джерманисского ме-

сторождения каменного угля, где выражены 500 – метровой толщиной песчаников и глин, содержащих прослой углей и углистых глин.

Согласно климатической зональности, установленной Н.М.Страховым (1961) для прошлых геологических эпох, в начале франского века территория Армении располагалась в теплой умеренно-влажной зоне южнее тропиков, между засушливым и околополярным поясами. В фаменский век южная аридная зона значительно расширяется, но в основном за счет северных и северо-восточных областей. В течение турне и визе происходит радикальная перестройка климатической зональности: исчезает среднедевонский климатический план и формируется (в визе) верхнепалеозойский: отмечается общая гумидизация климата, экватор значительно перемещается на юг и проходит на широте Южного Закавказья. Все это приводит, по мнению Страхова Н.М., к установлению на территории Армении уже в раннем карбоне тропического климата, который в триасе сменяется аридным. Фактический материал в целом не противоречит этой схеме, однако указывает на некоторые особенности эволюции климата Армении на протяжении девона и раннего карбона.

Каолинитовый, почти мономинеральный состав глин карбонатно-терригенной формации, наличие в отложениях теплолюбивой фауны (кораллы и т.д.) свидетельствуют о гумидном климате периода ее формирования, однородное же строение формации, устойчивость (в разрезе и на площади) указанных и других признаков говорят о постоянстве климатических условий в течение позднего девона-раннего карбона. Хотя на суше господствовал каолинитовый тип выветривания, однако признаков латеритообразования (фиксация соответствующих продуктов в осадках) не отмечено. Сказанное позволяет заключить, что на территории Армении климатические условия в раннем карбоне были не тропическими, хотя достаточно влажными и теплыми. Типичный тропический климат устанавливается здесь лишь в среднекарбовое время, когда после регрессии визейского моря повсеместно образуются латеритовые и бокситоносные породы.

В составе пород карбонатно-терригенной формации аллотигенные минералы группируются в следующие ассоциации: 1) кварц (с включениями и нормальным погасанием) – турмалин – циркон (окатанный) – обломки песчаников, глин и известняков; 2) микроклин-анатаз – рутил – циркон (удлиненно-бипирамидальный) – обломки гранитов и гранитоидов; 3) кварц (без включений, с мозаичным погасанием) – турмалин (бурый и зеленый) – обломки амфиболовых,

слюдистых, кремнисто-серицитовых сланцев и кварцитов.

Первая ассоциация образовалась в результате переотложения осадочных пород. Вторая — за счет продуктов выветривания кислых интрузий и эффузий, развитых на древних массивах Армении и представленных лейкократовыми гранитами, мигматитами, аполипаритовыми порфироидами. Третья ассоциация связана с размывом метаморфических пород, покрывавших значительные площади Закавказского поднятия.

Отсутствие грубообломочных пород в разрезе карбонатно-терригенной формации, преобладание известняков, кварцитов и глин, устойчивый комплекс минералов в составе последних, породообразующий каолинит и другие признаки свидетельствуют о невысоком и слабо расчлененном рельефе суши.

Таким образом, в условиях гумидного климата, невысокого и слабо расчлененного рельефа размывались кислые интрузивные и эффузивные породы, осадочные и метаморфические образования. На суше господствовал каолинитовый тип выветривания, породы подвергались интенсивной химической дифференциации. Выветрелый материал, преимущественно кварц-каолинитового состава, осаждался в прибрежно-мелководных условиях нормального морского бассейна; осадки обогащались гидрослюдой и хлоритом за счет продуктов выветривания метаморфических пород, в частности, слюдистых и кремнисто-серицитовых сланцев. Однако окончательное формирование глинистых минералов происходит под влиянием последующих постседиментационных процессов.

2. РЯДЫ ФОРМАЦИЙ

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

Таким образом, в основании герцинского комплекса следует выделить нижнюю терригенную формацию. Выше по разрезу залегает мощная (до 850 м) толща карбонатных пород, сложенная в основном органогенными известняками. Хотя среди них и прослеживаются разрозненные пласты и пачки песчаников, глин и мергелей, однако господство в разрезе карбонатных пород, очевидно, дает основание эту часть разреза герцинского структурно-литологического комплекса выделить как карбонатную формацию. Необходимо подчеркнуть морской генезис пород, слагающих карбонатную формацию, что свидетельствует о смене локального осадочного породообразования в раннем девоне региональным с наступлением среднедевонской эпохи. Следовательно, если с ранним девоном можно связывать проявление первых волн трансгрессий герцинских морей, то в среднем девоне наступает пора стабильного морского осадочного породообразования.

Со среднедевонскими отложениями тесно связаны позднедевонские, но гораздо большая насыщенность их разреза терригенными породами и, что особенно важно, региональная фосфоритонность позднедевонских слоев заставляет рассматривать их в качестве самостоятельной толщи. Она сложена кварцитами, песчаниками, глинами и глинистыми сланцами, содержащими многочисленные прослои известняков. Породы различного петрографического состава образу-

Типы и ряды формаций средне-верхнепалеозойских
и триасовых отложений Приараксинской зоны

Таблица I

Текто- нич. этап (цикл)	Под- этап	Форма- цион- ные компл.	Типы комплексов		Ряды формаций и возраст	Обстано- вка накоп- ления	Главные типы пород	Мощность формаций в м
			Завер- шенный	Незавер- шенный				
Г е р ц и н с к и й	Позднегер- цинский	верхний	+		Угленосная T ₃	Морская	Песчаники, аргил- литы, угли, углис- тые сланцы	500-700
					Верхняя кар- бонатная T ₂ -P _I	Морская	Известняки	660-1300
				Перерыв	C ₃ -C ₂		Глины, песчаники, мелкогалечные конгломераты	0-30
	Среднегерцинский	нижний	+		Карбонатно- терригенная C _I -D ₃	Морская	Песчаники, кварци- ты, глины, глинис- тые сланцы, извест- няки	1000-1830
					Нижняя кар- бонатная D ₂	Морская	Известняки, песча- ники, глины, глинис- тые сланцы	500-900
					Нижняя база- льная, терри- генная D _I (?)	Морская	Аргиллиты, песчани- ки, кварцито-песча- ники, известняки, фтаниты	

Перерыв

ют многослоистую толщу, в которой господствуют терригенные образования. Следует подчеркнуть, что богатая видами фауна (брахиоподы и др.) свидетельствует о морском генезисе позднедевонских отложений и указывает на наступившие изменения в режиме развития седиментационного бассейна. Этот факт отражает и региональная фосфоритоносность позднедевонских отложений, выраженная в виде пластовых, желваковых и зернистых фосфоритов.

Насыщенность разреза терригенными образованиями показательна и для раннекаменноугольных отложений, согласно перекрывающих позднедевонские. Как и позднедевонские, они сложены песчаниками, глинами, глинистыми сланцами с отдельными прослоями кварцитов, различными типами известняков. В верхней части разреза раннекаменноугольных отложений соотношение карбонатных и терригенных пород изменяется. Здесь уже карбонатные породы преобладают, причем среди них значительное место приобретают коралловые известняки.

Несмотря на ощутимые различия между нижней и верхней частями раннекаменноугольных отложений, обе они образуют единую толщу, тесно связанную с подстилающими позднедевонскими отложениями. Все это дает основание объединить позднедевонские и раннекаменноугольные отложения в единую морскую карбонатно-терригенную формацию, но в составе последней различить карбонатно-терригенную фосфоритоносную и терригенно-карбонатную безрудную субформацию.

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

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

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

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

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

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

Выше залегает 500-метровая толща песчаников, глин и аргил-

литов, содержащая прослойки каменного угля и углистых сланцев. Эта угленосная толща имеет ограниченную площадь распространения и выражена в основном паралическими образованиями. Как видим, сводный пермо-триасовый разрез складывается из двух толщ.

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

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

3. КАРБОНАТНО-ТЕРРИГЕННАЯ ФОРМАЦИЯ ПРИАРАКСИНСКОЙ ЗОНЫ

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

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

Г л а в н ы е т и п ы п о р о д

Терригенные породы

П е с ч а н и к и и а л е в р о л и т ы . Песчаные породы особенно широко развиты в карбонатно-терригенной формации. Среди них выделяются: мономиктовые кварцевые, полевошпатово-кварцевые, кремнекластито-кварцевые. Последние два типа имеют подчиненное развитие.

М о н о м и к т о в ы е к в а р ц е в ы е п е с ч а н и к и — плотные, серые, темно-серые, желтовато-серые, буроватые, массивные, толстослоистые и, реже, тонкослоистые породы. В некоторых разновидностях наряду с горизонтальной слоистостью развита грубая и мелкая косая слоистость.

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

Выделяются две главные структурные разности: средне- и мелкозернистые*. Грубозернистые разности играют подчиненную роль. Большее развитие имеют среднезернистые разности. Размеры обло-

* Гранулометрический состав песчаников изучен при помощи интеграционного столика Андина.

Таблица 2

Характеристика разрезов карбонатно-терригенной формации Приараксинской зоны

Местоположение	Главные (формациеобразующие) породы	Мощность	Наличие перер.	Наличие ритмич.	Условия залегания на подстилающей толще и возраст последней
Эрдичская антиклиналь (бассейн р. Арпа у разв. с. Эрдич)	Песчаники, кварцито-песчаники, кварциты, глинистые, глинисто-песчанистые сланцы, известняки	1020	-	-	Контакт с подстилающими отложениями не обнажен
Аргичинская антиклиналь (к юго-западу от фермы Яных, близ слияния р. Аргичи и ее правого притока)	Песчаники, кварцито-песчаники, кварциты, глинистые сланцы, известняки	1000	-	-	Контакт с подстилающими отложениями не обнажен
Амагу-Гнишикская антиклиналь (к юго-западу от с. Гнишик, в ущ. р. Чрахана)	Песчаники, кварцито-песчаники, кварциты, глинистые, глинисто-песчанистые сланцы, известняки	650	-	-	Контакт с подстилающими отложениями не обнажен
Советашенская антиклиналь (к югу от с. Гортун, в ущ. р. Арцо)	Песчаники, кварцито-песчаники, кварциты, глинистые сланцы, известняки	400	-	-	Контакт с подстилающими отложениями не обнажен
Кадринская антиклиналь (1,5-2 км к востоку от с. Кадрлу)	Песчаники, кварцито-песчаники, глинистые сланцы, известняки	700	-	-	Контакт с подстилающими отложениями не обнажен
Урцкая антиклиналь (к северо-западу от сел. Арарат по ущ. Кармир-дзор)	Песчаники, кварцито-песчаники, кварциты, глинистые, глинисто-песчанистые сланцы, известняки	660	-	-	Контакт с подстилающими отложениями не обнажен
Сарипапская антиклиналь (к западу от пос. Арарат на южном склоне г. Сарипап)	Песчаники, кварциты, известняки	400	-	-	Контакт с подстилающими отложениями не обнажен

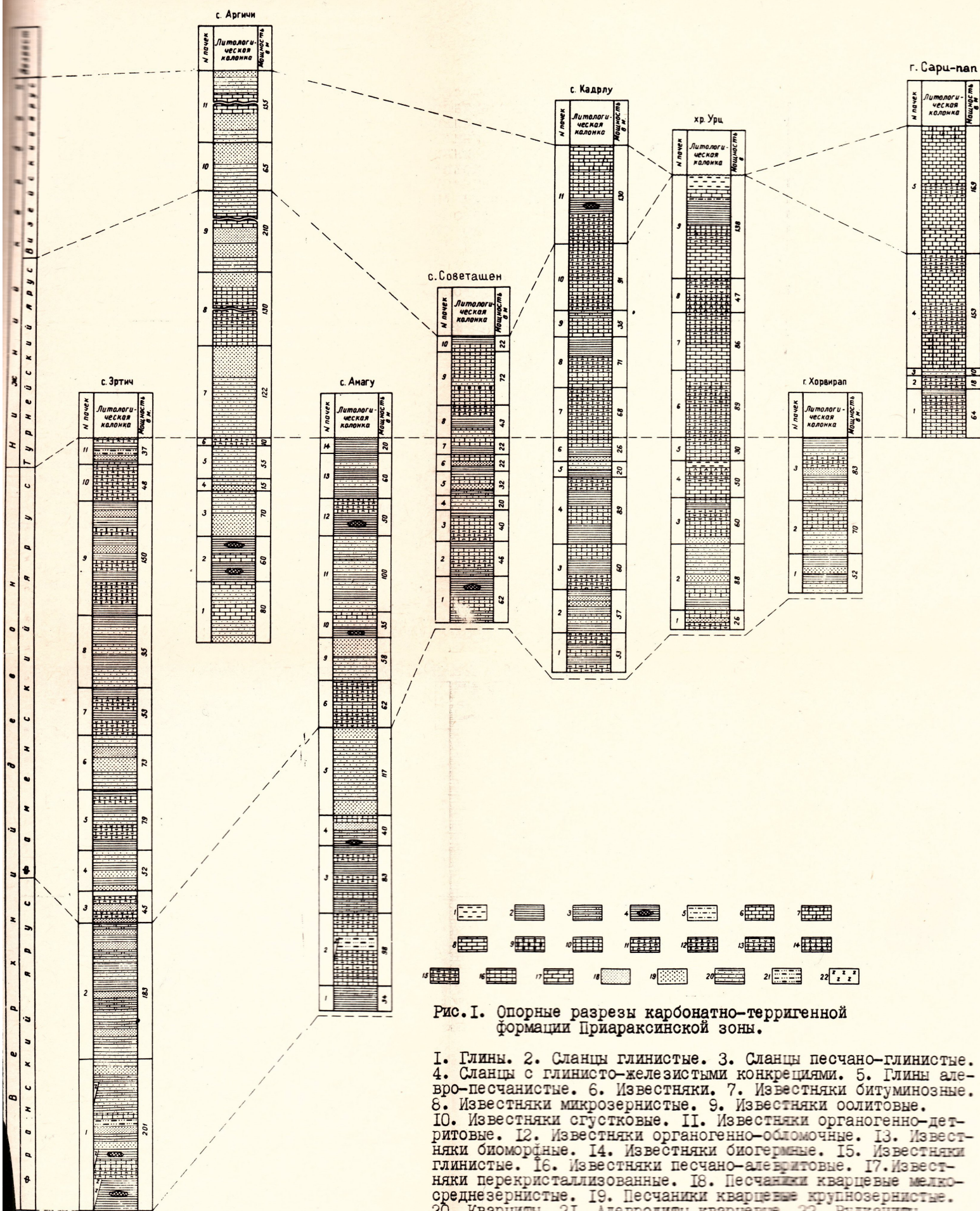


Рис. I. Опорные разрезы карбонатно-терригенной формации Приараксинской зоны.

1. Глины. 2. Сланцы глинистые. 3. Сланцы песчано-глинистые. 4. Сланцы с глинисто-железистыми конкрециями. 5. Глины алевро-песчанистые. 6. Известняки. 7. Известняки битуминозные. 8. Известняки микрозернистые. 9. Известняки оолитовые. 10. Известняки сгустковые. 11. Известняки органогенно-детритовые. 12. Известняки органогенно-обломочные. 13. Известняки биоморфные. 14. Известняки биогермные. 15. Известняки глинистые. 16. Известняки песчано-алевритовые. 17. Известняки перекристаллизованные. 18. Песчаники кварцевые мелко-среднезернистые. 19. Песчаники кварцевые крупнозернистые. 20. Кварциты. 21. Алевролиты кварцевые. 22. Вулканиды.

мочного материала в наиболее распространенных среднезернистых песчаниках колеблется от 0,2 до 0,4 мм, но среди них выделяются более крупные обломки, причем некоторые из них в поперечнике имеют размер до 0,8 мм.

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

Песчаники с известковистым цементом имеют широкое развитие и встречаются по всему разрезу обеих формаций. Цемент в них образован микрозернистым и мелкозернистым, иногда перекристаллизованным крупнокристаллическим кальцитом (пойкилитовая структура). Чаще цемент базальный, контактовый, но иногда выполняющий пустоты между обломками. Породы неодинаково насыщены органическими остатками. Здесь встречаются остатки фораминифер, водорослей, брахиопод, мшанок, кораллов, криноидей и другие.

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

Полевые шпаты, которые составляют незначительную примесь

Минеральный состав терригенных пород карбонатно-терригенной

№ п.п.	Карбонатность	Выход тяжелой фракции	Легкая фракция					Аутигенные минер.		
			Терригенные минералы							
			Кварц	Полевые шпаты	Мусковит	Обломки пород	Выветрелые и глин.м.			
Песчаники кварцевые										
1.	-	0,20	83,0	+	2,0	+	15,0			43,5
2.	16,32	0,25	71,0		4,0	+	25,0	+		50,0
3.	27,20	0,20	100,0	+	+	+	+	+		82,0
4.	43,20	0,50	65,0	+		0,5	34,5			67,0
5.	20,32	0,40	90,0	+		+	10,0			35,5
6.	37,95	0,15	60,5	2,0	1,5	1,5	34,5		12,5	81,0
Песчаники полевошпатовые										
7.	13,92	0,60	75,5	11,5		3,0	10,0			73,0
8.	47,06	0,35	45,5	9,0	6,0	2,0	37,6			70,5
9.	27,95	0,15	57,0	13,0	+	1,5	28,5			83,0
10.										
Песчаники кремнекластито-										
10.	33,60	0,10	43,5	7,0	+	9,5	40,0			28,5
Кварциты										
11.	-	0,15	100,0	+		+	+			24,5
12.	-	0,50	100,0	+		+	+			64,0
13.	0,16	0,25	100,0	+		+	+	1,0		40,0
14.	2,56	0,05	100,0	+	+	+	+			25,0
15.	-	0,05	100,0	+		+	1,0			65,5
16.	0,32	0,30	85,0	+	7,0	0,5	7,5			73,0
17.	-	0,10	100,0	+		+	+			35,0
18.	2,28	0,05	100,0	+	+	+	+			52,5
19.	2,50	0,20	88,0	+		+	12,0			98,0
20.	0,77	0,15	99,5	+	0,5	+	+			80,0
Глинистые сланцы										
21.	-	0,40		+	+		100,0			96,5
22.	1,28	0,65	+		+		100,0			99,5
23.	0,80	0,70	+		1,5		98,5			98,5
24.	-	0,30	+		+		100,0			97,5
25.	-	0,15	15,0		2,0		83,0			98,5
26.	0,96	0,10			+		100,0			100,0
27.	-	0,35	+		+		100,0	12,5		85,0
28.	0,48	0,20	+		+		100,0	+		100,0
29.	1,54	0,05	1,0	+	7,5	+	91,5	5		94,0
30.	2,28	0,25	5,0	+	1,5	0,5	93,0			100,0

Формации Приараксинской зоны

Тяжелая фракция											
Терригенные минералы											
Магне- тит + ильмен.	Гематит	Циркон	Турма- лин	Рутил	Ана- таз + брукит	Корунд	Гранат	Авгит	Гипер- стен	Муско- вит	Биотит
		35,0	12,0	5,0	+	+		+		4,5	
	+	25,0	10,5	4,5	+	+				10,0	+
		10,0	5,5	2,0	+	+		+	0,5	+	
	+	25,0	5,5	1,5	0,5			+			
	+	50,0	10,0	4,5	+	+		+			+
	+	3,5	2,0	1,0				+	+		
кварцевые											
+		18,0	6,5	2,5	+	+	+	+	+	2,5	+
+	6,5	12,5	5,0	3,0					+	0,5	+
+	4,0	6,5	4,0	2,0	+		+		+		
кварцевые											
+	+	45,0	19,0	6,5			+			1,0	+
1,5	4,0	39,0	21,0	3,5	+	+				6,0	
9,5	6,5	15,0	3,5	1,0	+			0,5		+	
+	3,0	45,0	10,0	2,0	+			+		+	
+	+	60,0	9,0	6,0	+					+	
3,0		30,0	1,0	0,5	+					+	
+		8,0	2,5	1,0		+		+	0,5	15,0	
+	+	39,0	16,5	9,5				+		2,0	+
+	+	25,0	13,0	7,5						+	
2,5	6,0	1,5	0,5	+						+	
		6,0	4,5	1,0						+	
+		1,5	1,0	0,5	+	0,5		+		+	
		+	+		+	+		+		0,5	
	+	0,5	+	+	+	+				1,5	
		0,5	0,5	+	+					2,0	
		+	+	+	+		+			0,5	
		+	+		+		+			2,5	
		1,0	+	+	+		+			+	
		+	+	+				+		+	

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

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

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

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

Эти песчаники характеризуются относительно высоким содержанием полевых шпатов и обломков пород, хотя кварца в них все же больше. Кварц представлен полуокатанными или окатанными зернами, часто корродированными, запыленными магнетитовой пылью. Плагиоклаз образует полуокатанные, неправильные, короткопризматические зерна размером 0,15-0,3 мм с простыми и полисинтетическими двойниками. Судя по показателям преломления и замерам углов погасания в симметричной зоне, плагиоклаз представлен альбитом. Среди общей массы свежих зерен попадаются почти нацело

пелитизированные и серицитизированные обломки. Содержание плагиоклаза не превышает 10%, микроклина и ортоклаза—5%. Зерна микроклина и ортоклаза в основном свежие, реже пелитизированы. Обломки пород составляют 12% и представлены известняками, аргиллитами, слюдистыми и кремнистыми сланцами, кварцитами, реже кислыми интрузивными, очень редко эффузивными породами.

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

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

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

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

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

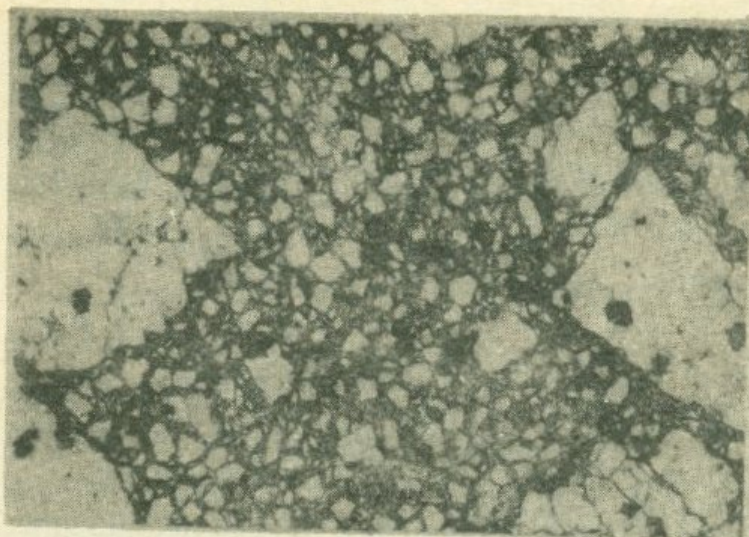


Рис.2. Песчаник кремне-
кластито-кварцевый. Не-
равномернозернистая,
псаммитовая структура.
Шлиф. Ув.25х. Ник.І.

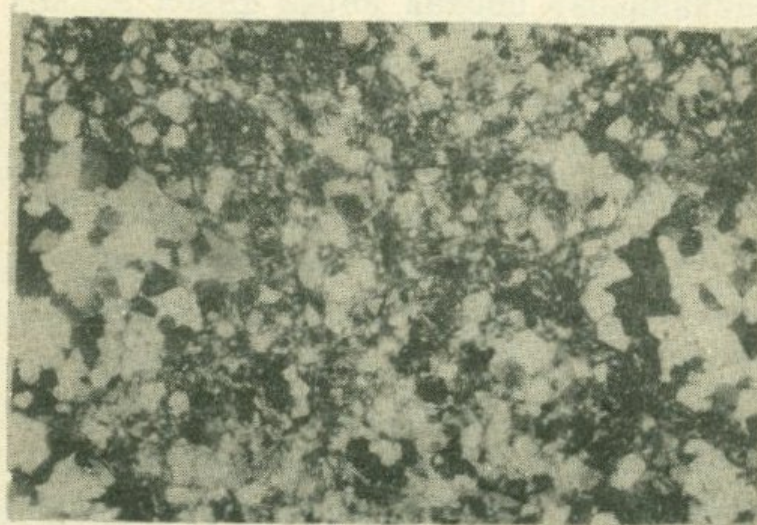


Рис.3. Песчаник кремне-
кластито-кварцевый.
Шлиф. Ув.25х. Ник.+.

участками контактово-поровый.

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

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

вый.

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

К в а р ц и т ы наибольшим развитием пользуются в позднем девоне, в отложениях же среднего девона и раннего карбона они встречаются лишь в виде отдельных пропластков. Кварциты встречаются в виде маломощных слоев внутри пачек терригенных и карбонатных пород, но также образуют самостоятельные однородные пачки (бассейн р.Аргичи).

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

Кварциты образуют равномернослоистые пласты, хорошо выдержанные по простиранию на значительные расстояния. Реже они образуют линзовидные залежи внутри пачек глинистых сланцев, песчаников и известняков. Мощность отдельных пластов кварцитов колеблется от 0,2 до 7 м, но иногда она возрастает до 100–150 м

(бассейн р.Аргичи). Встречаются пласты кварцитов с косой слоистостью (бассейн р.Аргичи, район с.Эрдич). Косая слоистость представлена чередованием красновато-бурых параллельных прослоев, мощностью от долей миллиметра до 0,5 см.

В сложении пород принимают участие как крупно-среднезернистый материал, так и зерна мелкопесчаной и алевроитовой размерности. Среднее содержание номенклатурных фракций следующее*: >0,5 мм - 12,5%; 0,5-0,25 мм - 48,30%; 0,25-0,1 мм - 24,20%; 0,1-0,01 мм - 15,0%. Подсчеты гранулометрического состава показали слабую отсортированность изучаемых кварцитов. Однако широким развитием пользуются среднезернистые разности.

Выход тяжелой фракции незначительный, колеблется от 0,05 до 0,70%, в среднем составляет 0,15%. Карбонатность очень низкая, варьирует от 0 до 2,64%, в среднем составляет 0,60%.

Эти породы характеризуются гранобластовой, гранобластово-регенерационной, конформно-регенерационной, реже инкорпорационной, стилолитовой, мозаичной структурой, массивной, пятнистой и полосчатой текстурой.

Процессы глубинного эпигенеза наиболее существенно изменили первоначальный облик породы. Непосредственно соприкасающиеся между собой кварцевые зерна в результате растворения кремнекислоты в участке их контактов тесно сопряжены друг с другом по плавным, часто сложно извилистым поверхностям. Сближение кварцевых зерен в результате образования структур растворения, в совокупности с заполнением регенерационным кварцем поровых пространств, привело к формированию конформно-регенерационной структуры. Последняя обусловила сливной характер, а также высокую прочность.

Порода сложена преимущественно кварцевым материалом, составляющим более 90% обломочной части, кроме того присутствуют редкие обломки пород (кварцитов, интрузивных, метаморфических и осадочных пород), полевые шпаты и мусковит. Акцессорные минералы представлены цирконом, турмалином, рутилом. Из аутигенных минералов встречаются кварц, карбонат, турмалин, рутил, анатаз, гидроокислы железа и др. Гидроокислы железа образуют пятна, разводы, прожилки, а иногда тонкие железистые "рубашки", обволакивающие обломочные зерна кварца.

* Гранулометрический состав определялся в шлифах линейным методом при помощи ИСА.

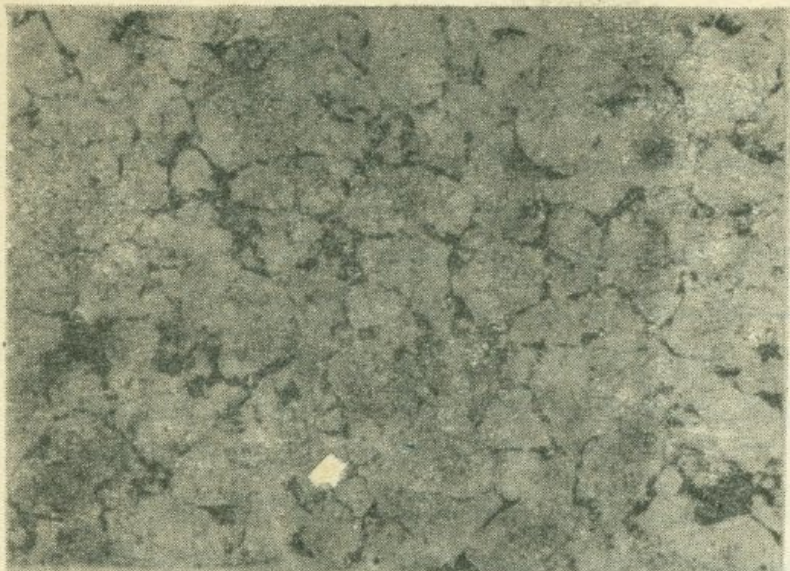


Рис.4. Кварцит средне-зернистый с гранобластовой структурой. Шлиф. Ув.45х. Ник.І.

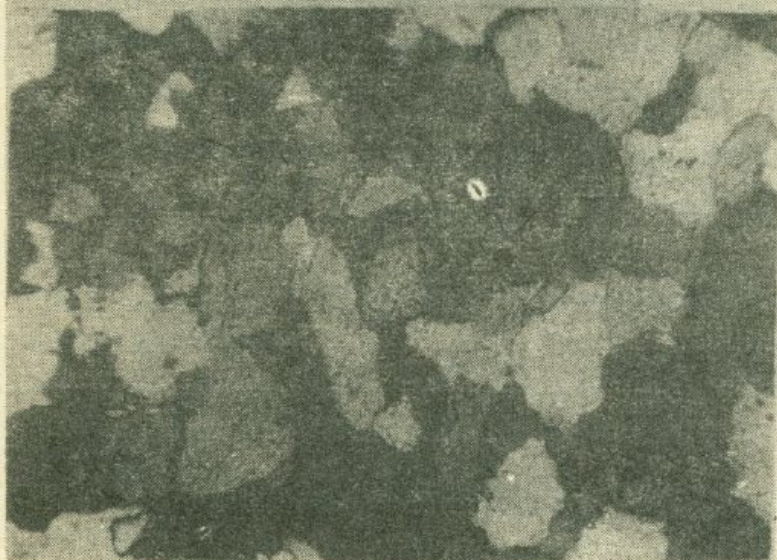


Рис.5. Кварцит конформно-регенерационной структуры с длинными, вогнуто-выпуклыми контактами. Видна зона интенсивной микростилолитизации. Шлиф. Ув.45 х. Ник.+

Зерна кварца, присутствующие в породе, исключительно чистые и прозрачные. В некоторых зернах присутствуют включения тонкоиглочатого рутила, мельчайших газово-жидких пузырьков и очень редко попадаются зерна, переполненные включениями гидроксидов железа.

Выделяются две разновидности кварца: 1. Кварц с нормальным погасанием (преобладает). 2. Кварц с волнистым (составляет незначительный процент). В зернах второго типа отмечены включения рутила и газово-жидких пузырьков.

Окатанность обломочного материала средняя. Преобладают полуокатанные и окатанно-угловатые зерна средней и крупной размерности, а алевритовая фракция в основном представлена угловатыми зернами. Следует отметить, что развитие структур растворения придает обломочным зернам более угловатые, по сравнению с первоначальным, очертания.

Таблица 4

Химический состав кварцитов карбонатно-терригенной формации *

№ № п/п	Наименование пород	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	MgO	Сумма
1.	Кварцит сахаровидный	96,84	0,45	1,45	0,18	сл.	сл.	98,92
2.	— " —	97,50	1,55	0,66	1,12	0,60	—	101,43
3.	— " —	95,60	1,80	0,04	0,26	0,89	сл.	98,59
4.	— " —	97,80	1,45	0,72	сл.	сл.	сл.	99,97
5.	Кварцит серый	95,55	0,93	2,27	0,37	0,28	сл.	99,40
6.	— " —	95,70	0,80	0,72	0,53	1,47	сл.	99,22
7.	— " —	96,04	2,08	0,91	0,09	0,49	сл.	99,61
8.	— " —	95,00	1,90	1,82	0,53	0,60	сл.	99,85
9.	Кварцит серый с вкрапл. гидроокисл. железа	92,30	3,30	2,30	1,0	0,30	0,15	99,35
10.	— " —	93,53	2,00	2,29	0,69	0,50	0,30	99,31
11.	— " —	95,20	2,65	1,60	0,40	0,20	—	100,05
12.	Кварцит сильно ожелезн.	91,52	3,12	3,32	0,28	0,56	сл.	98,80
13.	— " —	91,77	3,12	3,92	сл.	1,19	сл.	100,00
14.	— " —	90,55	3,20	1,95	0,20	3,30	0,50	99,70
15.	— " —	94,20	2,95	1,90	0,60	0,80	0,20	100,65

* Аналитик Гаспарян Э.Ш. (ИГН АН АрмССР).

По данным силикатного анализа (табл.4), в сахаровидных и серых кварцитах средние содержания SiO_2 соответственно составляют 96,65 и 95,10%, а в ожелезненных желтовато-коричневых разностях - 91,50%. Среднее содержание Al_2O_3 , Fe_2O_3 в сахаровидных, серых кварцитах примерно одинаковое; в первых 0,71% и 1,26%, а в серых - 0,81 и 1,44%. Ожелезненные и желтовато-коричневые разности содержат одинаковое количество Fe_2O_3 и Al_2O_3 ; в первых среднее содержание составляет 3,12 и 3,62%; в желтовато-коричневых - 3,33 и 3,53%.

Спектральный анализ кварцитов (табл.5) указывает на весьма определенную ассоциацию малых элементов. Для сравнительной оценки содержаний малых элементов в таблице приводятся кларки соответствующих элементов в песчаных породах.

Таблица 5

Содержание некоторых малых элементов в кварцитах карбонатно-терригенной формации

Элементы	Кол-во анализов	Пределы колебаний в %	Среднеарифметическое в %	Кларки в осадочных песчаных породах
Mn	100	0,002-0,3	0,003	$X \cdot 10^{-3}$
Ni	100	0,0009-0,03	0,0034	$2 \cdot 10^{-3}$
Ti	100	0,03 - 2,0	0,63	0,15
V	100	0,0009-0,03	0,09	$2 \cdot 10^{-3}$
Cr	100	0,0009-0,03	0,011	$3,5 \cdot 10^{-3}$
Zr	100	0,0009-0,10	0,031	$2,2 \cdot 10^{-2}$
Cu	100	0,0002-0,02	0,003	$X \cdot 10^{-4}$
Yt	100	0,003-0,01	0,005	$4 \cdot 10^{-3}$
Sr	100	0,009-0,03	0,016	$2 \cdot 10^{-3}$
Ba	100	0,001-0,1	0,017	$X \cdot 10^{-3}$
Li	100	0,0001-0,03	0,011	$1,5 \cdot 10^{-3}$

В кварцитах содержания Mn (0,003%), Ni (0,0034%), Zr (0,031%), Yt (0,005%) почти равны кларкам песчаных пород.

Содержания Cr (0,011%), Cu (0,0033%), Sr (0,016%), Ba (0,017%), Li (0,6011%) в кварцитах на порядок выше кларков песчаных пород. Исключение составляют Ti (0,65%) и V (0,09%), содержания которых в несколько раз больше соответствующего кларка песчаных пород. Повышенный фон титана характерен для

кварцитов верхнего девона. И.М.Страхов (1960) считает, что ряд микроэлементов адсорбируется в морском бассейне гелями Fe_2O_3 , Al_2O_3 .

Отмечается определенная зависимость содержания Cr , V от количества присутствующих в породах окислов железа. По-видимому, фиксация малых элементов в породах связана с их адсорбцией коагулирующими коллоидами окислов железа.

А р г и л л и т ы и г л и н и с т ы е с л а н ц ы .
Аргиллиты и глинистые сланцы ассоциируют с известняками, песчаниками, кварцито-песчаниками, кварцитами и составляют 20% мощности отложений. По площади распространение крайне неравномерно. В южной части поля развития палеозойских отложений они имеют значительную мощность, тогда как в северной — прослеживаются в виде маломощных прослоев. Мощность прослоев глинистых пород составляет 0,2–5 м, иногда достигает более 50 м, причем в девонских отложениях они развиты значительно больше, чем в отложениях нижнего карбона. В кровле формации (визейский ярус) глинистые породы отсутствуют. Первичный цвет глинистых пород серый, с богатой градацией — вплоть до черного; в результате гипергенных изменений они приобретают желтовато-бурую и малиновую окраску.

Глинистые породы плотные, часто рассланцованные; последние в результате выветривания распадаются на мелкие листочки. Вдоль сланцеватости отмечены налеты и корочки гидроокислов железа, скопления белой слюды, пирита (в большинстве случаев окисленного).

В глинистых породах широко развиты конкреции; они распространяются вдоль плоскостей напластования, длинные их оси располагаются параллельно этим плоскостям. Отмечены эллипсоидальные, сферические, неправильные, реже — дисковидные формы конкреций. Размеры их колеблются в пределах 2–8 см. По составу подразделяются на железисто-кремнисто-глинистые и глинисто-кремнисто-карбонатные. Первые имеют эллипсоидальную и неправильную форму и тонкое концентрическое строение; среди них встречаются массивные (сплошные) и полые; центральная часть ядра сложена глинистым веществом, пронизанным жилками гидроокислов железа; характерно также присутствие тонкодисперсного кварца и мусковита.

Глинисто-кремнисто-карбонатные конкреции в глинах позднего девона имеют более широкое распространение, чем во всех ос-

талльных частях разреза описываемой формации.

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

По гранулометрическому составу глинистые породы относятся к алевритистой, реже алевритовой и песчаной разностям. Карбонатность в среднем составляет 3,5%.

Глинистые породы имеют алевропелитовую, мегапелитовую, лептопелитовую и псаммопелитовую структуры и беспорядочную, микрослоистую, пятнистую, сланцеватую текстуры. Беспорядочная текстура обусловлена неравномерным распределением в глинистой основе кварца, слюд, обломков пород, реже полевых шпатов; микрослоистая – послойным расположением этих минералов; скопления органического вещества, гидроокислов железа, кальцита на локальных участках создают пятнистые текстуры; сланцеватые текстуры характеризуются расположением слюд и других минералов (в том числе глинистых) субпараллельно удлинению кристаллитов.

Песчаные и алевритовые частицы составляют 20–30% объема породы; представлены кварцем, слюдами, обломками пород (осадочных, метаморфических, кислых магматических), реже цирконом, полевыми шпатами, пиритом. Форма зерен округлая, угловато-округлая, размеры – 0,01–0,2 мм. Обломки пород и полевые шпаты нередко интенсивно изменены, вплоть до полного замещения глинистыми, кремнистыми минералами, слюдами, кальцитом и гидроокислами железа.

Глинистая основа пронизана тонкодисперсным кварцем, гидроокислами железа, углистым веществом, значительно меньше – кальцитом. Участками глинистая изотропная масса раскристаллизована в сравнительно крупные (0,02–0,04 мм) чешуйки, игольчатые и тонкопризматические кристаллиты гидрослюды, другие участки замещены перекристаллизованным кальцитом. Игольчатые и тонкопризматические образования особенно развиты в глинистых сланцах, в которых они располагаются своими вытянутыми сторонами субпараллельно сланцеватости.

Из неглинистых аллотигенных минералов в крупных фракциях постоянно присутствуют измененные минералы и обломки пород (в среднем 85%), свежие обломки пород (1%), кварц (11%), мусковит (3%), полевые шпаты (ед,зн.), циркон (3%), турмалин (2%), рутил (1%); из аутигенных – гидроокислы железа (до 100%), пирит,

рутил, анатаз, турмалин, барит, кальцит, кварц, халцедон, парагонит. Последний развивается по основной массе глинистых сланцев и образует бесцветные, сравнительно крупные чешуйки размером 0,07–0,4 мм. Это позволило отобрать мономинеральную фракцию для электронографического и спектрального анализа. Минерал относится к модификации $2M_1$, параметры ячейки: $a = 5,17 \text{ \AA}$, $b = 8,95 \text{ \AA}$; $c = 19,45 \text{ \AA}$; $\beta = 95^\circ 48'$. Содержание малых элементов, по данным спектрального анализа, следующее: Si, Al – 10%, Fe – 3%; Mg, Ti, Na – 0,3–1%; Ca, V, Ba, Sr – 0,03%; Mn, Cr, Zr, Cu, Ga, Yt – 0,003%; Ni, Li – 0,001%; Be – 0,0001%. Значение параметра "C" минерала, повышенное содержание натрия и отсутствие калия позволяют отнести его к парагониту.

По составу неглинистых минералов девонские и раннекаменноугольные глинистые породы весьма близки, различия улавливаются лишь в соотношении компонентов. Так, в раннекаменноугольных сланцах возрастает роль кварца в легкой фракции, в тяжелой – циркона, турмалина, анатаза, мусковита, отчасти рутила и других акцессорных минералов.

В глинах карбонатно-терригенной формации установлены каолинит, гидрослюда, хлорит, смешанослойный неупорядоченный минерал типа монтмориллонит-гидрослюда. Основными минералами являются каолинит (50–90%) и гидрослюда (10–40%, остальные ~10%), встречаются спорадически, в качестве второстепенной примеси. Хлорит чаще встречается в девонских глинах, особенно эрдического разреза, они же отличаются повышенным содержанием гидрослюда: для глин советашенского разреза характерна переменная, не контролируемая в разрезе обогащенность каолинитом и гидрослюдой. В целом же минеральный состав глин достаточно устойчив в разрезе и на площади распространения формации.

Каолинит диагностируется по интенсивным базальным рефлексам $cd = 7 \text{ \AA}$; $3,5 \text{ \AA}$, которые исчезают после прокаливании образцов при 550°C . По данным электронографии, структура каолинита несовершенная, период "C" не проявляется; минерал относится к псевдомоноклинному типу с параметром $a = 5,13 \text{ \AA}$; $b = 8,92 \text{ \AA}$. На электронномикроскопических снимках существенно каолинистых глин частица имеет изометричную форму и в основном размытые края. Термограммы большинства образцов типичны для каолинистых глин: они характеризуются одной эндотермической и одной экзотермической реакцией с максимумами соответственно при $600\text{--}660^\circ$

и 970–1000°C. Химический состав каолинитовых глин приводится в табл.6.

Г и д р о с л ю д а на дифрактограммах фиксируется по базальным рефлексам $cd = 10 \text{ \AA}$; $5 \text{ \AA}$, которые не изменяются после термообработки и насыщения образцов глицерином. Минерал диоктаэдрический, представлен двумя модификациями – $1M$ и $2M_1$. Параметры элементарной ячейки: $1M$ – $a = 5,20 \text{ \AA}$, $b = 9,00 \text{ \AA}$, $c = 9,98 \text{ \AA}$, $\beta = 100^\circ$; $2M_1$ – $a = 5,19 \text{ \AA}$, $c = 19,80 \text{ \AA}$, $\beta = 95^\circ 30'$. На термограммах гидрослюдистых глин первый эндоэффект (дегидратация) выражен более отчетливо, а второй (выделение "ОН"-групп) менее интенсивно, чем на термограммах образцов смешанного состава. На электронномикроскопических снимках частицы гидрослюды имеют неправильную, изометрично-пластинчатую, реже удлиненно-пластинчатую форму, иногда сравнительно хорошую ограниченность.

Х л о р и т диагностируется по базальным отражениям $cd = 14 \text{ \AA}$; $7 \text{ \AA}$, $3,5 \text{ \AA}$, которые не изменяются после различных обработок образцов. То обстоятельство, что хлорита в глинах очень мало, не позволило выявить его полиптиию, судя по интенсивности отражений четных и нечетных порядков, минерал относится к железистым разностям. На некоторых термограммах образцов с примесью хлорита отчетливо фиксируется экзоэффект с максимумом около 350°C и более широкий пик, соответствующий выделению кристаллизационной воды.

С м е ш а н о с л о й н ы й минерал монтмориллонит-гидрослюдистого типа встречается значительно реже и в меньших количествах, чем прочие глинистые минералы. Фиксируется на дифрактограммах необработанных образцов по рефлексу cd (001) $\sim 10,7$ – $11,1 \text{ \AA}$, который увеличивается до 13 – $14 \text{ \AA}$ после насыщения их глицерином, а после прокаливании сокращается до $10 \text{ \AA}$.

В карбонатно-терригенной формации выделяются две ассоциации глинистых минералов: каолинитовая и гидрослюда-каолинитовая. Другие глинистые минералы тяготеют к первой ассоциации. Состав породообразующих и некоторых малых элементов приводится в таблицах 6, 8. Средние содержания ряда окислов в различных типах пород сведены в табл. 7. Средние содержания SiO_2 в глинах, аргиллитах и глинистых сланцах соответственно составляют 55,92, 56,67 и 59,43%; с возрастанием метаморфизма содержание SiO_2 в породах увеличивается. В обратной зависимости находят-

Таблица 6

Химический состав глинистых пород карбонатно-терригенной формации *

№ обр.	О К И С Л Ы										п.п.п.	Na ₂ O	K ₂ O
	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	FeO	Al ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	MgO	MnO	P ₂ O ₅	влага			
20	53,35	13,85	0,11	16,44	0,68	1,01	0,60	0,07	0,22	0,87	8,87	0,17	3,16
19	54,06	4,37	0,64	22,97	0,90	1,24	1,09	-	0,23	1,49	8,11	0,21	4,66
15	56,97	3,01	0,64	25,13	1,12	0,74	0,27	0,04	0,08	1,08	7,47	0,56	2,48
14	53,49	10,40	0,35	21,34	0,60	0,86	0,36	0,07	0,20	1,21	9,96	0,30	1,33
22	53,35	10,88	4,61	15,76	0,50	0,37	1,18	-	1,60	1,85	9,13	0,12	0,63
21	53,39	7,07	0,78	22,97	0,85	0,99	0,36	0,07	0,20	3,57	7,19	0,53	2,38
29	60,16	4,33	0,57	16,13	1,12	1,24	0,18	0,03	0,14	1,63	11,00	0,66	2,60
26a	56,31	7,69	1,84	15,62	0,67	4,89	2,67	0,07	0,83	1,85	4,06	2,38	0,74
11	64,34	4,66	0,78	17,71	1,87	0,60	0,91	0,04	0,16	1,04	5,57	0,05	2,54
12	62,60	5,73	0,71	16,92	2,17	0,86	0,73	0,03	0,23	1,16	5,25	0,04	3,70
7	58,72	4,84	0,51	21,40	0,67	0,86	0,47	-	0,10	1,50	6,00	0,31	2,92
9	62,91	6,85	0,35	17,45	2,00	0,86	0,47	-	0,16	0,69	5,70	0,24	2,48

* Аналитик Л.А.Оганесян (ИГН АН АрмССР).

Таблица 7

Среднее содержание некоторых окислов
в глинистых породах карбонатно-терригенной формации *

Окислы	Типы глинистых пород			
	глина	аргиллит	глинистый сланец	среднее по всем типам
SiO_2	<u>55,82</u> 6	<u>56,67</u> 6	<u>59,43</u> 5	<u>57,30</u> 17
Al_2O_3	<u>18,14</u> 6	<u>18,37</u> 6	<u>18,21</u> 5	<u>18,24</u> 17
Fe_2O_3	<u>7,42</u> 6	<u>8,56</u> 6	<u>7,24</u> 5	<u>7,74</u> 17
FeO	<u>0,69</u> 6	<u>0,56</u> 1	<u>0,61</u> 5	<u>0,62</u> 17
H_2O	<u>1,86</u> 6	<u>1,65</u> 6	<u>0,80</u> 5	<u>1,17</u> 17
п.п.п.	<u>7,49</u> 6	<u>6,01</u> 6	<u>8,16</u> 5	<u>7,22</u> 17
Na_2O	<u>0,71</u> 6	<u>0,52</u> 6	<u>0,48</u> 5	<u>0,57</u> 17
K_2O	<u>2,91</u> 6	<u>2,16</u> 6	<u>2,26</u> 5	<u>2,45</u> 17

* В знаменателе — количество анализов.

ся содержания H_2O и Na_2O , т.е. количество этих окислов от глин к сланцам уменьшается; в распределении остальных компонентов не обнаруживается какая-либо зависимость от степени изменения глинистых пород. Уменьшение содержания H_2O связано с потерей низкотемпературной воды по мере метаморфизма глин; что касается Na_2O , то отмеченная зависимость возможно случайная, либо объясняется парагонитизацией глинистого вещества. Повышенное (57,30%) среднее содержание SiO_2 для всех глинистых пород объясняется не только значительной примесью гидрослюда,

Таблица 8

Распределение некоторых элементов* в глинистых породах карбонатно-терригенной формации

Элементы	Кол-во анализов	Пределы колебаний	Среднеарифметическое (М) в %	Модальное (М ₀) в %	Кларки в осадочных глинах
Cr	60	0,01-0,03	0,025	0,027	$1 \cdot 10^{-2}$
Ti	60	0,3-3	1,506	1,490	$4,5 \cdot 10^{-1}$
Ni	60	0,01-0,003	0,012	0,011	$9,5 \cdot 10^{-3}$
Mn	60	0,03-1	0,675	0,601	$6,7 \cdot 10^{-2}$
Cu	60	0,03-0,003	0,015	0,013	$5,7 \cdot 10^{-3}$
Sr	60	0,01-0,003	0,012	0,016	$5,5 \cdot 10^{-2}$
Ba	60	0,01-0,1	0,032	0,037	$8 \cdot 10^{-2}$
B	60	0,01-0,1	0,036	0,039	$1 \cdot 10^{-2}$

* Анализы выполнены М.Мартиросьяном (ИГН АН АрмССР).

но и присутствием в них большого количества свободного кремнезема в виде тонкодисперсного кварца и других кремнистых минералов.

Некоторые советские и зарубежные исследователи (Акульшина, 1971; Petitjohn, Schultz, 1950; Vogt, 1927) расценивают отношение $\frac{Al_2O_3}{Na_2O}$ как показатель зрелости глинистого вещества терригенного происхождения. Алюминий является наиболее инертным элементом в составе глинистых минералов, тогда как натрий, в отличие от калия, легко выносится из силикатов и не восстанавливается в последующем цикле седиментации. Иначе говоря, чем интенсивнее выражены процессы выветривания на суше, тем большее значение имеет указанное отношение. В нашем случае $\frac{Al_2O_3}{Na_2O} = 32$, что соответствует глинистому элювию на кислых интрузивных породах, т.е. условию их интенсивного выветривания. О последнем свидетельствует также повышенное содержание Ti . Содержания других малых элементов (за исключением меди) не превышают соответствующие кларки в осадочных глинах. Несколько повышенное содержание меди связано, по-видимому, с фиксацией ее в глинистых осадках вместе с органическим веществом и гидроокислами железа.

Состав глинистых и неглинистых минералов, особенности ми-

Нерального аутигенеза в отложениях карбонатно-терригенной формации указывают на три стадии постдиагенетического их изменения: начальный катагенез, поздний катагенез и начальный метакатагенез.

Признаки начального катагенеза отмечены в глинах, отчасти в аргиллитах, нередко включающих глинисто-железисто-карбонатные конкреции. Глинистые породы ассоциируют с тонкозернистыми известняками, песчаниками, кварцито-песчаниками. На стадии начального катагенеза диоктаэдрическая гидрослюда встречается в двух модификациях: $1M$ и $2M_I$, причем, как правило, в соотношении $1M > 2M_I$. Почти постоянно присутствуют неупорядоченные смешанослойные образования типа Г-М, Fe-хлорит. Породообразующим минералом является моноклинный каолинит с несовершенной структурой. Из обломочных неглинистых минералов редко встречаются биотит, амфиболы и сравнительно свежие полевые шпаты. Аутигенные минералы представлены гидроокислами железа, пиритом, кальцитом, значительно реже - анатазом, рутилом, флюоритом. Структуры и текстуры пород нормально осадочные.

Поздний катагенез наиболее отчетливо проявляется в аргиллитах, ассоциирующих с кварцито-песчаниками, кварцитами, отчасти в сланцах. На этой стадии породообразующим глинистым минералом также является моноклинный каолинит с несовершенной структурой. Обычное соотношение политипов гидрослюда - $1M \leq 2M_I$. Смешанослойные образования и монтмориллонит встречаются спорадически, в малых количествах, так же как обломочный биотит и амфиболы. Последние, а также полевые шпаты интенсивно изменены, кальцитизированы, ожелезнены, серицитизированы, гидрослюдизированы. Характерно широкое развитие аутигенных титанистых минералов - анатаза, брукита и рутила.

Для глин обычна слабо ориентированная текстура основной массы. В зернистых породах заметны следы бластеза, участками цемент "растаскивается", появляются регенерационные разрастания на кварце, рутиле, развиваются конформные и инкорпорационные структуры.

Признаки раннего метакатагенеза наблюдаются лишь в глинистых сланцах. Они ассоциируют с песчанико-кварцитами, кварцитами, крупнозернистыми известняками.

На стадии раннего метакатагенеза диоктаэдрическая гидрослюда представлена политипом $2M_I$; в редких образцах установлена вто-

ростепенная примесь IM . Породообразующим глинистым минералом, как и в катагенезе, является моноклинный каолинит с несовершенной структурой. Смешанослойные образования и монтмориллонит отсутствуют или встречаются очень редко в качестве второстепенных примесей. Полевые шпаты, амфиболы, обломки пород замещаются серицитом и гидрослюдой. По глинистой основе развиваются тонкопризматические кристаллики гидрослюды или мусковита $2M_I$. Но наиболее характерным является развитие вдоль сланцеватости сравнительно крупных чешуек парагонита $2M_I$. Чешуйки эти образуются за счет глинистой основы: очевидно, генерация парагонита связана с метасоматическим преобразованием гидрослюды $2M_I$. Из аутигенных неглинистых минералов широко представлены анатаз, рутил, турмалин.

Глинистые породы имеют сланцеватую текстуру, обусловленную взаимно параллельной (или субпараллельной) ориентацией минералов. В зернистых породах, вследствие усиления бластеза, широко развиваются конформные, инкорпорационные, мозаичные структуры, становятся обычными явления регенерации.

Кварцито-песчаники, кварциты, глинистые сланцы могут рассцениваться и как индикаторы более глубоких изменений; однако отсутствие в породах карбонатно-терригенной формации новообразований альбита, Mg -хлорита, эпидста, биотита, подчиненная роль мусковита $2M_I$, широкое распространение гидрослюды $2M_I$ свидетельствуют о раннеметагенетической стадии изменения этих пород.

В свете изложенного ниже рассматривается вопрос о генезисе глинистых минералов.

Каолинитовая ассоциация распространена во всех типах глинистых пород, особенно в глинах и аргиллитах.

Характер постдиагенетического преобразования каолинита на различных термодинамических уровнях установлен В.Д.Шутовым (1963). Другой вариант трансформации каолинита описан Г.В.Карповой (1972) при изучении полифазальных отложений Большого Донбасса и Северного Кавказа. Каолинит в глинистых породах карбонатно-терригенной формации вообще не испытывает сколько-нибудь заметных изменений (исключая структурную неупорядоченность, которая, однако, не поддается толкованию — свойственна всем стадиям). Напрашивается вывод, что судьба каолинита в осадочном

цикле может быть различной и что вряд ли в природе существует универсальный ряд трансформации этого минерала. В нашем случае генезис каолинита связан с палеогеографическими условиями осадконакопления.

Теплый и влажный климат в сочетании с невысоким и слабо расчлененным рельефом обусловили каолиновый тип выветривания пород областей сноса. На кислых интрузивных, эффузивных, а также метаморфических и осадочных породах формируются каолиновые коры выветривания, продукты которых составляют значительную часть сносимого в бассейн седиментации терригенного материала. Моноклинный каолинит с несовершенной структурой на всех этапах эволюции глинистых отложений сохраняется в качестве породообразующего минерала. В шлифах каолиновое вещество имеет тонкоагрегатное строение и беспорядочную текстуру; только в глинистых сланцах оно ориентируется параллельно сланцеватости и удлинению других минералов. При этом структурная неупорядоченность каолинита сохраняется. Каолинит не образует псевдоморфозы замещения по обломочным компонентам и глинистой основе, не отмечены также явления перекристаллизации последней вокруг обломочных зерен. На электронномикроскопических снимках частицы каолинита имеют детритовый облик. Таким образом, в морском бассейне и при последующих постдиагенетических процессах аллотигенный каолинит не претерпевает существенных изменений. Очевидно, отсутствие конседиментационных (или эпигенетических) кислых растворов, большого количества органического вещества и сульфидов исключало возможность аутигенной генерации каолинита, а РТ-уровень раннего метазенеза в данном случае оказался недостаточным для глубокого структурного преобразования каолинита.

Г и д р о с л ю д и с т о - к а о л и н и т о в а я ассоциация характерна для всех типов глинистых пород. В глинах и аргиллитах гидрослюда встречается в двух модификациях — $1M$ и $2M_1$. На стадии начального катагенеза обычным является соотношение $1M > 2M_1$; в позднем катагенезе гидрослюда $1M$ почти полностью исчезает.

После работ Йодера, Егстера (1955) и Уивера (1956) утвердилось мнение об аллотигенном генезисе поли типа $2M_1$. Однако имеются экспериментальные исследования (Velde, 1965), а также данные по природным объектам (Коссовская, Дриц, 1971), свидетельствующие о более широком диапазоне условий образования этого минерала. Установлено также, что при повышенном РТ-уров-

не осуществляется трансформация IM в $2M_I$ (Винклер, 1969; Косовская, Шутов, 1963; Карпова, 1972). Нет однозначной генетической интерпретации и в отношении гидрослюда IM . Хотя аутигенная гидрослюда IM в природе развита широко, все же нет оснований считать ее запрещенным аллотигенным минералом; нередко она является главным компонентом глин в терригенных отложениях и достаточно устойчива в осадочном цикле. Можно с уверенностью сказать о наличии в глинах карбонатно-терригенной формации двух генераций (аллотигенной и аутигенной) гидрослюда IM и $2M_I$. Критериями аллотигенности последних являются: наличие древних осадочных и метаморфических пород, как основных источников сноса, преимущественно детритовый облик частиц на электронномикроскопических снимках, обломочные структуры и текстуры глин, развитие глинистых минералов по определенным компонентам пород, т.е. не-регионально выраженный характер минерального аутигенеза.

К аутигенной разновидности IM относятся мелкие чешуйки гидрослюда, развивающиеся по обломкам пород и остаткам микрофауны; они имеют светло-зеленую окраску, характерный блеск, иногда ориентированы в одной плоскости и реагируют на свет как монокристалл. Процесс этот особенно характерен для глин, чем, очевидно, и объясняется ведущая роль политипа IM в стадию раннего катагенеза. Аутигенная гидрослюда $2M_I$ развивается по глинистой основе сланцев в виде крупных (до 0,1 мм) изометричных и призматических образований. Кроме последних, вдоль сланцеватости образуются сравнительно более крупные, отличающиеся также своим блеском, изометричные чешуйки. Обе разновидности были отобраны под бинокуляром и подвергнуты электронографическому и спектральному анализам. Первые оказались гидрослюдой (или мусковитом) $2M_I$, вторые – парагонитом $2M_I$. Политип IM в глинистых сланцах практически отсутствует, иначе говоря, аутигенная гидрослюда (мусковит) $2M_I$ и парагонит $2M_I$ – характерны для стадии раннего метакатагенеза. Таким образом, трансформация глинистых минералов осуществляется в течение всего осадочного цикла: гидрослюда IM – в раннем катагенезе, гидрослюда $2M_I$ – в позднем, мусковит $2M_I$ и парагонит $2M_I$ – в метакатагенезе. Возможны два варианта (ряда) трансформации: 1) аморфное вещество → гидрослюда IM → гидрослюда $2M_I$ → мусковит $2M_I$ → парагонит $2M_I$; 2) аморфное вещество → гидрослюда IM .

Гидрослюда $2M_I$ $\left\{ \begin{array}{l} \text{Мусковит } 2M_I \\ \text{Парагонит } 2M_I \end{array} \right.$

В заключение интересно отметить, что для изменений типа раннего метаморфизма в платформенных условиях необходимы значительно большие амплитуды погружения (3000–4000), чем это имело место при формировании карбонатно-терригенной формации, максимальная мощность которой достигает 1700–1800 м. Размыву подвергалась лишь кровля формации (мощностью не более 200 м), поэтому можно предположить, что площадь ее распространения характеризовалась повышенной проницаемостью и, возможно, наличием дополнительного притока тепла.

Карбонатные породы

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

Содержание нерастворимого остатка варьирует от 10 до 40%, в среднем составляет 28,5%. Этот остаток состоит из терригенных и различных аутигенных минералов. Величина зерен терригенной примеси колеблется в пределах 0,02–0,45 мм. Примесь глинистых минералов незначительна – в среднем составляет 12%.

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

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

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

Таблица 9

Химический состав известняков карбонатно-терригенной формации

№ № п/п	H ₂ O	R ₂ O ₃	CaO	MgO	CO ₂	Сумма	Кальцит	Доломит
1.	1,93	5,89	49,55	0,76	42,41	100,54	88,31	3,50
2.	2,45	2,80	50,70	1,17	42,56	99,56	89,05	5,21
3.	3,64	2,40	52,73	0,67	40,97	100,41	92,20	2,66
4.	0,80	2,12	54,49	0,63	41,90	99,94	95,44	2,18
5.	0,90	4,34	54,14	0,90	39,00	99,28	92,14	3,11
6.	2,00	2,38	53,38	0,72	41,20	99,68	93,10	3,29
7.	2,10	8,05	52,10	-	37,60	99,85	90,80	-

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

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

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

Терригенная примесь в детритовых известняках колеблется от 0 до 30%. Представлена она обломками кварца и известняка. Тек-

Таблица 10

Минеральный состав нерастворимого остатка известняков
карбонатно-терригенной формации Приараксинской зоны

Карбонатность	Выход тяжелой фракции	Легкая фракция				Тяжелая фракция										
		Терригенные минералы				Аутигенные		Терригенные минералы								
		Кварц	Мусковит	Обломки пород	Разлож. и глин. част.	Пирит	Гидр. Fe	Магнетит Ильменит	Гематит	Циркон	Турмалин	Рутил	Анаказ	Авгит	Гиперстен	Мусковит
96,80	1,00	12,0		+	85,5	+	71,5	5,0	+	+	+	+	+	+	0,5	
96,20	0,75	17,5	1,5	+	81,0	+		+	21,0	1,0	+	+	+		+	2,0
94,70	3,25	45,0		+	55,0		20,0	+	80,0	+	+	+				
98,20	0,30	90,0	1,0	+	9,0		89,0	+	+	5,5	3,0	2,5				
93,17	0,25	85,0		+	15,0			2,0		7,5	6,0	2,5	+			0,5
89,54	2,00	35,5	1,0	1,5	62,0		78,5		20,0	1,0	0,5	+		+		+
85,70	0,75	50,0	+	+	50,0	+	99,0	+		+	+	+	0,5	0,5		+
78,40	0,90	80,0	+	+	20,0	15,0	59,0			8,5	3,0	1,0	+	+		+
76,22	0,20	35,0		1,0	64,0		80,0	5,0	8,5	4,5	1,0	+		0,5	0,5	+
71,04	0,65	1,5		+	98,5	+	99,0			1,0	+	+				

Стура беспорядочная, реже слоистая. Органогенно-детритовые известняки встречаются как в виде небольших, так и мощных пластов.

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

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

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

Криноидные известняки. Макроскопически серая, темно-серая, толсто- и среднеслоистая порода, почти целиком состоящая из стеблей морских лилий и их обломков, боль-

шинство которых ориентировано перпендикулярно слоистости.

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

В о д о р о с л е в ы е и з в е с т н я к и обычно плотные, массивные, серые и темно-серые, на выветрелой поверхности нередко можно наблюдать концентрические образования. Водоросли слагают основную массу породы. Наряду с ними встречены обломки раковин брахиопод, фораминифер, реже кораллов и остракод.

Под микроскопом видно, что они сложены из многочисленных удлиненных, округлых и неправильных по форме известковистых клубочков, среди которых располагаются раковины брахиопод, фораминифер, одиночных и колониальных кораллов, ядра гастропод и мелкие сгустки пелитоморфного карбоната. Текстура в основном беспорядочная, редко слоистая, вследствие горизонтального расположения большинства водорослевых трубочек. Карбонатная неорганогенная часть образована мелко- и тонкозернистым кальцитом, причем она обильна и выполняет промежутки между органическими фрагментами. Среди основной массы обычны перекристаллизованные участки. Терригенная примесь представлена угловато-округлыми зернами кварца. Нередки зерна пирита и гидроокислов железа.

М ш а н к о в о - к о р а л л о в о - б р а х и о п о д о в ы е и з в е с т н я к и . Основной составной частью известняков являются раковины брахиопод, кораллов и мшанок. При этом в одних прослоях цемент играет незначительную роль, заполняя лишь пространства между соприкасающимися раковинами, а в других он довольно обилен и раковины погружены в мелкозернистый карбонат кальция. Кроме того в таких известняках встречаются раковины и других организмов, но их количество очень невелико. Заметим, что в мшанково-кораллово-брахиоподовых известняках, почти повсеместно наблюдается примесь терригенных частиц, содержание которых колеблется от 10 до 30%. Эти частицы представлены угловато-округлыми зернами кварца, размером от 0,1 до 0,35 мм. Они не-



Рис.6. Известняк водорослевый. Шлиф. Ув.45х. Ник.І.



Рис.7. Известняк фораминиферо-полидетритовый. Шлиф. Ув.45х. Ник.І.

равномерно распределены в породе.

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

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

Кроме описанных типов карбонатных пород часто встречаются известняки смешанного состава. Они сложены разнообразными орга-

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

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

М и к р о з е р н и с т ы е и з в е с т н я к и серые, темно-серые, массивные. Основная масса породы образована крипто- и микрозернистым кальцитом, причем наблюдаются разности, в которых преобладают зерна размером 0,007–0,015 мм. Нередко в этой массе рассеяны более крупные кристаллы (0,04 мм). Трещины в породе выполнены среднезернистым, реже крупнозернистым кальцитом. Встречаются мелкие полости, сложенные среднезернистым кристаллобластическим кальцитовым агрегатом. В отдельных случаях полости выполнены агрегатом халцедона, центральная часть которых подвергнута выщелачиванию. На отдельных участках утолщенные, пересекающиеся между собой кальцитовые трещинки создают "псевдобрекчиевидную" структуру. В некоторых случаях псевдобрекчиевидность обуславливается неравномерным распределением глинисто-известковистого материала, вследствие чего одни участки приобретают светлые, другие – более темные тона.

Следует заметить, что довольно часто встречаются микрозернистые известняки, содержащие то или иное количество органических остатков (фораминифер, мшанок, остракод и т.д.), причем раковина обычно выполнена более чистым кальцитом. Такие известняки, размещающиеся в низах разреза карбонатно-терригенной формации, содержат незначительную примесь терригенных частиц, в верхах примесь возрастает до 40%. Заметим далее, что структура терригенной примеси неодинакова. В одних случаях превалирует глинистая фракция, в других – алевроитовая, в третьих – песчаная. Она представлена преимущественно угловато-окатанными зер-

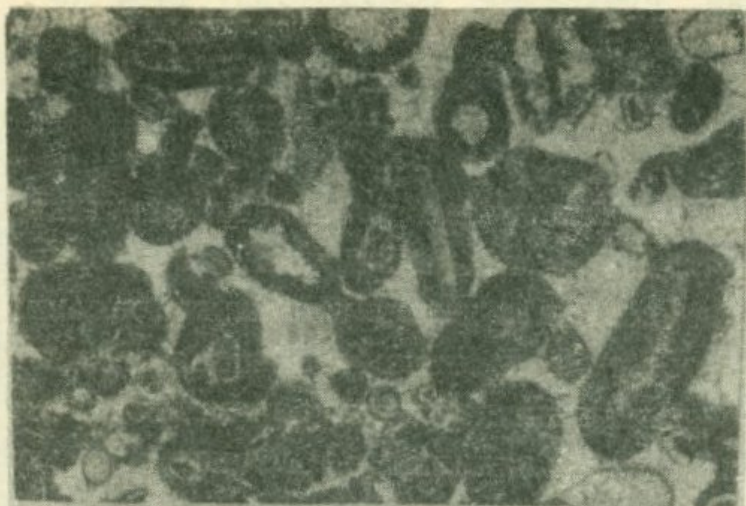


Рис.8. Известняк оолитовый, ядра сложены обломками известняков и фауны. Шлиф. Ув.45х. Ник.І.

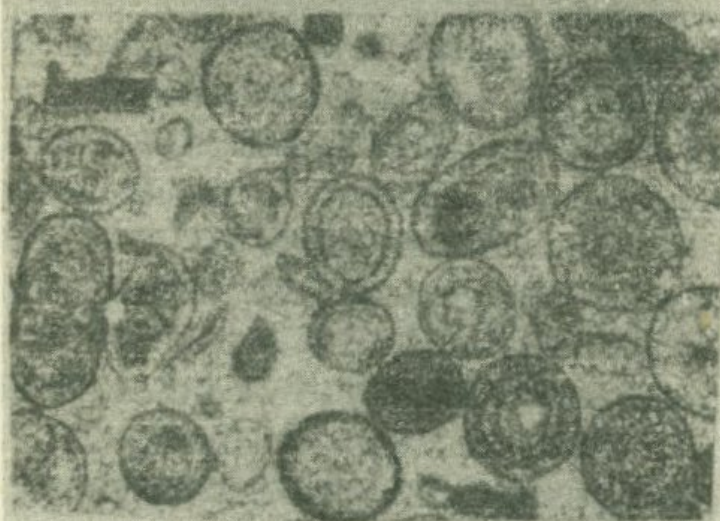


Рис.9. Известняк оолитовый. Преобладают сильно гранулированные оолиты. Шлиф. Ув.45х. Ник.І.

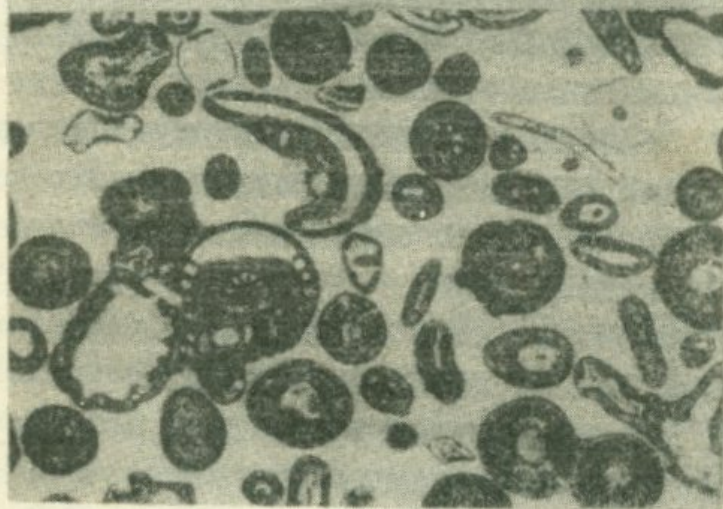


Рис.10. Известняк оолитовый. Видны срезы органических остатков. Связующая масса сильно перекристаллизована. Шлиф. Ув.45х. Ник.І.

нами кварца и единичными зернами магнетита, мусковита, циркона, турмалина, рутила, а из аутигенных минералов встречены пирит, кварц, гидроокислы железа.

Структура этих известняков в известной мере зависит от размерности терригенной примеси. Последняя часто распределена

неравномерно и образует микропрослойки.

О о л и т о в ы е известняки имеют ограниченное распространение. Макроскопически – серые, серовато-желтые, массивные, реже среднеслоистые породы. Под микроскопом порода состоит из разных по величине (0,2–0,6 мм) оолитов, контуры которых преимущественно округлые, овальные, реже вытянутые. Ядра оолитов чаще всего сложены обломками микро- и мелкозернистых известняков, обломками скелетов микроорганизмов, обросшими коркой радиально-лучистого и концентрически-скорлуповатого кальцита. Кроме оолитов в большом количестве (20%) присутствуют обломки пород и раковины различных органических остатков (одиночные кораллы, брахиоподы, мшанки, фораминиферы, а также криноидеи и водоросли). Цементирующая масса скудная, представлена микро- и мелкозернистым кальцитом, участками перекристаллизованным. Следует отметить, что нередко оолиты изменены, перекристаллизованы, доломитизированы, замещены частично кварцем. Можно наблюдать случаи, когда один такой кристалл кварца как бы захватывает частично соседний оолит.

М е л к о - и с р е д н е з е р н и с т ы е известняки имеют более широкое развитие. В основном это породы серого, реже почти черного цвета. Терригенная примесь представлена в основном угловато-окатынными зернами кварца, количество которых колеблется от 15 до 30%. Суммарное содержание карбонатов в таких известняках колеблется от 55 до 85%, а в среднем составляет 75,00%.

Фосфориты и фосфоритоносные породы

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

Палеозойские фосфориты и фосфоритоносные породы представлены тремя типами: зернистым, желваковым и пластовым.

З е р н и с т ы е ф о с ф о р и т ы . Макроскопически это крепкие, буровато-серые или буровато-черные породы, состоящие из черных или темно-коричневых зерен фосфорита, обломочных зерен кварца, сцементированных буровато-серым веществом. Мощность слоев зернистых фосфоритов от 0,1 до 2 м.

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

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

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

Ж е л в а к о в ы е ф о с ф о р и т ы имеют ограниченное распространение и приурочены к отложениям позднего девона, реже раннего карбона, где образуют довольно выдержанный горизонт. Макроскопически представляют собой темно-серые, почти черные, шарообразные, овальные или несколько уплощенные тела размером от 0,5 до 5 см и более. Мощность слоев колеблется в пределах от 0,2 до 2,1 м.

Под микроскопом желваковые фосфориты представлены темно-коричневой и желтовато-бурой аморфной, либо очень тонкораскристаллизованной криптозернистой основной фосфатовой массой, цементирующей отдельные мелкие полускатанные зерна кварца (0,01–0,3 мм) и другие кластические минералы (циркон, рутил, турмалин, реже мусковит). Большинство желваков густо окрашено органическим веществом. Местами много пирита, образующего псевдоморфозы по раковинам и на некоторых участках заполняющего поры. Контуры желваков в одних случаях очень резкие, а в других — расплыв-

чатые; карбонатное вещество вмещающей породы наблюдается внутри фосфорита в виде прожилков и отдельных кристаллов. Иногда эти желваки рассечены трещинками, заполненными кальцитом или неравномерно замещены им. Помимо хорошо оформленных желваков в шлифах наблюдаются тонкие извилистые фосфатные прожилки и неясно очерченные пятна, обогащенные фосфатом. Кроме того, фосфат бывает связан со скелетными остатками, выполняет полости криноидей, брахиопод, кораллов, фораминифер и других трудноопределимых форм. Часто наблюдаются также кварц и халцедон в виде бесформенных выделений, выполняющих пустоты и органические остатки и редко — ромбики доломита. Судя по форме выделений и заполнения пустот, эти минералы вторичны по отношению к фосфатам. Кальцит является важной составной частью фосфоритов. Он обычно находится в виде бесформенных выделений, выполняет ядра различных организмов, иногда образует отдельные прожилки. Некоторые желваки окаймлены апатитовым веществом, которое наблюдается и внутри этих прожилков (от 18 до 22%).

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

Фосфоритоносные породы имеют более широкое распространение, чем фосфатные слои. Они встречаются во всех стратиграфических горизонтах и почти на всей исследованной территории. Необходимо отметить тесную связь между фосфоритоносными породами, желваковыми и зернистыми фосфоритами. К таким породам относятся кварцевые песчаники с разным составом цемента, кварцито-песчаники, кварциты, глинисто-песчаные породы, а также органо-генно-обломочные и мелкозернистые известняки. В этих типах пород кроме вышеупомянутых минералов встречаются округлые зерна глауконита (2-4%), которые в других типах почти не встречены.

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

Комплексное изучение фосфатного минерала позволило выделить следующие морфологические разновидности:

1. Раскристаллизованный фосфат — слагает ядра органических остатков. Окраска светло-коричневая. Показатель преломления $n_{\text{ср.}} = 1,627-1,628$. Фосфат состоит из микроскопически трудноопределимых волокон с одинаковой оптической ориентировкой.

2. Слабо раскристаллизованный, почти изотропный фосфат слагает цемент в зернах песчанистого фосфорита, которым скрепляются мелкие зерна кварца и участки фосфатного цемента песчаников. Он загрязнен гидроокислами железа и глинистыми минералами. Средний показатель преломления также равен $n_{\text{ср.}} = 1,627-1,628$.

3. Фосфат, слагающий кристаллики низкотемпературного апатита.

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

4. ФОРМАЦИЯ ДРЕВНЕЙ ЛАТЕРИТОВОЙ (БОКСИТОНОСНОЙ) КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ (СРЕДНИЙ-ПОЗДНИЙ КАРБОН)

После регрессии визейского моря на территории Южного Закавказья, а также в сопредельных областях Ирана и Анатолии устанавливается континентальный режим. Одновременно раннекарбоновый умеренно-влажный и теплый климат сменяется типичным тропическим. Уже в среднекарбоновое время указанная территория располагалась вдоль экватора и входила в центральную тропическую зону.

Тропический климат и невысокий слаборасчлененный рельеф обусловили интенсивную химическую дифференциацию пород и формирование каолиновой коры выветривания. Минеральный состав латеритов свидетельствует о том, что каолиновая кора развивалась на породах карбонатно-терригенной формации позднего девона — раннего карбона, а также на более древних осадочных, магматических и метаморфических образованиях.

Латеритовые образования не выдержаны в пространстве, неустойчивы по составу и мощности. Они залегают в виде отдельных карманов, линз и прослоев, мощностью от 0,5 до 70 м. Среди них выделяются следующие разновидности: мелкообломочные бокситоносные породы, крупнообломочные песчанистые ожелезненные породы с бобовинами, ожелезненные известняковые брекчии и конгломераты.

М е л к о о б л о м о ч н ы е (песчано-глинистые) б о к с и т о н о с н ы е п о р о д ы прослеживаются в направлении от СВ крыла Зовашенской антиклинали до СВ крыла Урцской антиклинали. Вторая полоса этих пород протягивается от СВ крыла Армашской антиклинали до Джафарлинской синклинали у сел. Кярки. Мощность их колеблется в пределах 10–70 м. Встречаются плотные и рыхлые разновидности. Цвет пород буровато-красный, коричневый, окраска сплошная. Содержат желтовато-зеленые, бурые и бесцветные бобовины, размером 0,5–1 см. Последние распределены в разрезе неравномерно: ближе к кровле латеритовых тел их значительно больше, здесь встречаются прослои, резко обогащенные бобовинами. Карбонатность пород в среднем составляет 8%.

К р у п н о о б л о м о ч н ы е п е с ч а н и с т ы е о ж е л е з н е н н ы е п о р о д ы распространены в пределах ЮВ и СВ крыльев Кадрлинской и Бозагыльской антиклиналей;

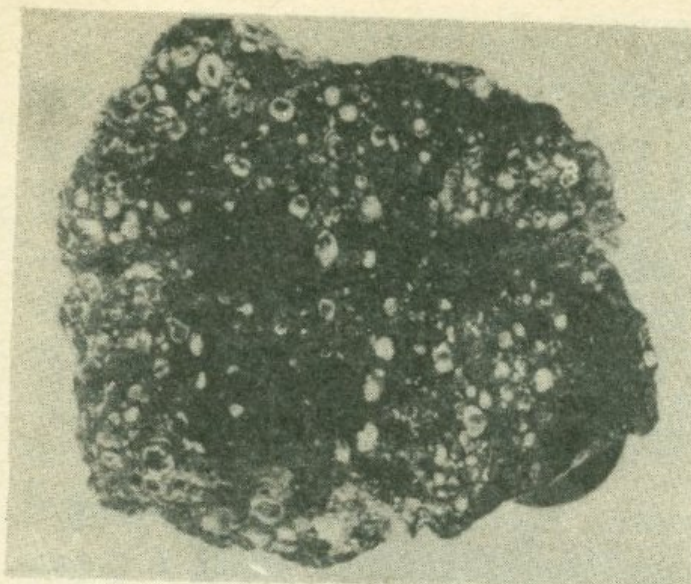


Рис. II. Бокситоносная мелкообломочная (песчано-глинистая) порода. Натур. величина.

встречаются также на ЮВ крыле Урдской антиклинали. Мощность незначительная — 0,5–0,7 м. Представляют собой плотные, реже рыхлые породы красновато-бурого, темно-коричневого, почти черного цвета; окраска сплошная. Нередко в песчаниках встречаются полуокатанные гальки карбонатных, реже других осадочных пород. Цемент состоит из гидроокислов железа с примесью магнетита, гематита и глинистого вещества.

Обычно содержат зеленовато-серого цвета бобовины, размером до 0,3–0,5 см. Встречаются также разновидности без бобовин. В железистых песчаниках бобовин значительно меньше, чем в мелкообломочных породах. Распределены они в разрезе неравномерно, но чаще встречаются в ее верхней части. Карбонатность пород в среднем составляет 10%.

Ожелезненные известняковые брекчии распространены на СВ крыльях Кадринской и Урдской антиклиналей и в пределах Яркинской синклинали. Состоят из угловатых обломков, подстилающих раннекаменноугольных известняков, сцементированных глинистым веществом и гидроокислами железа. Размер галек колеблется в пределах 0,5–5 см. Ожелезненные известняковые брекчии обычно плотные, реже рыхлые породы красновато-бурого цвета. Бобовины в них отсутствуют.

Ожелезненные конгломераты имеют наименьшее распространение, развиты лишь в районе Сарипапской антиклинали. Мощность их колеблется (I–I,5 м.). Они слагают основание разреза пермских отложений и представляют собой типичные (базальные) конгломераты. Состоят из обломков осадочных, в основном карбонатных пород, сцементированных глинисто-железистым материалом. Гальки хорошо окатаны, размеры их колеблются в пределах 0,5–10 см.

Описанные выше типы латеритовых пород очень близки по ми-

неральному составу. В тяжелой фракции их обнаружены циркон (в среднем 1,45%), турмалин (0,65%), рутил (0,25%), железистые слюды (0,68%), мусковит (0,66%), диаспор (редкие зерна, иногда до 1,5%), магнетит (0,3%), гидроокислы железа (67%), гематит (38%), реже встречаются авгит, лейкоксен, корунд.

В легкой фракции установлены кварц (в среднем 23%), гибсит (редкие зерна, иногда до 0,5%), обломки осадочных и метаморфических пород (1%), интенсивно измененные минералы и обломки пород (75%).

Из глинистых минералов в песчано-глинистых породах древней коры выветривания установлены каолинит (80-90%), гидрослюда (10-20%), смешанослойный минерал типа монтмориллонит-гидрослюда (0-10%). Гидрослюда присутствует в качестве постоянной примеси, смешанослойная фаза встречается спорадически. Распределение глинистых минералов не контролируется в разрезе и на площади распространения формации древней коры. Только в пределах Армашской антиклинали гидрослюда и смешанослойная фаза, как правило, встречаются в нижней части разреза.

Каолинит диагностируется по базальным отражениям $cd = 7,5\text{\AA}$; $3,5\text{\AA}$ на дифрактограммах природных образцов; после термообработки последних рефлексы исчезают. Минерал относится к псевдомоноклинному типу, структура несовершенная по оси "С", параметры ячейки: $a = 5,13\text{\AA}$; $b = 8,92\text{\AA}$. На снимках суспензий частицы каолинита имеют неправильную, реже изометричную форму и резкие линии ограничения.

Термограммы типичны для каолинитовых глин: характеризуются одним интенсивным эндозэффектом с максимумом при $570-680^{\circ}\text{C}$ и хорошо выраженным экзозэффектом при $1000-1100^{\circ}\text{C}$.

Гидрослюда на дифрактограммах фиксируется по базальным отражениям $cd = 10\text{\AA}$ и $5\text{\AA}$, которые не изменяются после насыщения образцов глицерином и термообработки при 550°C . Минерал относится к диоктаэдрическому типу. Политипию его установить не удалось, вследствие диффузности рефлексов определены параметры: $a = 5,18\text{\AA}$ и $b = 8,98\text{\AA}$.

На некоторых дифрактограммах необработанных образцов фиксируются рефлексы $cd(001) = 10,7\text{\AA}$; $11\text{\AA}$; после насыщения их глицерином $cd(001)$ возрастает до $12,3-14,2\text{\AA}$, после прокаливании сокращается до $10\text{\AA}$, что свидетельствует о наличии неупорядочен-

ного смешанослойного минерала типа монтмориллонит-гидрослюда.

Латеритовые породы и бобовины характеризуются (табл. II, I2, I3) повышенным содержанием Al_2O_3 , Fe_2O_3 , TiO_2 и низким содержанием щелочей и щелочных земель.

Для глинистых пород формации древней латеритовой коры выветривания характерна гидрослюдисто-каолининовая ассоциация.

Интенсивному выщелачиванию подвергались и известняки визея, что обусловило формирование сравнительно контрастного рельефа и образование эрозионных депрессий. Последние служили своеобразными аккумуляторами латеритового вещества. Но именно этим и ограничивалась роль визейских известняков в процессе бокситообразования. Нерастворимый остаток карбонатных пород визея составляет в среднем 15%. Простые расчеты показывают, что для образования всего объема латеритовых пород, содержащих до 25-30% валового Al_2O_3 , необходимо разложение карбонатных пород, мощностью около 1000 м. Между тем, мощность размытых известняков составляет 100-200 м, причем часть их, очевидно, была размыта в последующие регрессивные эпохи (в мелу, эоцене). Таким образом, известняки визея возможно и являлись дополнительным источником бокситообразования, однако их следует рассматривать, главным образом, как благоприятные ловушки, на выщелоченной поверхности которых накапливалась основная масса латеритового материала. Последний сносился в эрозионные депрессии преимущественно с окружающих возвышенностей. Сравнение мощностей и типизация разрезов показывают, что присводовые части узких антиклинальных поднятий были сложены латеритами, которые непрерывно подвергались размыву, причем выносился в основном глинистый материал каолининового состава. С некоторых поднятий вынос вещества был значительно более интенсивным, и поэтому на месте сохранилась лишь известняковая дресва, слабо сцементированная ожелезненным песчано-глинистым материалом. Мощности латеритовых образований на этих антиклинальных поднятиях (Кадрлинское, Бозагыльское и др.) резко сокращены (0,5-0,7 м), сами же латериты, хотя и обогащены гематитом и гидроокислами железа, но почти не содержат бобовин (бокситов).

Очевидно, в понижении рельефа материал заносился не только с ближайших антиклиналей, но и с сравнительно отдаленных площадей развития. Во всех случаях перемещение вещества до пермской

Таблица II

Химический состав пород древней коры выветривания

О К М С Л Н													
SiO ₂	Fe ₂ O ₃	FeO	Al ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	MgO	MnO	P ₂ O ₅	влага	п.п.п	Na ₂ O	K ₂ O	Свободный глинозем
3,25	17,26	0,88	20,82	2,01	0,44	0,71	нет	0,05	0,27	10,12	0,08	0,21	4,03
41,67	7,81	0,85	25,20	2,00	1,11	0,27	нет	0,23	2,18	10,14	0,27	1,32	7,00
39,67	15,33	1,40	22,19	1,65	0,99	0,63	нет	0,20	3,53	8,67	0,15	1,72	не опреде- лялся
36,51	19,79	1,15	25,37	3,12	0,70	0,61	нет	0,32	1,46	10,60	0,30	0,70	5,28
36,19	25,65	0,92	18,87	0,70	0,60	0,27	0,03	0,12	0,50	10,76	0,06	0,16	4,19
53,17	12,25	0,42	24,29	0,81	0,60	0,18	нет	0,04	0,09	3,16	0,04	0,16	4,57
52,81	14,15	0,98	22,14	1,14	0,62	0,21	нет	0,04	0,32	7,23	0,22	0,20	не опреде- лялся
45,26	16,75	0,81	25,46	2,22	0,51	0,28	0,04	0,11	0,58	8,23	0,18	0,14	—"
48,22	16,80	0,79	25,94	1,46	0,38	0,04	0,04	0,09	1,04	6,78	0,31	0,14	—"

Таблица 12

Содержания некоторых малых элементов в породах древней коры выветривания

Элементы	Количество анализов	Пределы колебаний	Среднеарифметическое (М) в %	Модальное (M ₀) в %	Кларки в осадочных глинах
Cr	15	0,01-0,03	0,022	0,024	$1 \cdot 10^{-2}$
Ti	15	1 - 3	2,084	2,102	$4,0 \cdot 10^{-1}$
Ni	15	0,003-0,01	0,009	0,009	$9,5 \cdot 10^{-3}$
Mn	15	0,03-0,1	0,08	0,08	$6,7 \cdot 10^{-2}$
Cu	15	0,003-0,03	0,027	0,025	$5,7 \cdot 10^{-3}$
Sr	15	0,001-0,01	0,008	0,0084	$4,5 \cdot 10^{-2}$
Ba	15	0,01-0,03	0,021	0,022	$8 \cdot 10^{-2}$
B	15	0,01-0,03	0,022	0,020	$1 \cdot 10^{-2}$

Таблица 13

Содержания (в %) некоторых элементов в бурых (1) и желтовато-зеленых (2) бобовинах

№ обр.	Si	Al	Mg	Ca	Fe	Mn	Ni	Co	Ti	V	Cr	Zr	Cu	Pb	Zn	Ga
1	3,0	2,0	0,1	0,1	10	0,04	0,03	0,003	0,2	0,07	0,025	0,01	0,004	0,01	0,02	0,004
2	2,0	10	0,01	0,03	2,5	0,04	0,2	0,003	1,02	0,08	0,03	0,01	0,004	0,01	0,02	0,006

трансгрессии происходило в пределах суши, поэтому латеритовый материал в конечном итоге накапливался на поверхности визейских известняков, в низинах, образуя здесь карманы, линзы, реже пачки с неясно выраженной слоистостью. Наиболее полные разрезы бокситоносных пород наблюдаются в синклиналях, мощность которых достигает здесь более 70 м. Влияние пермской трансгрессии на латеритовые породы в синклиналях и антиклиналях было противоположным. Море заливало прежде всего пониженные (синклинальные) участки; последовавшее за этим интенсивное осаждение карбонатов приводит к образованию мощной известняковой покрывки, которая предохраняет латериты от дальнейшего размыва. Антиклинальные же поднятия затопливались значительно позже, эрозия латеритов здесь продолжалась, и сносимый материал осаждался уже в морском бассейне. Именно так образовались конгломераты Сарипапской антиклинали. Таким образом, незначительным перемещением латеритового вещества с антиклинальных поднятий в пермский бассейн завершается образование формации древней коры выветривания.

За последнее время опубликованы две статьи, в которых оспаривается средне-позднекаменноугольный возраст латеритовых пород. Р.Г. Гулиев и соавторы (1972) рассматривают перерыв между пермью и триасом на территории Нахичеванской АССР, к которому, по их мнению, и приурочены бокситоносные породы. Утверждение это является, по крайней мере, неожиданным, поскольку отложения раннего триаса повсеместно налегают на позднепермские известняки без углового и стратиграфического несогласия. Так считают исключительно все геологи, изучавшие указанные отложения на территории Армянской ССР и Нахичеванской АССР, в том числе Ш.А. Азизбеков (1961), карта которого использована в упомянутой публикации. Более подробная критика позиций ее авторов приводится в статье Э.Я. Левена (1973). Вместе с тем, Э.Я. Левен считает, что латериты слагают основание разреза пермских отложений. Казалось бы, разница небольшая между этой точкой зрения и Р.А. Аракеяна (впервые обосновавшего возраст этих пород) автора (1976): в обоих случаях латеритообразование связывается со средне-позднекаменноугольным перерывом. Однако в зависимости от того, слагают ли эти породы основание перми или локализованы на размытой поверхности визей — существенно меняется толко-

вание их генезиса. Считая, что все бокситоносные породы слагают основание разреза пермских отложений, Э.Я.Левен приписывает им латерито-осадочный генезис. При таком толковании трудно объяснить гетерогенное строение формации древней коры выветривания. Если считать, что все латериты связаны с базальными слоями перми, то необходимо допустить также их перемыч в полном объеме, нивелирование мощностей, однородное строение разрезов и устойчивость состава слагающих их пород, чего на самом деле не наблюдается. Другими признаками неосадочного генезиса латеритов являются: сплошная красная окраска пород (нет следов влияния глеевых процессов), отсутствие фауны, слоистости (наблюдаемая местами неясно выраженная слоистость — результат деятельности временных потоков), сортировки материала по размерам частиц, диагенетических и эпигенетических минералов.

Автор допускает переотложение латеритового вещества в пермский бассейн (что имеет место, в частности, на участке Сарипапской антиклинали), однако считает, что основная масса образуется на суше и находится либо в первичном залегании (в антиклиналях), либо во вторичном — в результате перемещения в эрозионные депрессии до наступления пермского моря. Последующая меловая и палеогеновая трансгрессия местами эродировала не только пермские отложения, но и подстилающие их известняки визея с латеритами; вследствие этого палеогеновые отложения с базальными конгломератами налегают непосредственно на более нижние горизонты раннего карбона.

Важным в проблеме бокситов является вопрос об источнике и механизме образования глиноземных минералов. По этому вопросу имеются различные точки зрения (Бушинский, 1964; Никитина, 1968; Бенеславский, 1970); в каждом конкретном случае он решается в зависимости от особенностей объекта, геологической обстановки. В нашем случае источником бокситообразования, очевидно, являлся каолинит. В шлифах не отмечены псевдоморфозы или иные признаки замещения каолинита минералами глинозема. Однако то обстоятельство, что бобовины встречаются исключительно в глинистых латеритах, в которых каолинит является породообразующим минералом, свидетельствует о тесной генетической связи последнего с глиноземными минералами.

Главным фактором бокситообразования была десиликация каоли-

нитового материала, осуществляемая поверхностными водами. Известно, что растворимость SiO_2 в гипергенном цикле практически не изменяется при pH от 0 до 9, образование же бокситов происходило в диапазоне от слабоокислой до слабощелочной реакции. На водопроницаемом карбонатном ложе вынос силикатного SiO_2 бескремнистыми дождевыми водами происходил достаточно интенсивно — вплоть до распада решетки каолинита на тетраэдрические и октаэдрические блоки. В этих условиях Al_2O_3 практически оставался неподвижным. Движение растворов к уровню грунтовых вод сопровождалось повышением концентрации, понижением температуры и, как следствие этого, падением их агрессивности. Все это способствовало обогащению свободным глиноземом пород верхней части разреза формации, чем и объясняется наличие бобовин исключительно в кровле латеритовых тел. Аморфный глинозем здесь полностью осаждался, образуя стяжения, а в дальнейшем бобовины, в составе последних единственный алюминиевый минерал представлен диаспором, гиббсит же присутствует в легкой фракции глинистых латеритов в тесной агрегации с каолинитом. Сказанное позволяет заключить, что диаспор является минералом поздней генерации, образовавшимся за счет полигидратных форм Al_2O_3 в результате метаморфизма бокситоносных пород. Представляется вероятным следующий ряд преобразования свободного глинозема: алюмогель — гиббсит — бёмит — диаспор. Значительная примесь железа, титана, кремния и других элементов в составе бобовин (табл. I2) также свидетельствует об образовании последних за счет гелей.

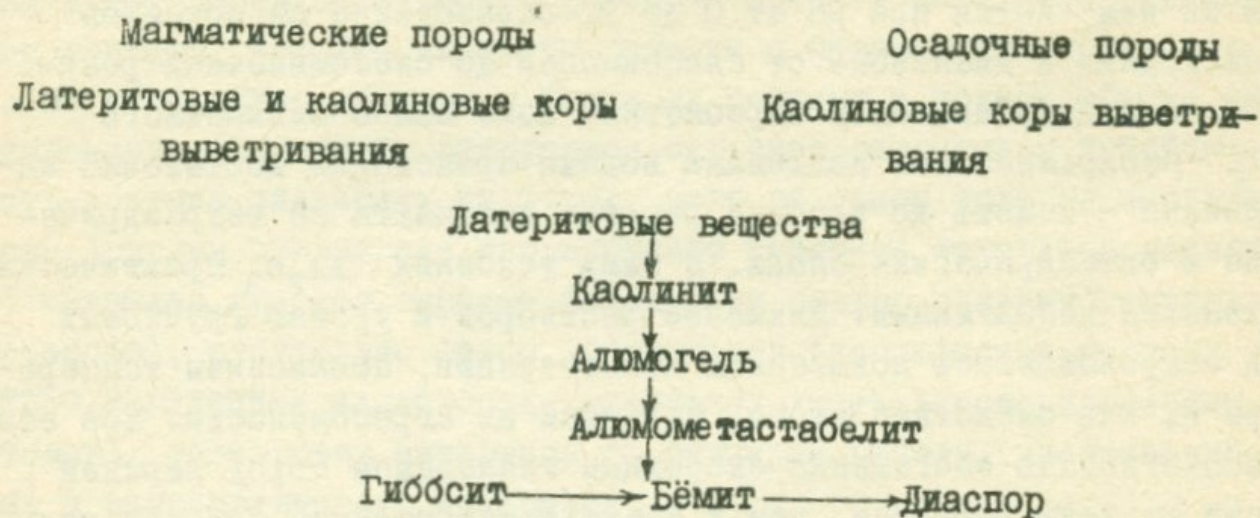
Таким образом, намечается несколько стадий образования бокситоносных пород:

1) стадия формирования каолиновых и латеритовых кор выветривания на осадочных и магматических породах; в эту стадию происходит интенсивный вынос Na, K, Ca, Mg, Fe, отчасти силикатного Si; щелочи и щелочные земли выносятся за пределы поля развития кор выветривания, железо окисляется и осаждается, окрашивая продукты выветривания в красный цвет;

2) стадия перемещения латеритового вещества в эрозионные депрессии, отчасти в пермский бассейн; для этой стадии характерным является дальнейшая десиликация латеритового вещества и образование минералов свободного глинозема;

3) стадия метаморфизма и генерации диаспора.

Стадии образования бокситоносных пород и минералов свободного глинозема



Рассматриваемые породы не являются типичными бокситами, они скорее относятся к бокситоносным латеритовым образованиям, отчасти к латерито-осадочным. Очевидно, процесс десиляции вещества протекал недостаточно интенсивно для образования собственно бокситов и близость латеритов к уровню грунтовых вод препятствовала завершению процесса бокситообразования. Менее вероятны другие причины - рассиликация, последующий размыв и т.д. Не исключено, однако, что в некоторых синклиналях, где уровень грунтовых вод был глубоким, а также на тех антиклинальных участках, которые сохранились от размыва, могли образоваться промышленные типы бокситов. На выявление таких участков необходимо обратить внимание в дальнейших работах по изучению латеритовых пород.

5. КАРБОНАТНАЯ ФОРМАЦИЯ ПРИАРАКСИН- СКОЙ ЗОНЫ

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

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

Итак, от ранней перми до конца триаса сформировался второй ряд формаций, образующий законченный (полный) ритм или формационные комплексы.

Главные типы пород

К а р б о н а т н ы е п о р о д ы

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

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

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

При микроскопическом исследовании в них наблюдается чередование участков, обогащенных микрозернистым кальцитом, и уча-

Таблица 14

Характеристика разрезов верхней карбонатной формации (нижняя пермь-средний триас) Приараксинской зоны

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

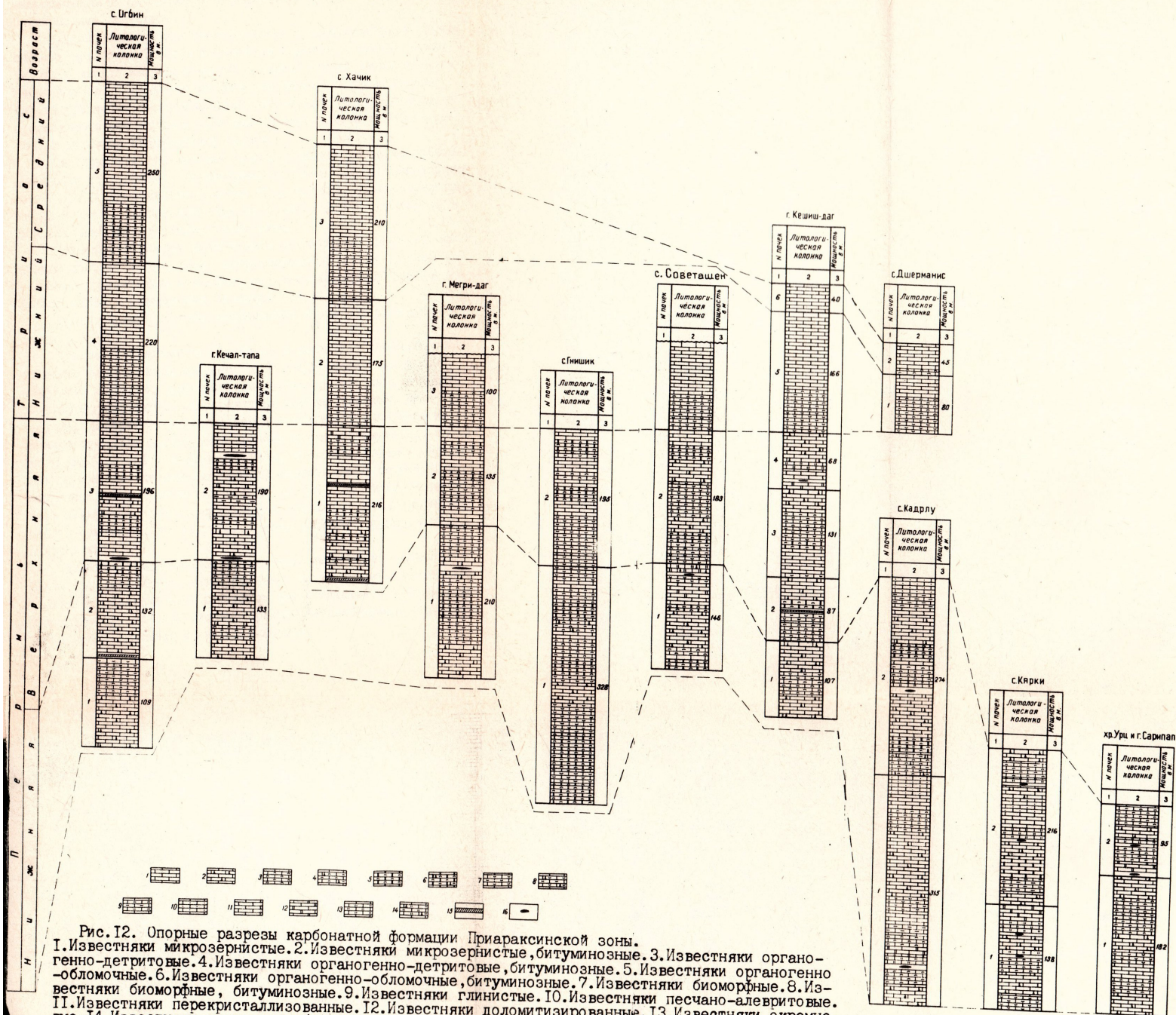


Рис. 12. Опорные разрезы карбонатной формации Приараксинской зоны. I. Известняки микрозернистые. 2. Известняки микрозернистые, битуминозные. 3. Известняки органо-генно-детритовые. 4. Известняки органо-детритовые, битуминозные. 5. Известняки органо-генно-обломочные. 6. Известняки органо-генно-обломочные, битуминозные. 7. Известняки биоморфные. 8. Известняки биоморфные, битуминозные. 9. Известняки глинистые. 10. Известняки песчано-алевритовые. 11. Известняки перекристаллизованные. 12. Известняки доломитизированные. 13. Известняки кремне-вые. 14. Известняки кремне-вые, битуминозные. 15. Сланцы битуминозные. 16. Стяжения кремня.

стков, обогащенных органическими остатками. Нередко указанная микрослоистость обусловлена чередованием прослоев, обогащенных битуминозным веществом.

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

По структуре карбонатные породы подразделяются на криптозернистые ($< 0,005\text{мм}$), микрозернистые (до $0,01\text{мм}$), тонкозернистые ($0,01-0,1\text{мм}$), мелкозернистые ($0,1-0,25\text{мм}$), среднезернистые ($0,25-0,5\text{мм}$) и крупнозернистые ($0,5-1\text{мм}$). Обычно эти породы в той или иной мере перекристаллизованы.

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

Нерастворимый остаток карбонатных пород колеблется в пределах $0,25-20\%$.

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

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

Минеральный состав нерастворимого остатка

Карбонатность	Выход тяжелой фракции	Легкая фракция				Аутигенные минералы			
		Терригенные минералы							
		Кварц	Полевые шпаты	Обломки пород	Выветр. и глинистые минералы	Пирит	Барит+цементин	Флюорит	Гидроокислы железа
97,20	2,50	13,0	+	+	87,0	+			57,0
98,70	0,90	55,0	+	+	45,0				83,5
99,20	0,80	+			100,0				91,5
99,60	0,10	15,0	+	+	85,0	30,0			59,5
99,52	0,85	+			100,0	65,0			18,5
96,20	0,35	35,0			65,0			0,5	50,0
95,00	2,30	22,0	+	+	78,0	2,0		+	93,5
96,60	1,20	1,5		0,5	98,0	60,0			32,0
98,00	0,80	2,0	+		97,5	91,0			2,5
91,50	0,40	1,0		+	99,0	80,0			14,5
92,18	0,20	1,0		+	99,0	39,0			14,0
92,16	1,56				100,0		3,5		80,5
89,60	0,15	7,0		+	93,0	70,0		+	27,0
89,30	0,80	20,0		+	80,0				73,0
85,00	0,08	1,0	+	+	99,0	+			96,5
87,80	0,70	2,5	+	+	97,5	47,5			10,0
84,45	0,30	10,0			90,0	98,0			+
88,36	1,55	11,5		0,5	88,0	12,0	+		25,5
86,90	0,60	5,5	+	+	94,5	10,0			73,5
80,95	0,75	5,0			95,0	+			98,5
89,0	0,15	+	+		100,0	49,0			50,0
88,0	0,93	+	+		100,0				100,0
81,0	10,20				100,0	100,0			
89,0	0,38	25,0	+	+		+			97,5
89,0	0,35	+	+	+	100,0	82,5			16,5
85,0	0,17	20,0			8,0	+		1,0	98,0

Таблица 15

известняков карбонатной формации Приараксинской зоны.

Тяжелая фракция

Терригенные минералы

Магнетит Ильменит	Циркон	Корунд	Авгит	Диопсид	Гипер- стен	Обыч. роговая обманка	Базальт. роговая обманка	Эпидот	Мусковит
40,0	+		1,0	+	1,5	0,5	+	+	
15,0	+	+	1,0	+	0,5	1,0	+		
5,0	+	+	1,0		1,0	1,5	+		
6,0	0,5	+	1,5	+	1,5	1,0	+	+	
	+		6,0	+	5,5	3,5	0,5		
43,5			3,5	0,5	2,0	1,0	+		+
	+		2,0	+	1,5	1,0	+		
	+	+	1,5	1,0	2,0	1,5	0,5	1,0	
+			1,0	0,5	1,5	0,5	+	+	+
	0,5		1,5	1,0	1,0	1,0	+	+	
45,0			1,0		1,0	+	+		
14,0			0,5	+	1,0	0,5	+	+	
3,0			+		+	+			
25,0	+		0,5		1,0	0,5		+	
	+	+	2,0		1,0	0,5	+	+	
39,0			1,5		1,0	1,0	+		
+			1,0		1,0	+	+		
5,0	0,5	+	20,0	+	30,0	5,0	1,5	+	+
6,0	1,0	+	3,5	+	5,0	1,0			
+			1,0	+	0,5	+	+		
	+		+		1,0	+			
	+		+		+				+
	+		+		+	+			
	+		1,0	+	1,0	0,5	+		
			0,5		0,5				+
	+		0,5	+	0,5	+	+		+

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

Для известняков верхней карбонатной формации показательны процессы окремнения. Она проявляется главным образом в виде кремневых стяжений, внутри пластов известняка, реже в виде рассеянного окремнения слоев. Кремнь представлен плотными, более или менее однородными конкреционными образованиями, состоящими преимущественно из кварца и халцедона. Залегают они в виде желваков и линзовидных слоев. Форма желваков эллипсоидальная, округлая, неправильная, редко "дырчатая". Местами кремни образуют маломощные (до 10 см) прослои. Поверхность кремневых стяжений покрыта белой корочкой, представляющей собой кальцит. Желваки кремня располагаются в пределах определенных горизонтов и прослеживаются на десятки метров. Окраска желваков темно-серая, почти черная (как и вмещающих их известняков). Микроскопическое исследование показывает, что кремневые стяжения представляют собой агрегат мельчайших зерен кварца и халцедона с мелкорассеянным темным органическим веществом. В основной массе породы рассеяны шарики 0,02–0,006 мм в диаметре, вероятно, псевдоморфозы по пириту, и редко мелкие ромбоэдры доломита. Иногда в кремневых стяжениях наблюдаются реликты органических остатков, представленные в основном спикулами губок. Замечено, что внутренняя часть стяжений образована чистым кремнеземом, тогда как в периферической, наряду с кварцем, присутствуют кристаллики кальцита в виде агрегатов зерен, которые сильно корродированы и частично замещены кремнеземом не только с периферии, но и изнутри.

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

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

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

Химическими анализами устанавливается незначительное содержание нерастворимого остатка, изменчивое соотношение кальцита и доломита (табл. I6).

Таблица I6

Химический состав известняков
(карбонатная формация)

№№ пп	Нераст. остаток	R_2O_3	CaO	MgO	CO_2	Сумма	Пересчитанные величины	
							Кальцит	Доломит
1.	1,56	0,65	55,15	0,31	42,27	99,94	96,40	1,42
2.	4,13	2,07	54,98	1,04	36,74	98,96	90,26	3,75
3.	0,56	1,35	52,88	0,70	44,41	99,96	94,40	3,20
4.	4,26	1,91	53,59	—	39,94	99,63	94,39	—
5.	4,65	0,68	54,96	—	38,72	99,0	94,83	—
6.	5,67	1,88	52,21	2,08	36,96	98,80	84,80	7,50
7.	8,13	1,85	49,46	2,60	37,84	99,88	81,03	9,20
8.	6,54	1,66	50,84	3,12	38,06	100,22	81,28	10,06
9.	3,45	0,92	54,27	3,64	37,84	100,12	83,59	12,63
10.	4,92	1,68	52,21	4,16	32,40	100,37	80,65	13,00

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

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

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

Основной частью таких пород являются цельные и в той или иной мере поврежденные раковины фузулинид, камеры которых заполнены микро- и мелкозернистым кальцитом. Кроме фузулинид, присутствуют раковины кораллов, мшанок, брахиопод, обрывки водорослей, мелкие овальные комочки (копролиты?, сгустки водорослей), криптозернистого карбоната кальция (до 3%). Этот раковинный материал сцементирован микро- и мелкозернистым кальцитом, причем он обилен и выполняет промежутки между органогенными фрагментами. Местами наблюдается перекристаллизация основной массы в среднезернистый кальцит с зернами размером 0,2-0,5 мм. По трещинкам вокруг зерен кальцита и по остаткам фауны наблюдаются выделения гидроокислов железа и битуминозного вещества. Терригенная примесь незначительна (до 6%). Изредка в порах наблюдается небольшое количество хорошо образованных аутигенных кристаллов кварца (0,08-0,15 мм).

Спикулевые известняки имеют более ограниченное развитие. Они приурочены к основанию формации и имеют незначительную мощность. Внешне - плотные, массивные, сре-

днеслоистые, серые породы с многочисленными прожилками кальцита.

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

Кроме спикуловых известняков, встречаются спикулово-полидетритовые, в которых, наряду со спикулами губок, в значительном количестве встречаются многочисленные обломки кораллов, мшанок, брахиопод, остракод и мелких фораминифер.

Водорослевые известняки плотные, средне-тонкослоистые, серые, темно-серые и буровато-серые породы.

Изучение в шлифах показывает, что они в основном состоят из желваков водорослей (65–75%), небольшого количества (~15%) гранулированных, перекристаллизованных обрывков мшанок, фораминифер, криноидей и остракод (?). Цемент базальный, но скудный, сложен мелкозернистым кальцитом, который неравномерно перекристаллизован. Терригенная примесь отсутствует.

Кораллово-полидетритовые известняки плотные, массивные, толстослоистые, серые, темно-серые и желтовато-серые породы, состоящие на 50–75% из срезов кораллов и раковинного детрита, принадлежащего в основном брахиоподам, фораминиферам. Спорадически попадаются створки остракод, мшанок и другие остатки фауны. В одних прослоях цемент состоит из мелкозернистого кальцита с рассеянными, более крупными и неправильными, иногда округлыми зернами, представляющими, очевидно, тонкоизмельченный раковинный шлам. В других прослоях цемент образован мелко- и среднезернистым, реже неравномернозернистым кальцитом. Текстура пород слоистая, беспорядочная. В этих породах почти всегда, но в незначительном коли-

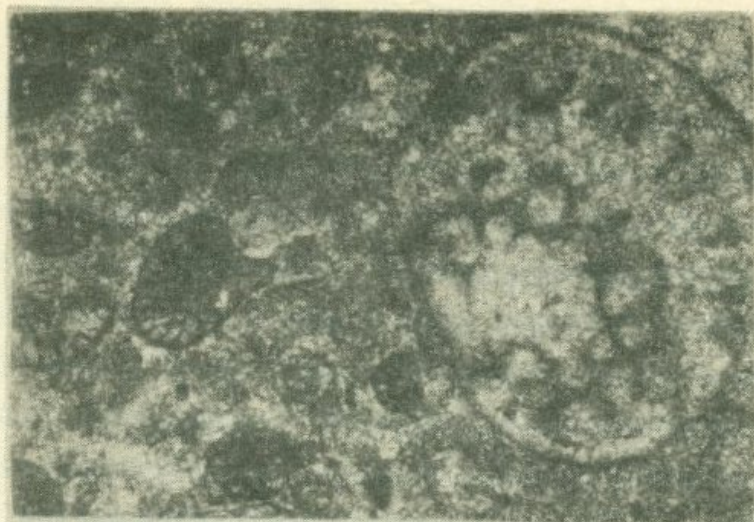


Рис. 13. Известняк фузу-
линидовый.

Шлиф. Ув. 45х. Ник. I.

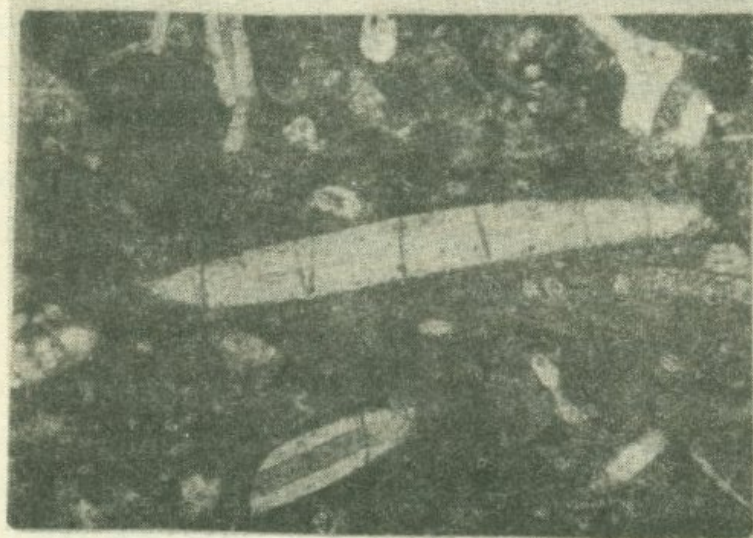


Рис. 14. Известняк спику-
левый.

Шлиф. Ув. 45х. Ник. I.

честве (до 5%) присутствует терригенная примесь алевритовой, реже мелкопесчаной размерности.

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

Цементирующий материал скудный, представлен микрозернистым, участками перекристаллизованным кальцитом, пропитанным гидроокислами железа и органическим веществом. Некоторые органогенные известняки неравномерно доломитизированы. Доломит представлен мелкими ромбоэдрами, которые развиваются как по микрозернистому кальциту, так и по органическим остаткам. В редких случа-

ях наблюдается почти полное замещение доломитом органических остатков. Текстура неяснослоистая, реже беспорядочная. Терригенная примесь представлена кварцем, содержание которого не превышает 15%.

Ш л а м о в ы е и з в е с т н я к и образуют маломощные пласты крепких, толстослоистых, с раковистым изломом, темно-серых, почти черных пород. На 70–80% они состоят из мелкоперетертого раковинного детрита, но среди них иногда прослеживаются более крупные обломки, скорее всего раковины фораминифер, брахиопод, криноидей и остракод.

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

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

М и к р о з е р н и с т ы е и з в е с т н я к и широко представлены в разрезе формации. Это крепкие или плотные, с раковистым изломом, темно-серые и почти черные, реже желтовато-серые, массивные, толстослоистые, сильно битуминозные породы. Основная масса породы образована микрозернистым кальцитом. Редко в этой массе встречаются срезы мелких фораминифер, кораллов, брахиопод, ядра пелеципод и другие органические остатки, которые выполнены яснозернистым кальцитом.

Иногда порода пересечена системой мелких кальцитовых прожилков. По некоторым кальцитовым прожилкам прослеживаются выделения гидроокислов железа и органического вещества. Отмеченная система трещин, участками сгущаясь и разрастаясь, разбивает породу на ряд отдельных, обособленных друг от друга остроугольных обломков, придавая породе брекчиевидный облик. На фоне описываемой массы беспорядочно рассеяны мелкие ромбоэдры (0,04–0,1мм) доломита, местами оконтуренные гидроокислами железа, при-

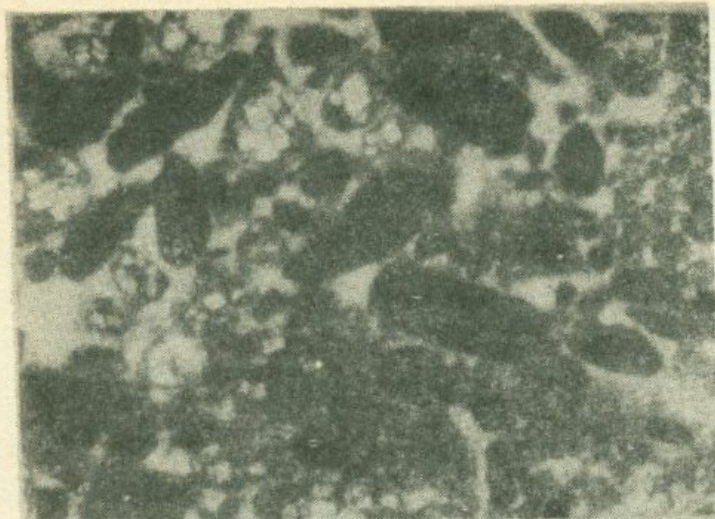


Рис. 15. Известняк
фораминиферово-сугликовый.
Шлиф. Ув. 45х. Ник. I.

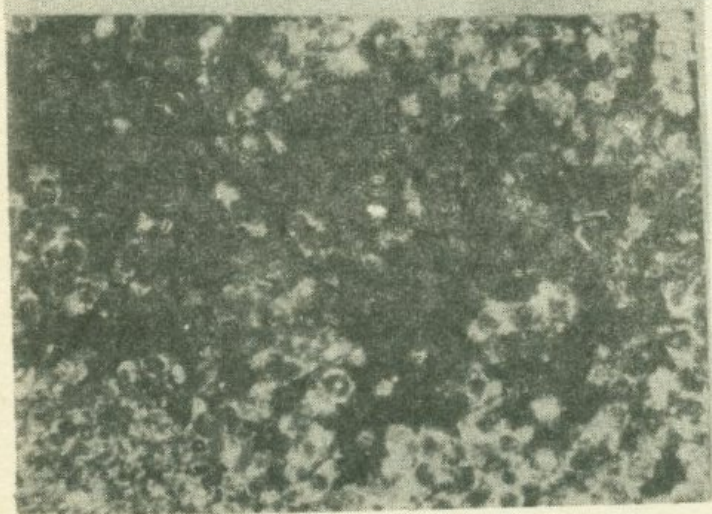


Рис. 16. Известняк кремне-
ный. В поле шлифа вид-
ны малые кристаллы квар-
ца с темными ядрами.
Ув. 45. Ник. I.

чем последние в некоторых случаях наблюдаются и в ядрах.

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

Среди микрозернистых известняков выделяются две разности. Первая совершенно лишена органических остатков и терригенной примеси, тогда как вторая содержит некоторое количество органического детрита и терригенной примеси, представленной угловатыми и угловато-округлыми зернами кварца алевритовой размерности и глинистыми частицами. Количество детрита в образцах изменяется от единичных обломков до 30% общего объема породы. В последнем случае это переходные к органогенным известнякам разности. Они встречаются как в виде довольно мощных слоев, чередующихся с микрозернистыми известняками, так и в виде небольших просло-

ев среди органогенных известняков. Наблюдаются следы роющих организмов, по-видимому, червей в виде извилистых горизонтальных ходов, заполненных известковистым материалом.

О о л и т о в ы е известняки отмечены в верхней части формации в виде маломощных прослоев серой, реже темно-серой, плотной массивной породы, постоянно обогащенной примесью терригенного материала, в которых изредка макроскопически различается оолитовая структура. В шлифах порода состоит из оолитов (60–75%), органогенного детрита (8%), комочков микрозернистого кальцита (5%), терригенной примеси (5%) и известкового цемента. Размеры оолитов варьируют в широких пределах – 0,15–0,8 мм. Форма оолитов округлая, эллипсоидально-округлая, удлиненная и реже неправильная, которая в основном определяется формой ядер. Последние представлены обломками известняка, мелким детритом, реже ромбиками доломита и обломками кварца. Среди общей массы оолитов редко встречаются зачаточные и комплексные оолиты. Связующая масса представлена мелкозернистым кальцитом, участками перекристаллизована. Терригенная примесь представлена угловато-округлыми зернами кварца алевритовой размерности.

Б и т у м и н о з н ы е сланцы – неплотные, тонкослоистые, рассланцованные, темно-серые и черные породы. Обладают пелитоморфной структурой, на фоне которой обособляются участки микрозернистой структуры. Нерастворимый остаток представлен глинистыми частицами и небольшим количеством кварца мелкоалевритовой размерности. Тяжелая фракция сложена магнетитом, пиритом, гидроокислами железа.

Минералогический состав пород данной формации очень бедный и ограничивается весьма небольшим количеством минералов.

6. УГЛЕНОСНО-ТЕРРИГЕННАЯ ФОРМАЦИЯ (ПОЗДНИЙ ТРИАС)

Г л а в н ы е т и п ы п о р о д

Терригенные породы

Терригенные породы слагают основную часть разреза поздне-триасовых отложений и выражены песчаниками, аргиллитами, алевролитами, среди которых располагаются прослой каменного угля. Последние относятся к группе длиннопламенных и бурых.

П е с ч а н и к и . Широко развиты в разрезе поздне-триасовых отложений. На их долю приходится около 40% от общей мощности разреза. По составу обломочных зерен среди них выделяют-ся: 1) мономиктовые кварцевые и 2) кремнекластито-кварцевые.

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

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

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

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

Алевритовая примесь в песчаниках (до 6%) представлена зернами измененных полевых шпатов. Среди обломков пород, составля-

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

Среди аутигенных минералов установлены (см. табл. I7) гидроокислы железа, пирит и марказит, которые отмечаются в виде сферолитов размером 0,02 мм, часто образующих агрегатные стяжения или бесформенные выделения, мусковит, зеленая слюда, циркон, турмалин, рутил, гранат и единичные зерна пироксена и амфибола.

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

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

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

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

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

Минеральный состав описываемых песчаников многообразен и характерен наличием циркона, турмалина, рутила, граната, корун-

Минеральный состав пород угленосно-терригенной

Карбонат- ность	Выход тяжелой фракции	Легкая фракция						Тяжелая				
		Терригенные минералы						Аутигенные минералы				
		Угли- стые час- тицы	Кварц	Полевые шпаты	Муско- вит	Обломки пород	Выветр. и глин. частицы	Пирит	Барит + целестин	Гидрокси- сы желе- за	Магнетит	Ильменит

Песчаники

8,0	0,08	+	58,5	2,0	+	+	39,5			+	I,5
19,50	0,20	15,0	25,0	5,0	12,5	+	42,5	+	+	61,5	+
15,50	0,04		75,0	+	+	+	25,0			18,0	+
4,50	0,07	+	90,0	1,5	+	0,5	8,0			57,0	+
	0,20		35,0		+	0,5	65,0	+		37,0	+
3,00	0,08	+	87,0		+	+	12,5		+	88,0	+
2,00	0,10		78,5	+	+	+	21,5	+		97,0	+
1,25	0,25		72,0		5,0		23,0	+	+	77,0	+
0,10	0,60		65,0	+	0,5		34,5	+		75,0	
0,10	0,15	1,0	85,0		+		14,0			+	34,0
0,10	0,20	+	83,5		+		16,5			84,0	I,5

Аргиллиты

14,50	0,20	+	+		+	2,5	97,5			87,5	10,0
6,00	0,02	5,0	32,0	+	1,5	+	61,5			82,5	15,0
4,00	0,03		17,5	+	+		82,5				94,0
6,0	0,04		35,0	1,0	2,5	+	61,5			18,5	80,0
2,50	0,05	+	25,0	1,0	1,0	+	73,0			47,5	2,5
3,50	0,10		2,0	+	5,5		92,5			97,0	+
1,15	0,02		25,0		2,5		72,5			100,0	+
6,00	0,06	+	23,0	4,5	15,0		57,5	3,0		94,5	+
5,00	0,30		22,5		16,5	+	62,0			63,0	1,5
43,50	0,08	+	18,5	+	+	+	81,5	+		85,5	+
6,00	0,12		5,0	+		+	95,0	10,5		89,5	+

Таблица 17

формации (район с. Джерманис)

Ф р а к ц и я												
Т е р р и г е н н ы е м и н е р а л ы												
Гематит	Циркон	Турма-лин	Рутит	Анаказ	Гранат	Корунд	Аргит	Диопсид	Гипер-стен	Эпидот	Зеленая слюда	Мусковит
	4,5	3,0	+		+		+		+		91,0	+
	7,5	+			+		+				+	31,0
5,5	8,0	3,0	+		0,5				+	+	65,0	-
7,0	12,0	+	+		+		0,5				23,5	+
5,0	17,5	9,0	1,5		1,0					8,0	21,0	
3,0	5,5	1,5	+	+	0,5	+	+	0,5	0,5	+	0,5	
1,5	1,0	0,5	+	+	+	+	+	+	+			
20,0	2,0	1,0	+	+	+	+	+	+	+			
12,5	5,5	4,0	0,5		2,5		+		+	+	+	
49,0	12,5	1,0	+	+			+		+	0,5	2,5	0,5
11,0	0,5	+	2,0	+			+		+		1,0	+
2,5	+				+					+	+	
	+				+		+		0,5		2,0	
5,0	+	+			+		+		+		1,0	+
+	+	+			+		+		+		1,5	
	2,0	1,5			1,5					+	45,0	+
+	0,5	+			+		0,5	+	2,0	+	+	+
+	+	+				+					+	
+	+	+			+		0,5		1,5		0,5	+
+	0,5	+	+		+		+			3	35,0	+
6,5	3,5	1,0	0,5			+	0,5		1,5	+	1,0	
+	+											

да, анатаза, мусковита, зеленой слюды, биотита, авгита, гиперстена, титано-авгита, обыкновенной роговой обманки, актинолита, пирита, ильменита, лейкоксена, гематита, гидрогетита. Постоянно присутствуют: циркон (20%), турмалин (до 10%), рутил (до 7%), гранат (до 2%), мусковит (до 40%), зеленая слюда (до 30%) и гидроокислы железа (до 60%). Остальные минералы встречаются спорадически и в незначительном количестве.

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

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

По минеральному составу алевролиты являются кварцевыми с незначительной примесью полевых шпатов и слюд. Эти породы отсортированы лучше, чем песчаники. Содержание фракции 0,1-0,01 мм колеблется от 47 до 60%. Характерны сравнительно высокое содержание глинистой фракции (до 40%) и малое содержание (до 15%) песчаной. Содержание CaCO_3 колеблется от 0 до 19,10% (в среднем 6,33%).

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

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

Глины, аргиллиты составляют около 50% мощности отложений,

они переслаиваются с песчаниками, алевролитами, пластами каменного угля. Мощность последних 15–150 см, глин и аргиллитов 2–5, иногда 20 и более метров.

Глинистые породы тонко- и толстослоистые; слоистость обычно нормальная, реже линзовидная. Они плотные, различных оттенков серого цвета, чаще темно-серые. Содержат растительные остатки, а также сидеритовые конкреции, которые располагаются (иногда непрерывно) вдоль напластования пород. Конкреции очень плотные, с раковистым изломом, цвет темно-серый. Обычно поверхность их покрыта рыхлой желтовато-бурой коркой гидроокислов железа. Ядро сложено сидеритом и глинистым веществом, структура мелкозернисто-сгустковая. На поверхности пластов глинистых пород отмечены биоглифы, многочисленные ходы червей. В глинах и аргиллитах содержится богатый комплекс фауны – гастропод, пеллеципод и др.

Глинистые породы относятся в основном к алевроитовой разновидности: среднее содержание фракции $\leq 0,001$ мм составляет 50%, 0,001–0,01 мм – 18%, 0,01–0,1 мм – 22%, $> 0,1$ – 10%. Вверх по разрезу содержание грубых фракций возрастает. Карбонатность колеблется в широких пределах (2–23%), в среднем составляет 14–15%.

Структура глинистых пород алевропелитовая, мегапелитовая, реже псаммопелитовая и лептопелитовая, текстура беспорядочная, пятнистая. Крупные частицы представлены кварцем, обломками метаморфических, осадочных и кислых магматических пород, слюдами, полевыми шпатами. Форма зерен округлая, угловато-округлая. По обломкам пород и полевым шпатам развиваются глинистые и кремнистые минералы, кальцит, гидроокислы железа.

В глинистой основе рассеяны многочисленные мелкие зерна кварца и кальцита, углефицированные растительные остатки, скопления гидроокислов железа: иногда эти компоненты распределены в породе неравномерно, чем и обусловлено наличие пятнистых текстур. Отдельные участки глинистой основы (обычно это трещинки, поры, скопления органического вещества) раскристаллизованы в мелкочешуйчатые, оптически ориентированные агрегаты с низким двупреломлением, представленные, по-видимому, каолинитом. По глинистой основе развиваются также игольчатые новообразования кварца, реже сравнительно крупные призматические кристаллиты

гидрослюда. Последние отличаются более высоким двупреломлением и характерным шелковистым блеском. Участками глинистая масса замещена крупнокристаллическим кальцитом.

Постоянными компонентами легкой фракции являются измененные минералы и обломки пород (8-96%, в среднем 75%), кварц (1-35%, в среднем 18%), полевые шпаты ($\sim 1\%$), мусковит ($\sim 2\%$), неизмененные обломки пород. В тяжелой фракции установлены магнетит (в среднем 4%), циркон ($\sim 1\%$), турмалин (1,5%), рутил (0,1%), гранаты (0,5%), зеленая слюда ($\sim 2\%$), авгит (0,2%). Из аутигенных минералов постоянно присутствуют пирит + марказит (1-35%, в среднем 10%), гидроокислы железа (2-100%, в среднем 70%), барит + целестин, флюорит. Выход тяжелой фракции в среднем составляет 0,08%.

В глинах угленосно-терригенной формации установлены гидрослюда, каолинит, хлорит, монтмориллонит, смешанослойный Г-М. Основным минералом является гидрослюда (50-80%); каолинит составляет около 20% глинистой фракции, редко достигает 40%, остальные минералы в сумме не превышают 20%. Распределение глинистых минералов не контролируется в разрезе и на площади распространения формации; несколько больше каолинита в отложениях карнийского яруса.

Гидрослюда относится к диоктаэдрическому типу, встречается в двух модификациях - $1M$ и $2M_1$, причем $1M$ почти всегда больше $2M_1$. Фиксируется на дифрактограммах по серии базальных рефлексов $cd = 10\text{\AA}$; $5\text{\AA}$ и т.д., которые не изменяются после термообработки и насыщения образцов глицерином. По данным электронографии, гидрослюды имеют следующие параметры элементарной ячейки: $1M$ - $a=5,20\text{\AA}$, $b=9,00\text{\AA}$, $c=9,98\text{\AA}$, $\beta=100^\circ$. $2M_1$ - $a=5,20\text{\AA}$, $b=9,00\text{\AA}$, $c=19,70\text{\AA}$ и $\beta=95^\circ$. Иногда они обнаруживают несовершенство структуры по оси C . На снимках суспензий частицы гидрослюды имеют неправильную, изометричную, очень редко - изометрично-пластинчатую форму и в основном резкие контуры ограничения. Термограммы характеризуются двумя и тремя эндоэффектами (выделение различных типов воды) и одним экзоэффектом (кристаллизация высокотемпературных фаз) с максимумом соответственно при $100-120^\circ$, $580-600^\circ$, $900-940^\circ\text{C}$. Последний пик выражен достаточно резко для гидрослюды и смещен в область высоких температур, что, по-видимому, объясняется наличием примеси каолинита. Термограмма фракции $0,001\text{мм}$,

выделенной из сидеритовой конкреции, характеризуется одним эндозэффектом с максимумом при 580°C и одним интенсивным экзоэффектом при 620°C , т.е. состоит преимущественно из сидерита.

Каолинит фиксируется на дифрактограммах по интенсивным базальным рефлексам $cd=7\text{\AA}$; $3,5\text{\AA}$, которые исчезают после прокаливания образцов.

На электронномикроскопических снимках существенно каолиновых глини частицы имеют неправильную и изометричную форму, различную плотность и резкость очертаний.

По данным электронографии, каолинит моноклинный, структура неупорядоченная по оси "С", параметры ячейки: $a=5,13\text{\AA}$, $b=8,92\text{\AA}$.

Хлорит диагностируется по базальным рефлексам $cd=14\text{\AA}$ и $7\text{\AA}$, на дифрактограммах природных и обработанных образцов. Судя по интенсивности отражений четных и нечетных порядков на дифрактограммах прокаленных образцов, хлорит относится к железистой разновидности.

Монтмориллонит на дифрактограммах природных образцов фиксируется по рефлексу $cd(001)=12-14\text{\AA}$, который после насыщения их глицерином увеличивается до $17\text{\AA}$, после прокаливании сокращается до $10\text{\AA}$.

На некоторых дифрактограммах природных образцов фиксируются рефлексы $cd(001)=11,6-14,3\text{\AA}$; с глицерином они возрастают до $12,4-16,3\text{\AA}$, после прокаливании сокращается до $10\text{\AA}$, что свидетельствует о наличии смешанослойной фазы с различным соотношением слюдистых и разбухающих слоев.

В угленосно-терригенной формации выделяются две ассоциации глинистых минералов: 1) гидрослюдистая и 2) каолинит-гидрослюдистая; в обеих ассоциациях участвуют хлорит, монтмориллонит и смешанослойный Г-М. Наиболее широко распространена первая ассоциация.

Химический состав глинистых пород и содержание в них некоторых малых элементов приводятся в табл. 18, 19. В аргиллитах среднее содержание SiO_2 составляет 62,91%, в глинах - 60,83%. Содержание H_2O (2,67%), Na_2O (1,42%) и K_2O (3,45%) в глинах больше, чем в аргиллитах (соответственно 1,83%; 1,14%; 2,98%).

Таблица 18

Химический состав глинистых пород
угленосно-терригенной формации

№ пп	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	влага	пп	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
1.	58,23	1,14	18,86	5,37	2,73		0,56	1,92	1,39	6,50	1,00	3,00	100,70
2.	61,67	0,72	15,72	3,73	3,60	0,02	0,49	1,46	3,04	4,69	1,45	3,35	99,94
3.	59,50	0,72	16,89	9,11	1,44	0,07	0,56	1,53	1,40	5,92	1,30	2,45	100,89
4.	60,35	0,72	18,06	6,97	0,72	0,23	0,49	1,47	1,75	5,74	1,00	3,15	100,05
5.	66,28	0,72	16,41	1,67	3,60	0,02	0,42	1,68	2,57	3,19	1,50	2,50	100,51
6.	66,57	1,02	15,20	2,55	1,87	-	0,49	1,32	2,80	4,42	1,30	3,10	100,64
7.	53,23	1,02	18,05	7,92	1,00	-	1,26	1,79	5,29	6,79	1,00	3,40	100,81
8.	63,57	0,72	18,64	2,75	2,44	0,02	1,49	1,81	1,24	4,60	0,85	3,70	100,82
9.	62,63	0,72	16,25	1,83	0,96	0,05	0,42	1,05	2,77	3,94	1,50	2,65	100,57
10.	61,34	1,02	18,17	5,02	1,72	0,02	0,35	1,75	1,50	5,49	1,45	2,85	100,68
11.	67,35	0,72	17,13	3,10	0,43	-	0,61	1,14	2,61	3,35	1,75	3,60	100,88

Таблица 19

Содержание некоторых малых элементов
в глинистых породах угленосно-терри-
генной формации

Элемен- ты	Количес- тво ана- лизиров	Пределы колеба- ний	Средне- арифме- тическое (M) в %	Модаль- ное (M ₀) в %	Кларки в осадочных глинах
Cr	50	0,01-0,03	0,027	0,027	$1 \cdot 10^{-2}$
Ti	50	0,35-1	0,880	0,892	$4,5 \cdot 10^{-1}$
Ni	50	0,01-0,003	0,0086	0,0089	$9,5 \cdot 10^{-3}$
Mn	50	0,03-1	0,90	0,883	$6,7 \cdot 10^{-2}$
Cu	50	0,01-0,03	0,018	0,017	$5,7 \cdot 10^{-3}$
Sr	50	0,01-0,1	0,086	0,086	$4,5 \cdot 10^{-2}$
Ba	50	0,03-0,1	0,091	0,089	$8 \cdot 10^{-2}$
B	50	0,01-0,03	0,022	0,026	$1 \cdot 10^{-2}$

Отношение $\frac{Al_2O_3}{Na_2O} = 13,3$, что значительно меньше, чем в ниже-
лежащих глинах (32). В последних, кроме того, меньше K_2O , H_2O ,
 SiO_2 , FeO , больше Al_2O_3 и Fe_2O_3 . Из малых элементов в
них Ti вдвое больше. Содержание других элементов соответствует
кларкам в осадочных глинах. Особенности химического состава
глин данной формации указывают на сравнительно низкий уровень
их изменения.

7. ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ И МИНЕРАЛЬНЫЕ НОВООБРАЗОВАНИЯ

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

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

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

рцах оказались несколько меньшими, чем у обломочного кварца:
 $n_g = 1,549 \pm 0,002$ и $n_r = 1,540 \pm 0,002$.

Образец кварца^{x)} аналогичен стандарту SiO_2 , структура тригональная, размеры элементарной ячейки $a=4,919$, $c=5,405 \pm 0,002$ Å. Напряжений в структуре не обнаружено (a_1 и a_2 хорошо разрешена на больших углах отражений).

Наряду с вышеописанными идиоморфными кристаллами, отмечены оболочки регенерации (разрастания) вокруг обломочных зерен кварца. В этом случае оптическая ориентировка зерна и оболочки разрастания одинакова. Каемка разрастания имеет в основном неправильную, лапчатую, реже отчетливую кристаллографическую форму. Новообразованная каемка разрастания прозрачная и чистая, ширина ее колеблется от 0,03 до 0,1 мм. Когда обломочное ядро кварца окаймлено тонкой пленкой гидроокислов железа и глинистых минералов, каемка разрастания прослеживается особенно четко. При регенерации зерен образуется характерная для кварцитов и кварцитовидных песчаников мозаика зерен кварца.

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

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

Микроскопическое исследование показывает, что кремневые стяжения представляют собой агрегат мельчайших зерен кварца и халцедона с мелкорассеянным темным органическим веществом. В основной массе породы рассеяны шарики диаметром 0,02–0,06 мм, вероятно, псевдоморфозы по пириту и, редко, мелкие ромбоэдри доломита. Иногда в кремневых стяжениях наблюдаются реликты ор-

^{x)} Рентгеноструктурный анализ произведен в Москве, аналитиками Сидоренко и Дубаниной.

ганических остатков, представленных в основном спикулами губок и мелких фораминифер. Внутренняя часть стяжений образована чистым кремнеземом, а в периферической части наряду с кварцем присутствуют кристаллики кальцита в виде сильно корродированных зерен, замещенных кремнеземом.

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

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

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

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

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

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

Первый тип представлен идеальноограниченными кристаллами

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

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

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

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

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

ильменит —> лейкоксен —> анатаз —> рутил

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

вызвано процессами эпигенеза и раннего метаморфизма.

Турмалин. Аутигенные проявления турмалина встречаются среди девонских и раннекаменноугольных отложений юго-западной части Армянской ССР. Они приурочены к терригенным образованиям, в которых ассоциируют с рутилом, а также к органогенно-детритовым известнякам. Новообразования турмалина представлены каемками разрастания на зернах аллотигенного турмалина, реже встречаются мелкие, возможно новообразованные правильные кристаллики зеленого цвета. Ширина каемок колеблется от 0,05 до 0,6 мм. Форма каемок разнообразная, в основном, повторяет очертания обломочного ядра с той же оптической ориентировкой. Окраска зеленая, серовато-зеленая, реже буровато-зеленая и бурая.

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

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

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

Пирит. Встречается повсеместно в породах изученного разреза, нередко слагая подавляющую часть (60–100%) тяжелых фракций нерастворимых остатков пород. При микроскопическом изучении пирит обнаруживается в виде: I) хорошо ограненных кристаллов (кубов, пентагон-додекаэдров, реже октаэдров) и двойнико-

вых прорастаний, причем некоторые кристаллы имеют на гранях ясную параллельную штриховку; 2) неправильных и пылеватых зерен; 3) сферолитовых стяжений: в породах пермского возраста сферолитовые стяжения, срастаясь друг с другом, часто образуют различной формы цепочки и 4) заполнения органических остатков (спикулы губок, фораминиферы и т.д.). В распространении описанных морфологических разностей определенной закономерности не наблюдается. Подавляющая часть пирита приурочена к битуминозным карбонатным породам и разностям, обогащенным пелитовым веществом. Образование пирита, по-видимому, началось в раннюю стадию диагенеза, чему способствовало наличие продуктов разложения органического вещества. Пиритизация продолжалась и в более поздние этапы формирования пород. Об этом свидетельствуют более крупные выделения пирита неправильной формы со следами кристаллографических граней, в большинстве случаев приуроченных к сильно перекристаллизованным участкам породы.

8. КАРБОНАТНО-ТЕРРИГЕННАЯ ФОРМАЦИЯ ЗОНЫ ЗАНГЕЗУРСКОГО ГЛУБИННОГО РАЗЛОМА

Формации средне-верхнепалеозойского этапа распространены по восточной периферии Мегринского блока. В зоне глубинного разлома эти отложения не вскрыты, однако из фациального анализа следует, что они должны быть развиты в глубинном строении зоны разлома и в Кафанском блоке.

В этой зоне обнажена лишь нижняя часть карбонатно-терригенной формации. Она распространена в бассейне р. Шишкерт и в верховье р. Гюмур.

Отложения этой формации представлены переслаиванием терригенных и карбонатных пород. Терригенные породы представлены кварцевыми песчаниками, алевролитами, кварцито-песчаниками, кварцитами, глинистыми и песчанистыми сланцами, а карбонатные — органогенно-детритовыми и кристаллически-зернистыми известняками. Мощность формации колеблется от 100 до 300 м.

Г л а в н ы е т и п ы п о р о д Терригенные породы

Глинистые сланцы имеют широкое развитие в позднедевонских отложениях района сел. Шишкерт (ущ. Спитак-джур). Они в основном приурочены к средней части разреза, где переслаиваются с органогенно-детритовыми известняками, кварцито-песчаниками и кварцитами.

Плотные, тонко- и среднеслоистые; цвет обычно серый, темно-серый, почти черный, обусловленный наличием тонкодисперсной органики, реже желтовато-бурый.

Слоистость обычно нормальная, горизонтальная, но иногда наблюдаются неправильно-линзовидные прослои и другие мелкие нарушения слоистости. На плоскостях напластования отмечаются налеты и корочки гидроокислов железа и чешуйки мусковита. Некоторые прослои обогащены пиритом.

В глинистых сланцах ущелья Спитак-джур развиты конкреции; они распределяются вдоль плоскостей напластования глин, длинные их оси располагаются параллельно этим плоскостям. Отмечены эллипсоидальные, сферические, неправильной дисковидной формы. Размеры их колеблются в пределах 0,8–3 см, реже 5 см. По составу

Таблица 20

Характеристика разрезов карбонатно-терригенной
формации (поздний девон-ранний карбон) зоны
Зангезурского глубинного разлома

Местоположе- ние	Главные (формациеобразую- щие) породы	Мощ- ность	Наличие переры- вов	Условия залегания на под- стилающей толще и возраст последней
Ущелье Спитак- джур (приток р. Шилкерт)	Песчаники, кварцито-песчаники, кварциты, глинисто-песчанистые, глинистые сланцы и известняки	300	-	Контакт с подстилающими отложениями не обнажен
I-ый правый при- ток р. Шилкерт	Кварцито-песчаники, кварциты, глинистые сланцы с конкреция- ми и известняки	100	-	Контакт с подстилающими отложениями не обнажен
Верховье р. Гю- мур	Песчаники, кварцито-песчаники, кварциты, глинистые сланцы и известняки	140	-	Контакт с подстилающими отложениями не обнажен

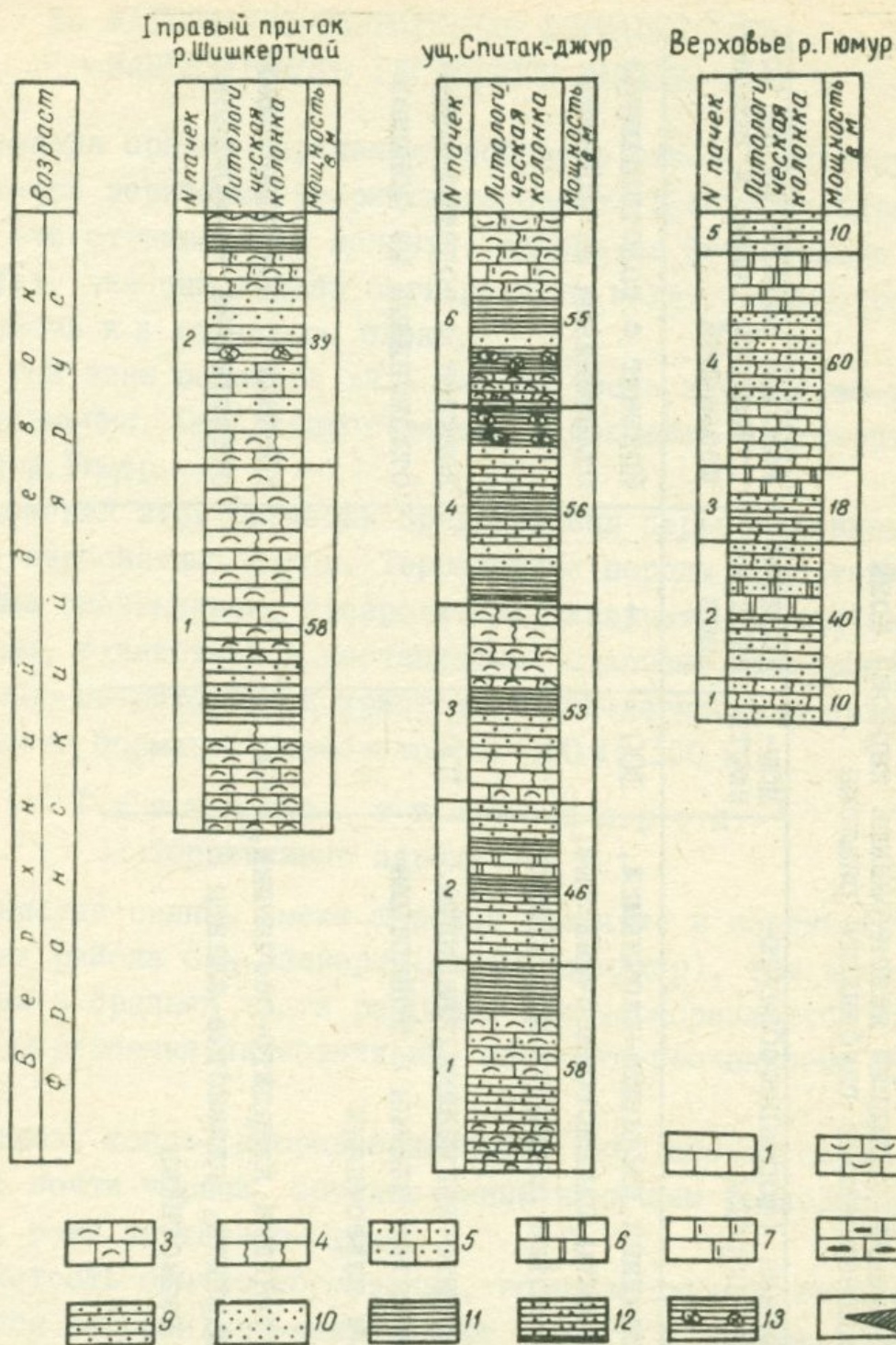


Рис. 17. Опорные разрезы карбонатно-терригенной
формации Анкаван-Зангезурской зоны.

1. Известняки. 2. Известняки органогенно-детритовые. 3. Известняки органогенно-обломочные. 4. Известняки перекристаллизованные. 5. Известняки песчанистые. 6. Известняки доломитизированные. 7. Известняки окремнелые. 8. Известняки с кремнистыми стяжениями. 9. Песчаники кварцевые. 10. Кварцито-песчаники, кварциты. 11. Сланцы глинистые. 12. Сланцы песчано-глинистые. 13. Сланцы глинистые с конкрециями. 14. Графитизированные сланцы.

железисто-кремнисто-глинистые и глинисто-кремнисто-карбонатные. Первые имеют эллипсоидальную и неправильную форму и тонкое концентрическое строение; среди них встречаются массивные (сплошные) и полые; центральная часть ядер сложена глинистым веществом, пронизанным жилками гидроокислов железа; характерно также присутствие тонкодисперсного кварца и мусковита.

Глинисто-кремнисто-карбонатные конкреции имеют более широкое распространение. Форма в основном эллипсоидальная, реже сферическая и дисковидная; массивные, иногда пронизаны сетью беспорядочно расположенных трещинок, выполненных тонкокристаллическим кальцитом. Ядра сложены глинистым веществом, кальцитом, мелкими зернами кварца, реже мусковитом.

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

Средний гранулометрический состав глинистых сланцев следующий: $<0,001\text{мм}$ - 27,0%; $0,001-0,01$ - 42%, $0,01-0,1\text{мм}$ - 25,0% $0,1-6\%$; карбонатность в среднем составляет 0,38%.

Структура алевропелитовая, реже мегапелитовая, текстура беспорядочная, слабоориентированная, реже микропятнистая; перечисленные разновидности текстур обусловлены соответствующим распределением в глинистой основе тонкодисперсного кварца, слюд, органического вещества и гидроокислов железа.

Алевритовая и песчаные частицы составляют в среднем 30% от общего объема породы и представлены угловатыми и угловато-округлыми зернами мусковита, реже полевых шпатов. Распределены они в глинистой основе неравномерно, образуя мелкие линзовидные скопления, нередко насыщенные органическим веществом и очень мелкими агрегатами пирита. В глинистой основе нередко присутствуют зерна карбоната неправильной или ромбоэдрической формы. Весьма характерным является присутствие гидроокислов железа, мелких чешуек мусковита и тонкодисперсного кварца.

По данным иммерсионного метода из неглинистых минералов в глинах постоянно присутствуют: кварц (0-10%, ср. 2,5%), мусковит (0-3%, ср. 1,5%), циркон (0-1,5%, ср. 0,4%), турмалин (0-1,0, ср. 0,5%), рутил (0-1, ср. 0,35%), пирит (0-10, ср. 4,5%), гидроокислы железа (0-96,0, ср. 62%), выветрелые минералы (79-100, ср. 95,25%). Другие минералы встречаются спорадически и в

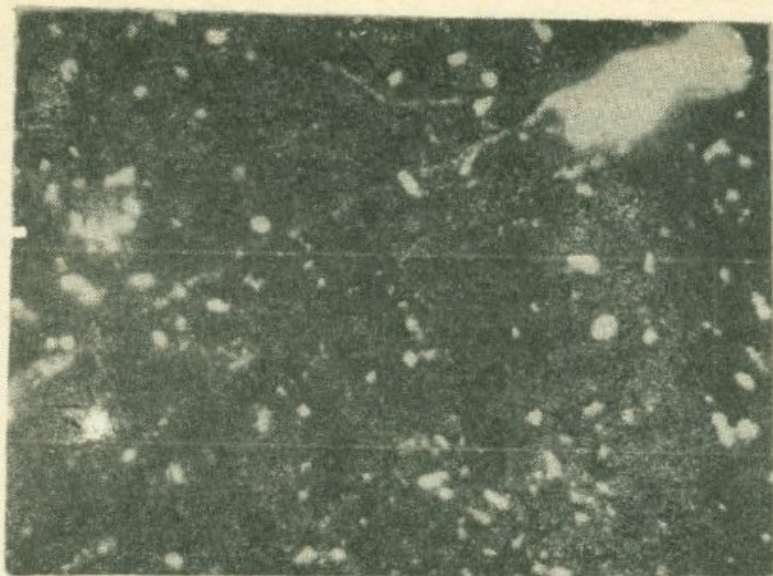


Рис. 18. Сланец глинистый, алевро-пелитовой структуры. Шлиф. Ув. 63 х. Ник. I

значительно меньших количествах.

Основными глинистыми минералами по данным комплексного изучения являются гидрослюда, каолинит, но важным компонентом является также пиррофиллит; другие минералы-примеси почти отсутствуют.

Каолинит диагностируется по интенсивным базальным рефлексам $cd = 7\text{\AA}$, $3,5\text{\AA}$ и т.д. По данным электронографии структура каолинита несовершенная, период "С" не проявляется: минерал относится к псевдомоноклинному типу с параметрами: $a = 5,13\text{\AA}$, $b = 8,92\text{\AA}$.

На термограммах фиксируются одна эндотермическая и одна экзотермическая реакции с максимумом соответственно при $600-660^\circ\text{C}$ и около 1000°C .

Гидрослюда фиксируется по базальным рефлексам $cd = 10\text{\AA}, 5\text{\AA}$ и т.д., которые изменяются после термообработки и насыщения образцов глицерином. Минерал диоктаэдрический представлен двумя модификациями: $1M$ и $2M_I$, параметры элементарной ячейки: $1M$ - $a = 5,20\text{\AA}$, $b = 9,00\text{\AA}$, $c = 9,98\text{\AA}$, $\beta = 100^\circ$. $2M_I$ - $a = 5,19\text{\AA}$, $b = 9,00\text{\AA}$, $c = 19,80\text{\AA}$, $\beta = 95^\circ 30'$.

На термограммах гидрослюдистых глин первый эндоэффект выражен достаточно отчетливо; эндотермическая реакция, вызванная выделением "ОН"-группы, протекает сравнительно слабо. В химическом составе типичных гидрослюдистых глин K_2O заметно пре-

Таблица 2I

Химический состав глин со значительным
содержанием пирофиллита

№ обр. хим. комп.	Ш - 3/I	Ш - 3/3	Ш - 3/7	Ш - 2/2I
SiO ₂	48,90	50,60	49,30	54,63
TiO ₂	1,32	0,39	1,00	1,13
Al ₂ O ₃	30,82	35,67	29,25	24,98
Fe ₂ O ₃	3,93	4,13	7,18	2,24
FeO	2,15	0,71	0,28	5,02
MnO	н/обн.	0,07	0,60	0,02
CaO	1,68	1,19	1,50	2,52
MgO	1,60	0,55	1,00	1,41
P ₂ O ₅	0,35	0,04	0,19	0,09
Влага	0,46	0,30	0,20	0,52
П.п.п.	3,61	3,42	5,80	1,27
Na ₂ O	0,35	0,23	0,24	2,20
K ₂ O	4,80	2,60	4,20	0,90
Сумма	99,62	99,60	100,74	100,08

обладает.

Пирофиллит диагностируется по интенсивным базальным рефлексам $cd \sim 9,17\text{\AA}$; $4,6\text{\AA}$ и т.д. На термограммах глин со значительным содержанием пирофиллита фиксируется один широкий эндотермический эффект дегидратации с максимумом около 650°C . Иногда эта реакция протекает в несколько этапов, что, очевидно, обусловлено прочностью связи OH-групп в его структуре. Химический состав пирофиллитовых глин приводится в табл. 2I. Обращает внимание высокое содержание Al_2O_3 , что характерно для пирофиллита. Повышенное содержание K_2O связано с присутствием гидрослюда мусковитового типа. Другие аномалии по отношению к теоретическому составу также обусловлены наличием примесей.

Наиболее обстоятельно вопрос о генезисе аутигенного пирофиллита в осадочных отложениях рассмотрен в публикациях А.Г. Коссовской и В.Д. Шутова (1963). Ими выделена кварцево-пирофиллитовая фация, которая возникает при региональном эпигенезе кварцевых граувакк и каолиновых глин вслед за кварцево-дискитовой фацией. Последняя фиксируется в мезозойских отложениях Сибирской платформы на глубине 2500м, а в рифейских и ниж-

Таблица 22

Распределение некоторых малых элементов
в глинистых сланцах позднего девона

Элементы	Количество анализов	Пределы колебаний	Средн. арифм. в %	Кларки в осадочных глинах
Cr	25	0,0075-0,032	0,012	$1 \cdot 10^{-2}$
Ti	"	0,075 -1,3	0,945	$4,5 \cdot 10^{-1}$
Ni	"	0,010 -0,042	0,022	$9,5 \cdot 10^{-3}$
Mn	"	0,010 -0,075	0,051	$6,7 \cdot 10^{-2}$
Cu	"	0,0042-0,032	0,018	$5,7 \cdot 10^{-3}$
Ga	"	0,0013-0,0032	0,0026	$1,9 \cdot 10^{-3}$
Yt	"	0,0042-0,010	0,008	$2,6 \cdot 10^{-3}$
Sr	"	0,010 -0,042	0,030	$4,5 \cdot 10^{-2}$
Ba	"	0,0018-0,10	0,035	$8 \cdot 10^{-2}$
Li	"	0,00075-0,032	0,015	$6,6 \cdot 10^{-4}$

непалеозойских отложениях Русской платформы - на глубине 1000-1500м (здесь, по-видимому, имеет значение фактор времени). Таким образом, кварц-пирофиллитовая формация располагается непосредственно ниже указанных глубин, в зоне метатенеза. Пирофиллит образуется по диккиту в результате перехода пород из зоны глубинного эпигенеза в зону метатенеза. Отсутствие щелочей и избыток SiO_2 , связанный с растворением обломочного кварца, приводит к надстраиванию двухэтажной структуры диккита слоем кремнекислородных тетраэдров и появлению трехэтажной структуры устойчивого пирофиллита. В случае присутствия в интерстиционных растворах калия в породах данной зоны возникает, как правило, серицит. А.В.Копелиович (1965) также считает возможной парагенетическую связь каолинит-диксит-пирофиллит в зоне эпигенеза-метатенеза. С другой стороны, он допускает, что "между диоктаэдрическими слюдами и пирофиллитом имеются постепенные переходы".

В системе $Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ при атмосферном давлении и температуре 300-500°C образуются пирофиллит+бёмит+каолинит; в присутствии Ca, Mg и щелочей при давлении 87-300 атм и температу-

ре около 400° образуются пиррофиллит+бёмит+талек; при умеренных давлениях и более высоких температурах каолинит и пиррофиллит развиваются даже тогда, когда в системе имеется избыток калия. Таким образом, указанный парагенез закономерен в природных и искусственных средах и отражает вполне определенные термобарические условия. Нужно отметить, что в сходных условиях, при умеренных давлениях и температуре выше 350° , пиррофиллит может возникнуть и без каолинита, избыток Al_2O_3 при этом уходит на генерацию бёмита (Дир и др., 1966).

Пиррофиллит в породах карбонатно-терригенной формации образовался в близких условиях, но не в ассоциации с диккитом, а с каолинитом и гидрослюдой 2М, в самую позднюю стадию преобразования пород.

Кварцито-песчаники. Мономинеральные среднезернистые кварцито-песчаники с карбонатным цементом слагают небольшую часть разреза позднедевонских отложений в перемежающейся пачке кварцитов, глинистых сланцев и органогенно-детритовых известняков. Порода окрашена в серый, желтовато-серый цвет, имеет сливное сложение и неровный зернистый излом. Кварцито-песчаники по трещинкам и с поверхности ожелезнены.

Гранулометрические подсчеты, произведенные в шлифах, показали их слабую сортированность. Содержание фракций следующее: 0,1-0,25мм - 30%, 0,25-0,5мм - 55%, > 0,5мм - 15%.

Форма обломочных зерен крупной фракции окатанная и полукатанная. Степень окатанности зерен средне- и мелкопесчаной фракции значительно ниже; в них присутствуют полукатанные и окатанно-угловатые зерна.

Кварцито-песчаники сложены преимущественно зернами кварца (95%). В их составе отмечаются полевые шпаты, обломки кварц-полевошпатовых пород, кварцитов с мозаичной структурой и слюдистые сланцы. Многие зерна полевых шпатов нацело переродились в агрегат глинистых частиц и серицит. Однако наряду с выветрелыми зернами, встречаются свежие зерна полисинтетически сдвоенных плагиоклазов и очень редко - зерна калиевых полевых шпатов.

Преобладают зерна кварца с нормальным угасанием, очень редко - со слабым волнистым угасанием. Кварц обычно почти лишен включений, однако встречаются зерна, переполненные мельчай-

шими включениями непрозрачного минерала. Еще реже были отмечены игольчатые и изометрические включения рутила, циркона и других трудноопределимых минералов. Встречаются также регенерированные и трещиноватые зерна. Регенерация кварца интенсивно проявлена в участках тесного соприкосновения нескольких зерен. Регенерационный кварц имеет одинаковую с обломочными зернами оптическую ориентировку и отделяется от них тонкой железистой каемкой, реже слюистой. На некоторых зернах каемка отсутствует.

Среди акцессорных терригенных минералов присутствуют циркон, турмалин, рутил, мусковит. Форма устойчивых минералов преимущественно окатанная. Из аутигенных установлены: кальцит, доломит, гидроокислы железа, пирит и кварц.

Цемент кальцитовый, мелкозернистый, участками перекристаллизованный, порово-контактный. Иногда по цементу развиваются крупные ромбики доломита. Доломит развит и по трещинкам.

Наиболее поздним процессом преобразования этих пород является доломитизация. Крупные ромбики доломита составляют 10% объема пород. Некоторые кварцевые зерна корродированы доломитом.

Химический состав мономинеральных кварцито-песчаников приводится в табл.23. Содержание SiO_2 колеблется от 69,28 до 78,50%, в среднем составляя 74%; CaO колеблется от 6,90 до 7,98%, в среднем составляя 7,38%. Содержание Mg низкое, колеблется от 2,12 до 4,80%, в среднем составляя 2,86%. Содержание Na_2O , K_2O низкое, соответственно колеблется от 0,17 до 0,34%, в среднем 0,23% и от 0,60 до 1%, в среднем составляя 0,76%.

К в а р ц и т ы имеют ограниченное развитие в разрезе формации. Характеризуются высокой прочностью, сливным обликом, образуют равномерно-слоистые пласты, редко линзовидные залежи внутриперемежающейся толщи. Цвет их беловато-кремовый, серовато-желтый. По трещинкам и по наслоению порода ожелезнена.

Средний гранулометрический состав (подсчитанный в шлифах линейным методом при помощи ИСА) следующий:

(I) 0,01-0,1мм - 4%; 0,1-0,25мм - 18%; 0,25-0,5мм - 77%;
> 0,5мм - 1%.

(II) 0,01-0,1мм - 13%; 0,1-0,25мм - 18%; 0,25-0,5мм - 39%.



Рис. 19. Кварцито-песчаник. Хорошо видны контуры разъедания кварца. Шлиф. Ув. 63 х. Ник. +

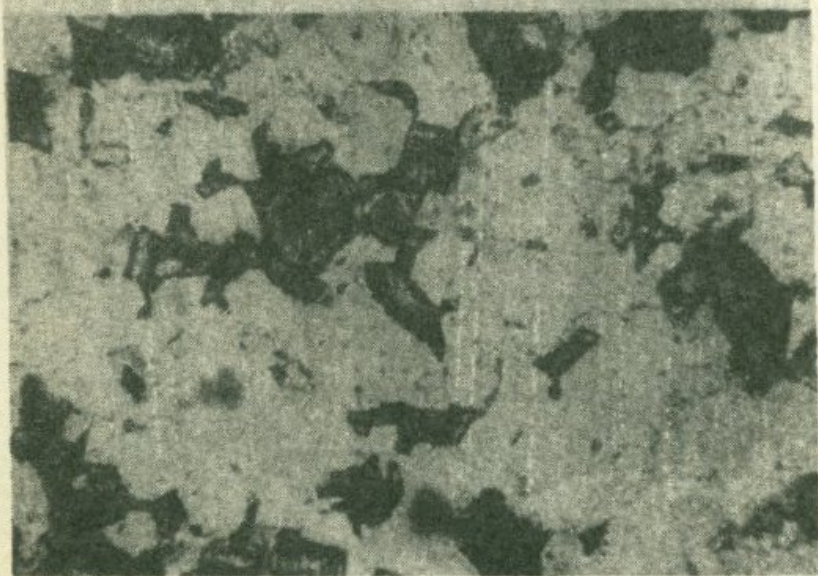


Рис. 20. Кварцито-песчаник. Выделение вторичного доломита в поровых пространствах. Шлиф. Ув. 63 х. Ник. I

Подсчеты показали, что сортировка пород средняя. Выделены среднезернистые, средне-мелкозернистые структурные разности.

Форма обломочных зерен крупной фракции окатанная; полукатанная, реже окатанно-угловатая. Степень окатанности зерен мелкопесчаной и алевритовой фракций значительно ниже; в них присутствуют полукатанные зерна и очень редко — оскольчатые.

Среди кварцевых зерен (и мелких и крупных фракций) преобладают чистые водянисто-прозрачные с нормальным угасанием. Кварц обычно лишен включений, однако редко присутствуют зерна со слабо выраженным волнистым угасанием и с цепочками газожидких пузырьков, образовавшихся на месте залеченных кварцем трещин. Еще реже встречаются игольчатые включения рутила.

Другую группу составляют кварцевые зерна с мозаично-блас-

Химический состав кварцито -песчаников
позднего девона (франский ярус)

Хим. компонент \ № проб	Ш-2/25	Ш-2/27	Ш-4/5	Ш-1/18
SiO ₂	72,75	63,28	75,32	78,50
TiO ₂	0,35	0,52	0,43	0,31
Al ₂ O ₃	2,98	4,03	3,12	2,20
Fe ₂ O ₃	0,39	1,46	2,33	1,30
FeO	2,15	1,70	-	0,39
MnO	0,09	0,04	0,04	0,07
CaO	7,52	7,98	7,12	6,90
MgO	2,12	4,80	2,20	2,34
H ₂ O ⁻	-	-	-	-
H ₂ O ⁺	-	-	-	-
П.п.п.	9,52	3,97	1,66	1,27
P ₂ O ₅	0,11	0,11	0,23	0,19
CO ₂	-	5,73	6,12	4,10
S общ.	-	-	-	-
Na ₂ O	0,34	0,17	0,20	0,23
K ₂ O	0,78	0,67	1,00	0,60
Сумма	99,10	100,46	99,77	100,40

тическим строением, иногда переполненные мельчайшими включениями окислов железа и мусковита.

Среди зерен алевритовой и мелкопесчаной размерности конформные структуры растворения широко распространены. Непосредственно соприкасающиеся между собой кварцевые зерна в результате растворения тесно пригнаны друг к другу по плавным, часто сложноизвилистым поверхностям. Регенерационный кварц выполняет поровые промежутки между обломочными кварцевыми зернами.

Сближение кварцевых зерен в результате растворения, в совокупности с заполнением регенерационным кварцем поровых прост-

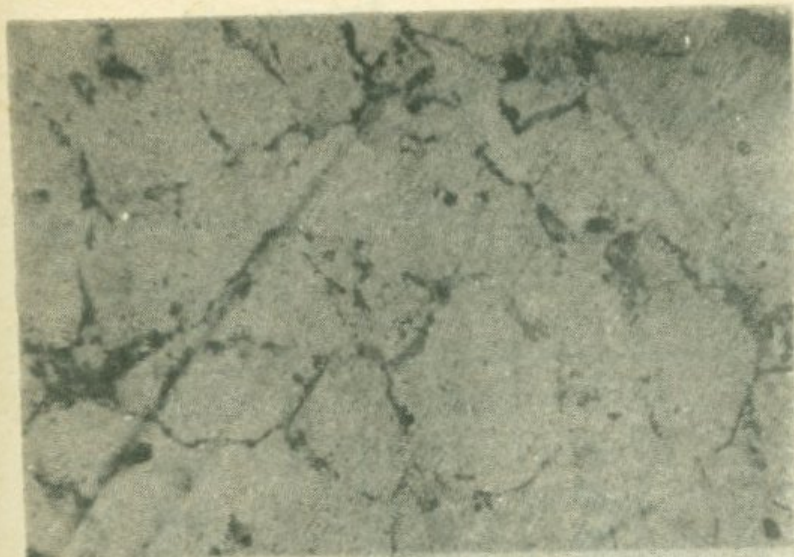


Рис.21. Кварцит с кон-
формно-регенерационной
структурой. Отчетливо
заметны "рубашки" окис-
лов железа вокруг обло-
мочных зерен.
Шлиф. Ув.63 х. Ник. I

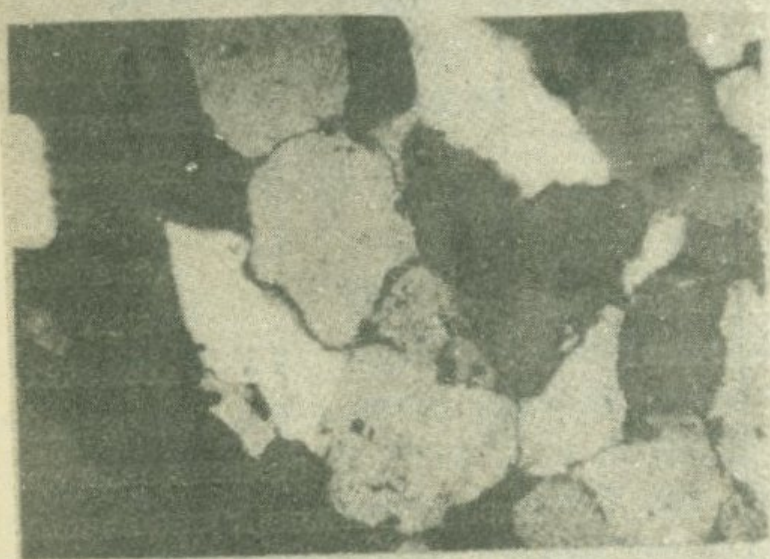


Рис.22.
То же. Ник. +



Рис.23. Кварцит средне-
зернистый. В поле шли-
фа хорошо виден микро-
стилолитовый шов.
Ув.63. Ник. +

Таблица 24

Химический состав кварцитов
позднего девона

Химич. компон. № проб	III-1/17	III-2/29	III-2/30	III-4/7
SiO_2	92,10	92,77	91,30	93,80
TiO_2	0,50	0,40	0,45	0,20
Al_2O_3	1,50	1,28	1,15	1,00
Fe_2O_3	0,40	0,57	0,45	0,60
FeO	0,65	0,86	0,73	0,75
MnO	0,10	0,01	0,02	-
CaO	2,00	1,96	2,30	1,00
MgO	0,60	-	-	-
H_2O^-	-	-	-	-
H_2O^+	-	-	-	-
n.n.n.	1,00	1,32	2,40	1,50
P_2O_5	0,07	0,50	0,09	0,08
CO_2	-	-	-	-
S	-	-	-	-
Na_2O	0,20	-	-	0,12
K_2O	0,45	-	-	0,30
Сумма	99,57	99,67	98,89	99,35

ранств между зернами, привело к образованию характерной кварцитовидной конформно-регенерационной структуры. Регенерационный кварц отделяется от обломочных зерен каемочками, состоящими из окислов железа, оконтуривающих обломочные зерна.

Спектральным анализом в кварцитах (табл.25) выявлена следующая ассоциация малых элементов (для сравнительной оценки содержаний малых элементов приводятся кларки соответствующих элементов песчаных пород).

В кварцитах содержания некоторых элементов: Mn (0,004%),

Таблица 25

Содержание некоторых малых элементов в кварцитах, кварцито-песчаниках позднего девона

Элементы	К-во анализов	Пределы колебаний	Среднеарифметическое в %	Кларки песчаных пород
Mn	30	0,0056 - 0,18	0,0042	$x \cdot 10^{-3}$
Ni	"	0,0046 - 0,013	0,0024	$2 \cdot 10^{-3}$
Ti	"	0,032 - 0,75	0,41	0,15
Cr	"	0,00032 - 0,010	0,0025	$3,5 \cdot 10^{-3}$
Cu	"	0,0001 - 0,010	0,0047	$x \cdot 10^{-4}$
Ga	"	0,00013 - 0,0013	0,0033	$1,2 \cdot 10^{-3}$
Zr	"	0,001 - 0,042	0,03	$2,2 \cdot 10^{-2}$
Yt	"	0,0032 - 0,013	0,0031	$4 \cdot 10^{-3}$
Sr	"	0,01 - 0,042	0,014	$2 \cdot 10^{-3}$
Ba	"	0,0024 - 0,042	0,012	$\cdot 10^{-3}$
Li	"	0,0001 - 0,0018	0,0003	$1,5 \cdot 10^{-2}$

Mn - (0,002%), Zr (0,03%) Yt (0,0031%), Ca (0,0033%); Cr (0,0025%) почти равны кларкам песчаных пород. Содержания Cu (0,0074%), Sr (0,014%), Ba (0,012%) в кварцитах на порядок выше кларка. Исключение составляет Ti (0,31%), содержание которого в два раза больше кларка песчаных пород. Повышенный фон титана характерен для пород верхнего девона. Н.М.Страхов (1960) считает, что ряд микроэлементов адсорбируется в морском бассейне гелями Fe_2O_3 . Отмечается определенная зависимость содержания Cr и V от количества присутствующего в породах окисла железа. По-видимому, фиксация малых элементов в породах связана с их адсорбцией коагулирующими коллоидами окислов железа.

Выход тяжелой фракции кварцитов, кварцито-песчаников незначительный, колеблется от 0,08 до 0,90%; в среднем составляет 0,17%. Карбонатность низкая, варьирует от 0 до 9,28%, в среднем составляет 5,10%.

Минеральный состав кварцитов, кварцито-песчаников однообразен. Основными компонентами, слагающими тяжелую часть фракции, являются пирит и гидроокислы железа. Содержание пирита колеблется от единичных зерен до 87,5 %, в среднем составляет

41,76%, а гидроокислов железа - от 0-86,5%, в среднем 42,73%. Среди прозрачных минералов - циркон - единичные зерна до 30,0%, в среднем 8,90%; турмалин - ед.зерна - 10,0%, в среднем 2,88%; рутил - ед.зерна - 5,0%, в среднем 1,25%.

Легкая часть фракции состоит в основном из кварцита, который колеблется от 85,0 до 100%, в среднем составляет 93,70%. Полевые шпаты, обломки пород и выветрелые минералы встречаются спорадически и в незначительном количестве.

Карбонатные породы

Известняки имеют ограниченное развитие в разрезе формации. Представлены в основном органогенно-детритовыми и кристаллозернистыми разностями.

Среди органогенно-детритовых известняков выделяются криноидно-полидетритовые и брахиоподово-кораллово-полидетритовые разности.

Криноидно-полидетритовые известняки составляют основную часть органогенно-детритовых известняков. Макроскопически серые, темно-серые, желтовато-серые, плотные, средне-тонкослоистые известняки с раковистым изломом. Известняки этого типа состоят из неотсортированного органогенного детрита размером 0,1-0,7мм, в составе которого преобладают криноидеи. Членики нередко перекристаллизованы и превращены в крупные монокристаллы с реликтом первичного сетчатого строения. Остальная часть детрита может быть отнесена к частично перекристаллизованным фрагментам раковин кораллов, брахиопод, фораминифер и редкими комочками водорослей. Встречаются отдельные небольшие оолиты, размерами от 0,1 до 0,25мм, ядра которых образованы обломками кварца, известняков и реже детритом.

Цемент представлен нацело перекристаллизованным кальцитом, который составляет 15-20% от общего объема породы.

Терригенная примесь (10-15%) представлена угловато-округлыми и округлыми зернами кварца.

Брахиоподово-полидетритовые известняки встречаются сравнительно редко и только в верхней части разреза. Макроскопически они неотличимы от криноидно-полидетритовых. Под микроскопом видно, что порода нацело состоит из неотсортированного органогенного детрита, размерами от 0,15 до 0,9 мм, в составе которого преобладают облом-

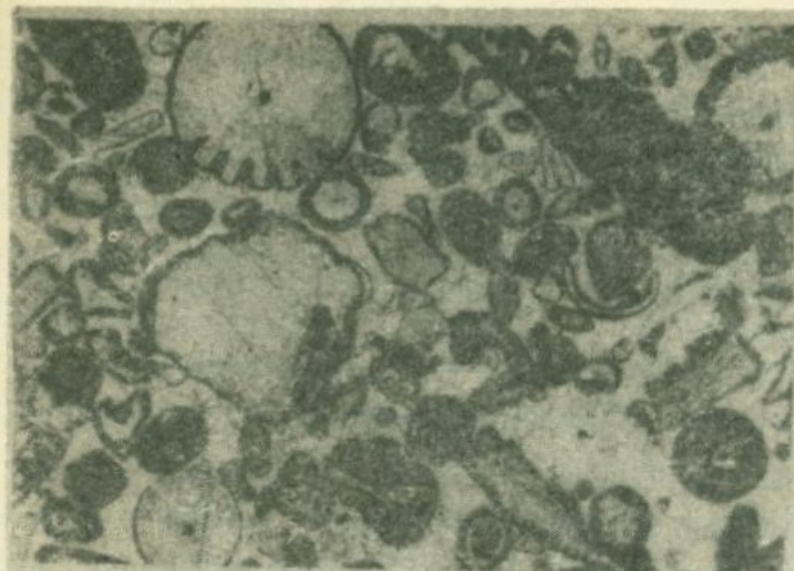


Рис.24. Известняк
криноидно-полидетри-
товый. Шлиф. Ув.63х.
Ник. I



Рис.25. Известняк
криноидно-полидетри-
товый. Связующая
масса перекристалли-
зована. Шлиф. Ув.63х.
Ник. I

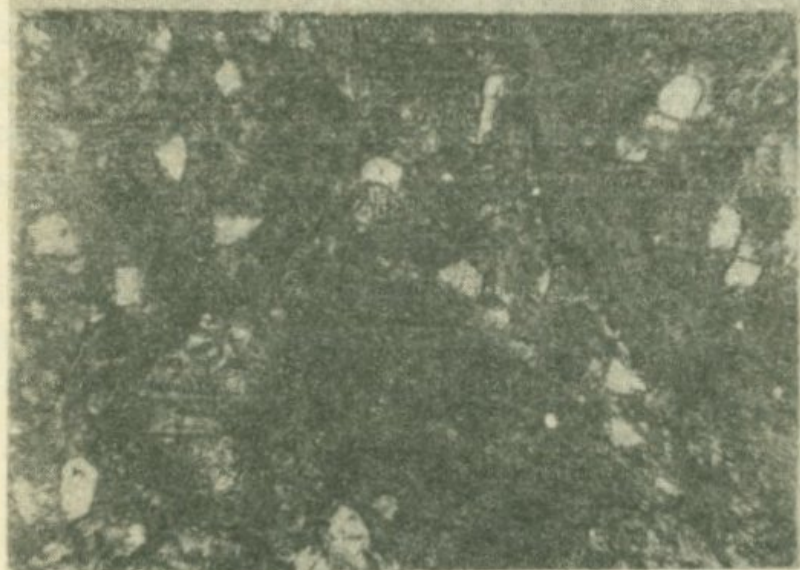


Рис.26. Известняк
органогенно-полидет-
ритовый с обильной
терригенной примесью
Шлиф. Ув.63х. Ник. I

Распределение некоторых элементов в
известняках (франский ярус)

Элементы	Кол-во анализов	Пределы колебаний	Средне-арифм. в %	Кларки карбонатных пород
Si	30	0,42 - 7,5	2,37	2,40
Al	"	0,013 - 0,75	0,35	0,42
Mg	"	0,24 - 5,60	1,25	4,70
Fe	"	0,18 - 4,20	1,03	0,38
Na	"	0,032- 0,32	0,02	0,04
K	"	0,010- 1,0	0,38	0,27
Mn	"	0,032- 0,32	0,13	0,11
Ni	"	0,00032- 0,01	0,0027	$2 \cdot 10^{-3}$
Ti	"	0,075 -0,32	0,17	0,04
Cu	"	0,00024- 0,0042	0,0014	$4 \cdot 10^{-4}$
Pb	"	0,000032-0,00042	0,0004	$9 \cdot 10^{-6}$
Ga	"	0,0013 - 0,00056	0,0004	$4 \cdot 10^{-4}$
Sr	"	0,024 - 0,10	0,05	$6,1 \cdot 10^{-2}$
Ba	"	0,0018 - 0,0075	0,004	$1 \cdot 10^{-3}$
Li	"	0,00018-0,00032	0,0002	$0,5 \cdot 10^{-3}$

ки раковин брахиопод, кораллов. Остальная часть детрита представлена криноидеями, сгустками водорослей, мшанками (?), реже фораминиферам. Присутствует также шламовый материал (5%). Почти повсеместно наблюдается примесь терригенных частиц, содержание которых колеблется от 10 до 25%. Они представлены округлыми и угловато-округлыми зернами кварца, размером от 0,1 до 0,35 мм.

Цемент в породе играет подчиненную роль и представлен в основном перекристаллизованным среднезернистым кальцитом.

Известняки кристаллически-зернистые. Имеют подчиненное развитие. Порода серая, плотная, среднеслоистая, разномзернистая. Терригенная примесь составляет 20-30%, представлена округлыми и угловато-округлыми зернами кварца. Редко попадает органический детрит.

Для известняков верхнего девона характерно низкое содержание тяжелой фракции (0,08 до 1,20%, в среднем составляет 0,38%). Содержание CaCO_3 колеблется от 74,5 до 97%, в среднем составляет 86,5%.

Основными минералами, слагающими тяжелую фракцию, являются пирит и гидроокислы железа. Содержание пирита колеблется от 20,0 до 100%, в среднем 76,40%, а гидроокислов железа - от 0 до 80%, в среднем составляет 20,5%.

Корреляционными минералами являются циркон, турмалин, рутил. Содержание их соответственно колеблется от ед. зерен до 3,5%, в среднем 0,80%; единичные зерна - 1,0%, в среднем 0,40% и редкие зерна. Другие минералы встречаются спорадически и в незначительном количестве. Содержание кварца колеблется от единичных зерен до 30%, в среднем составляет 9,25%.

Содержания некоторых малых элементов в известняках: **Mn** (0,132%), **Mg** (0,0027%), **Ca** (0,0004%), **Yt** (0,004%), **Sr** (0,050%), почти равны кларкам карбонатных пород. Содержания **Ti** (0,17%), **Cu** (0,0014%), **Pb** (0,0004%), на порядок выше кларка.

9. КАРБОНАТНАЯ ФОРМАЦИЯ (ПЕРМЬ-СРЕДНИЙ ТРИАС)

Карбонатная формация широко развита в бассейне рек Гехи, Охчи и Шишкерт. Сложена повсеместно карбонатными породами, мощностью примерно 600 м.

Породы формации прорваны многочисленными дайками, преимущественно диабазовых (эпидиабазовых) порфиритов (Гуюмджян, 1969).

Г л а в н ы е т и п ы п о р о д Карбонатные породы

И з в е с т н я к и . Представлены толсто-среднеслоистыми, реже тонкослоистыми разностями, с полосчатой и ленточной текстурой; чередуются прослои, обогащенные органическим веществом, пиритом, с прослоями, лишенными их. Окраска пород серая, темно-серая, черная, реже желтовато-серая.

Величина зерен терригенных компонентов колеблется от 0,1 до 0,25 мм. Примесь глинистого материала незначительна.

Выход тяжелых минералов из нерастворимых остатков колеблется от 0,01 до 0,50%.

Во всех типах известняков в значительном количестве наблюдаются кальцитовые прожилки. Прожилки имеют ровные, а иногда неровные края, по всей вероятности, связанные с перекристаллизацией; с ними связаны проявления идиоморфных кристаллов кварца, а иногда флюорита и доломита.

Среди известняков поздней перми выделяются: органогенные, органогенно-детритовые и хемогенные разности.

Ф у з у л и н и д о в ы е и з в е с т н я к и . Макроскопически темно-серые, реже черные (разрез напротив сел. Гехи, ущ. Дармазур, Лернадзор), крепкие, массивные, толстослоистые, при ударе издающие запах битума. Основной составной частью породы являются цельные, и в той или иной мере поврежденные раковины фузулинид, камеры которых заполнены в основном мелкозернистым кальцитом, часто перекристаллизированным, а стенки сложены темным органическим веществом и пиритом. Кроме фузулинид, присутствуют раковины других фораминифер, брахиопод, остракоды, обрывки водорослей и сетчатые образования. Некоторые органиче-

Таблица 27

Характеристика разрезов карбонатной формации
(ранняя пермь-средний триас) зоны Зангезурско-
го глубинного разлома

Местоположе- ние	Главные (формациеобразующие) породы	Мощ- ность	Наличие переры- ва	Условия залегания на подстилающей толще и возраст
Ущелье Дармазур	Известняки органогенные, органогенно-детрито- вые битуминозные, перекристаллизованные	570	-	Контакт с подстилаю- щими отложениями не обнажен
Левобережье р. Гехи	Известняки органогенно-детритовые, битуминоз- ные, слабо доломитизированные, микро-мелкозер- нистые с прослоями графитизированных расслан- цованных пород	210	-	Контакт с подстилаю- щими отложениями не обнажен
Левобережье р. Охчи	Известняки органогенно-детритовые, дислоциро- ванные, с прослоями рассланцованных графити- зированных пород		-	Контакт с подстилаю- щими отложениями не обнажен
Ущелье Спитак- джур	Известняки органогенно-детритовые, слабо доло- митизированные, микро-мелкозернистые с мелкими кремнистыми стяжениями	100	+	Несогласно залегают на отложениях верхне- го девона (франский ярус)
I-ый правый при- ток р. Шишкерт	Известняки органогенно-детритовые, перекрис- таллизованные, слабо доломитизированные	20	+	Несогласно залегают на отложениях верхне- го девона (франский ярус).
Верховье р. Гюмур	Известняки органогенно-детритовые, слабо доло- митизированные, микро-мелкозернистые с много- численными стяжениями кремней	220	+	Несогласно залегают на отложениях верхне- го девона (франский ярус)

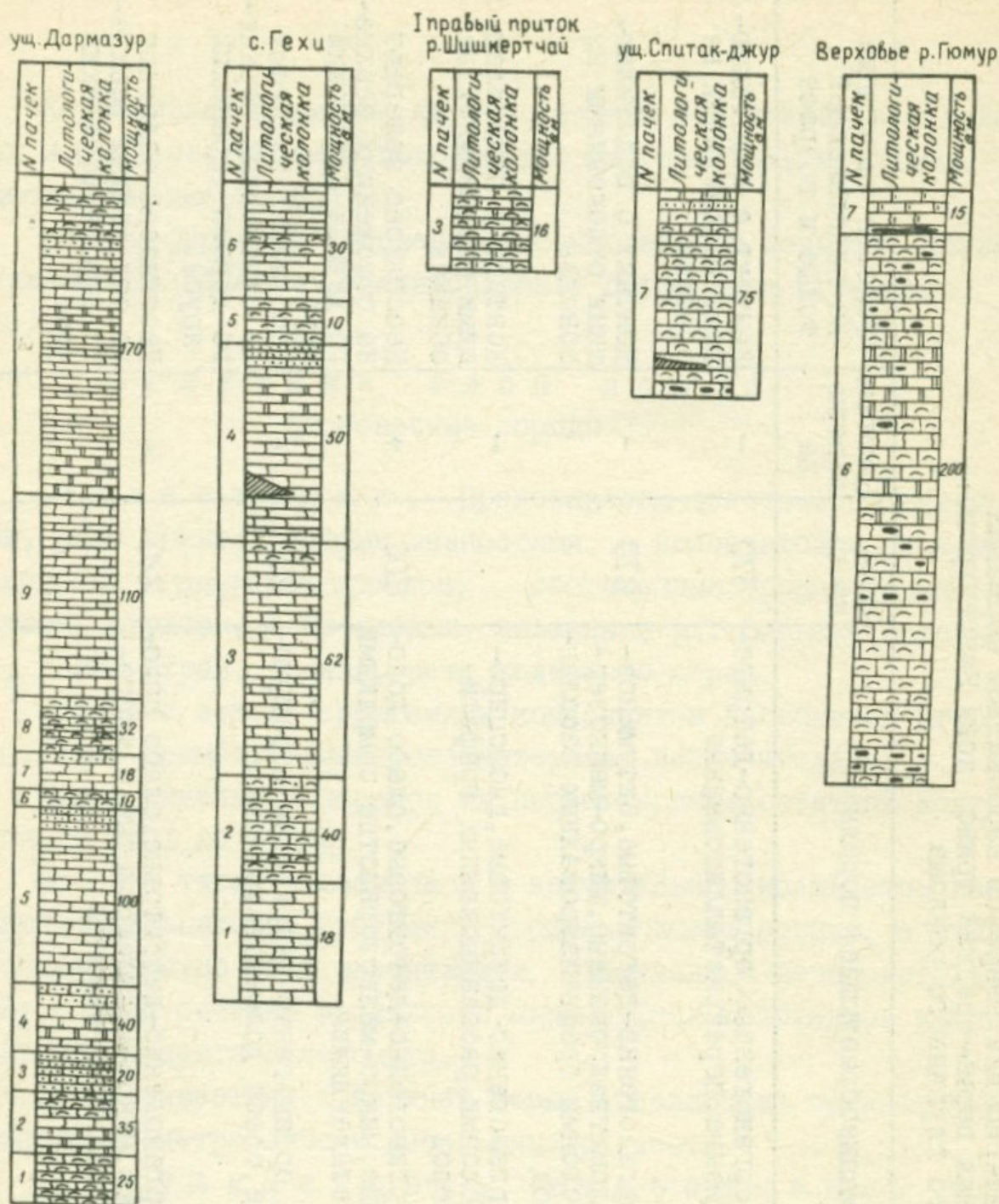


Рис. 27. Опорные разрезы карбонатной формации (поздняя пермь) Анкаван-Зангезурской зоны (условные обозн. см. рис. 17).

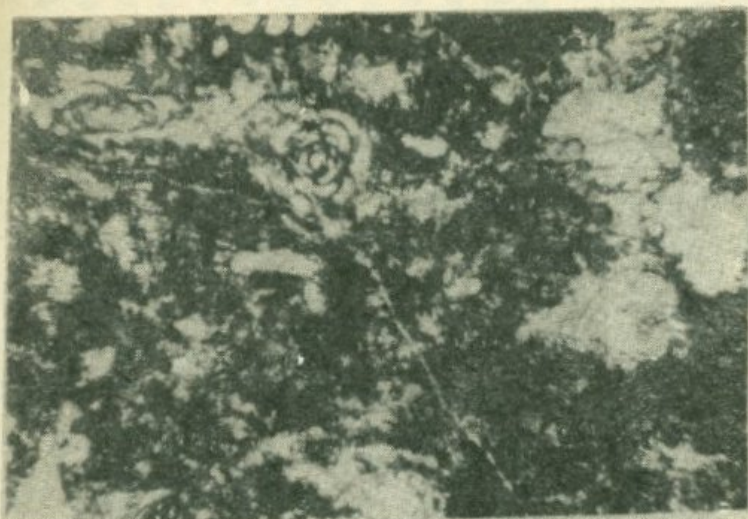


Рис. 28. Известняк фузу-
линидовый. Шлиф. Ув. 63х.
Ник. I

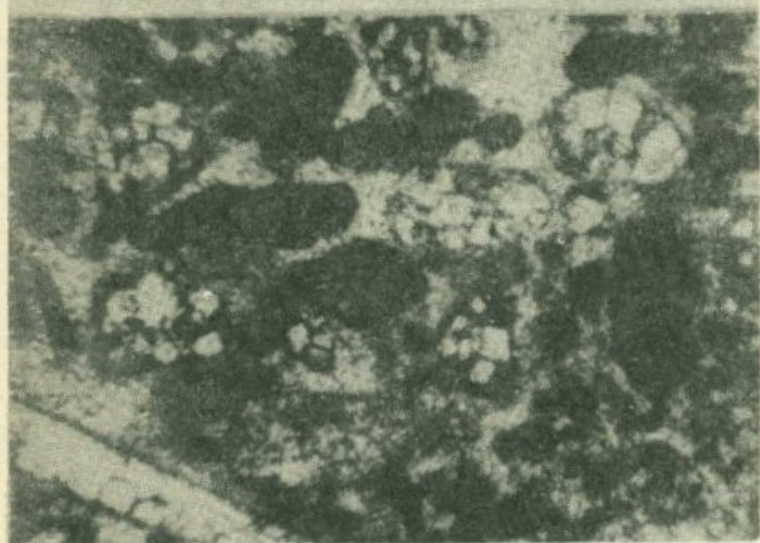


Рис. 29. Известняк орга-
ногенно-полидетритовый
(фораминиферы, водорос-
ли, мшанки, брахиоподы).
Шлиф. Ув. 63х. Ник. I

ские остатки сильно перекристаллизованы и не поддаются опреде-
лению.

Терригенная примесь в большинстве случаев незначительна.
В районе сел. Шижкерт эти разности известняков содержат до 5%
кварца.

Карбонатная неорганогенная часть образована мелкозернис-
тым кальцитом, причем он обилен и выполняет промежутки между
фрагментами раковин. Участками связующая масса перекристаллизо-
вана в средне-крупнокристаллические зерна. По трещинкам и в по-
рах наблюдается небольшое количество кристаллов кварца разме-
ром 0,08-0,18 мм. Кристаллики в основном чистые, некоторые содер-
жат включения в виде микрозернистого кальцита и темного веществ-
ва. Форма кристаллов: призма с бипирамидальными верхушками. По-
рода участками слабо доломитизирована и ожелезнена.

Ф о р а м и н и ф е р о в о - м ш а н к о в о - п о л и -
д е т р и т о в ы е и з в е с т н я к и . Подразделяются на
мелко- и среднезернистые разновидности с преобладанием последних,
характеризуются темно-серой, реже серой окраской, с многочис-
ленными различно ориентированными кальцитовыми прожилками. Со-
став пород (как следует из названия): фораминиферы, мшанки
(50%), органический детрит (20%). Состоит детрит из остатков
криноидей, брахиопод, остракод, гастропод и водорослей. Связу-
ющая масса незначительная, представлена мелкозернистым каль-
цитом, в разной степени перекристаллизованным. В участках с
сохранившейся первичной структурой цемента можно наблюдать на-
чальные стадии перекристаллизации — разного размера прозрачные
кристаллы кальцита, рассеянные среди более темной мелкозернис-
той массы.

Текстура породы беспорядочная, или слабопятнистая вслед-
ствие некоторой сортировки материала по величине. Терригенная
примесь отсутствует, но иногда наблюдаются редкие алевритовые
размеры зерен кварца. В том или ином количестве в цементе пос-
тоянно отмечаются точечные выделения и микроскопические стяже-
ния пирита, в ряде случаев окисленные. В центре микростяжений
можно видеть пирит, не затронутый окислением. Во многих шлифах
встречены мелкие примазки битума. Рассмотренные известняки
имеют ограниченное развитие в пермских отложениях.

И з в е с т н я к и с м е ш а н н о г о с о с т а в а .
Широко распространены, по внешнему облику ничем не отличаются
от вышеописанных. Микроскопическое изучение их показало, что
они сложены разнообразными органическими остатками. Размеры их
колеблются от 0,1 до 2 мм и более. Такую породу следует отнести
к неотсортированным органично-детритовым известнякам, где не
наблюдается явного преобладания каких-либо органических остат-
ков. Цемент играет в породе подчиненную роль и представлен в
основном мелкозернистым кальцитом, участками сильно перекрис-
таллизованным. Иногда эти известняки сильно перекристаллизова-
ны и отнесение их к органично-детритовым восстанавливается
лишь по реликтам первоначальной структуры. Эти известняки обра-
зуют небольшие прослои, которые переслаиваются с другими орга-
ногенно-детритовыми известняками и перекристаллизованными из-
вестняками с редким органическим детритом.



Рис.30. Известняк органо-
генно-детритовый. В поле
шлифа видны выделения
кристаллов кварца.
Ув.63х. Ник.І.



Рис.3І. Известняк органо-
генно-шламовый. Трещинки
залечены вторичными зер-
нами кварца, доломита и
кальцита. Шлиф. Ув.63х.
Ник.І.

Терригенная примесь незначительна, представлена мелкопесчанymi зернами кварца. Из аутигенных минералов отмечены гидроокислы железа и кварц. Последний приурочен к трещинкам и полос-
там органических остатков.

Д е т р и т о в о - ш л а м о в ы е и з в е с т н я к и.
Очень плотные, серые, темно-серые, битуминозные, образуют пласты
небольшой мощности. На 80-85% известняки состоят из тонкопере-
тертого раковинного детрита. Помимо шлама, всегда присутствуют
более крупные обломки органических остатков, среди которых
различаются брахиоподы, кораллы, фораминиферы, криноидеи и др. В
ряде случаев количество детрита и шлама бывает одинаковым.

Цемент (15 - 20%) представлен микро-мелкозернистым каль-
цитом, участками перекристаллизованным. Терригенная примесь в

большинстве случаев отсутствует, но в некоторых слоях породы содержат редко рассеянные зерна кварца, размером 0,06–0,1 см. В цементе обычно много точечных выделений или мельчайших зерен пирита и довольно много примазок битума. Иногда в наружной части зерен пирит бывает окислен до бурых гидроокислов, сохраняясь в неизменном виде только в центре зерен. В низах этих отложений детрито-шламовые известняки заметно окремнены, хорошо сформированные кристаллы аутигенного кварца пронизывают породу и внедряются в скелетную ткань органогенного детрита.

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

И з в е с т н я к и м и к р о - м е л к о з е р н и с т ы е . Имеют ограниченное развитие в пермских отложениях, залегают они в виде маломощных пластов среди мелкодетритовых известняков. Это крепкие, плотные породы с раковистым изломом, серые, темно-серые, реже желтовато-серые, желтые, битуминозные, массивные, толстослоистые, пересечены системой трещин, заполненных средне- и крупнокристаллическим кальцитом. Основная масса породы складывается микро- и мелкозернистым кальцитом, который неравномерно, участками перекристаллизован в более крупные кристаллы.

В этой разновидности известняков видно много точечных выделений пирита и обычно довольно много мелких примазок битума. Терригенная примесь отсутствует, либо ничтожно мала. Иногда наблюдаются окремнение и доломитизация. Среди микро- и мелкозернистого кальцита рассеяны ромбоэдры доломита размером от 0,01 до 0,1 мм, изредка в довольно большом количестве, концентрируясь преимущественно в ожелезненных участках. Органические остатки очень редки и представлены фораминиферами, криноидеями, реже остракодами.

И з в е с т н я к и м и к р о з е р н и с т ы е с д е т р и т о м и ш л а м о м . Серые, темно-серые, плотные породы, при выветривании распадающиеся на мелкие плиточки. Основная масса состоит из кристалликов кальцита размером 0,003–

Таблица 28

Химические анализы известняков (карбонатной формации)*

№№ пп	Данные химического анализа						Пересчитанные величины	
	Н.О.	R ₂ O ₃	CaO	MgO	CO ₂	Сумма	Кальцит	Доломит
	2	3	4	5	6	7	8	9
I.	2,77	0,76	52,80	0,91	42,99	100,23	91,74	4,16
2.	1,35	0,88	54,70	-	43,43	100,36	97,36	-
3.	9,86	2,36	49,00	-	39,03	100,25	87,12	-
4.	17,21	4,53	42,51	0,91	35,00	100,16	73,42	4,16
5.	5,19	2,22	50,40	0,91	41,23	99,95	87,47	4,16
6.	10,79	5,12	44,80	1,81	33,27	99,97	75,27	8,27
7.	0,03	4,72	51,00	1,81	42,39	99,95	86,31	8,27
8.	20,88	6,43	38,51	1,81	32,43	100,06	64,08	8,27
9.	5,97	2,39	49,80	1,81	39,69	99,66	84,17	8,27
10.	3,04	0,90	49,43	3,62	43,00	99,99	79,03	16,54
11.	6,52	1,96	48,00	2,72	40,79	99,99	78,71	12,43
12.	11,10	3,42	44,80	2,72	38,95	100,99	73,01	12,43
13.	2,11	2,22	51,90	0,91	42,10	99,14	89,96	4,16
14.	1,69	3,95	48,60	3,62	42,87	100,73	77,55	16,54
15.	1,05	1,51	51,40	2,72	43,00	99,68	84,76	12,43
16.	2,25	0,80	51,80	1,81	43,43	100,09	87,73	8,27

Продолжение таблицы 28

1	2	3	4	5	6	7	8	9
17.	1,72	1,70	52,86	0,91	42,36	99,56	91,84	4,16
18.	1,88	3,0	45,70	1,81	39,03	100,42	76,88	8,27
19.	11,43	1,65	45,80	2,72	38,91	100,50	74,26	12,38
20.	20,88	6,43	38,51	1,81	32,43	100,06	64,08	8,27
21.	4,77	0,76	50,00	2,71	42,50	100,74	82,31	12,38
22.	1,69	3,95	48,60	3,62	42,87	100,73	77,55	16,54
23.	6,52	1,96	48,00	2,72	40,79	99,99	78,71	12,43
24.	1,72	1,70	52,80	0,91	42,36	99,56	91,84	4,16
25.	4,45	0,40	51,80	1,81	42,66	101,12	87,79	8,27
26.	11,88	3,00	45,70	1,81	39,03	100,42	76,88	8,27
27.	2,53	0,40	52,80	1,81	43,43	100,97	89,51	8,27
28.	4,77	0,76	50,00	2,71	42,50	100,74	82,31	12,38
29.	8,20	0,59	47,20	3,62	40,67	100,28	74,99	16,54
30.	2,49	0,17	51,80	1,81	42,75	99,02	87,14	8,27

*) Анализы выполнены в химической лаборатории ИГН АН
Армянской ССР Тунянц Р.А.

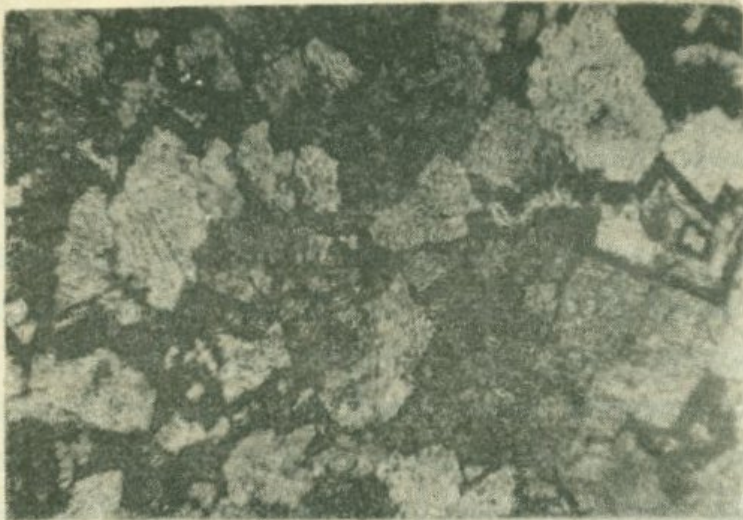


Рис.32. Известняк мраморизованный, доломитизированный. В поле шлифа видны ромбики доломита. Ув.63х. Ник. I



Рис.33. Известняк мраморизованный. На стыке кристаллов видны вторичные кристаллы эпидота, диопсида, тремолита. Шлиф. Ув. 63х. Ник. I

— 0,008 мм. К этому тонкому карбонатному материалу всегда при-
мешиваются органический шлам и детрит, составляющие 20 — 45%
породы. Детрит представлен обрывками мшанок (?), раковин бра-
хиопод, фораминифер, криноидей и водорослей. Терригенная при-
месь или отсутствует, или представлена немногочисленными зер-
нами кварца алевритовой размерности. В основной карбонатной
массе всегда встречаются тонкорассеянный пирит и примазки би-
тума.

Эти известняки в основном встречены в нижней части раз-
реза, где они переслаиваются с органогенно-детритовыми извест-
няками и чистыми микро- и мелкозернистыми разностями. Породы
эти неравномерно перекристаллизованы. Перекристаллизация охва-
тывает и обломки органических остатков.

Известняки мраморизованные. Мак-

роскопически серые, темно-серые, реже желтовато-серые, крепкие породы с раковистым изломом. Под микроскопом обнаруживают неравнозернистую гранобластовую структуру. Сложены они зернами кальцита неправильной, иногда вытянутой формы. Взаимоотношение зерен равное, а иногда зубчатое. Размер зерен 0,1 – 0,2 мм, но наряду с ними значительную часть (25%) составляют более крупные (0,8мм), различной формы, некоторые из них напоминают перекристаллизованные реликты органических остатков. Среди этих органических остатков распознаются срезы фораминифер, криноидей, реже кораллов и брахиопод. Можно предполагать, что исходная порода имела органогенное происхождение. Терригенная примесь незначительна, представлена мелкозернистым кварцем. Породы эта слабо доломитизирована и кремнена, участками обогащена мелкокристаллическим пиритом.

Известняки среднезернистые мраморизованные. Массивные, плотные, серые породы, с многочисленными мелкими трещинками, скрепленными более крупнокристаллическим кальцитом. Под микроскопом структура у них гранобластовая, среднезернистая, мраморизованная. Зерна размером 0,2–0,5мм, имеют более или менее изометричную форму и ровные (без зубчатости) ограничения. Среди общей массы породы отмечены слабо вытянутые зерна, полисинтетические сдвойникованные. Терригенная примесь незначительна (до 1%), представлена в основном угловато-округлыми зернами кварца. Породы доломитизированы, кремнены. Экзоконтактовое воздействие андезита на известняки привело к формированию ряда минеральных новообразований. Непосредственно в приконтактовой зоне в мраморизованных известняках наблюдаются участки скопления актинолита, тремолита, диопсида, эпидота и редко бесцветного граната.

В минералогическом составе песчано-алевритовых фракций карбонатных пород был установлен довольно однообразный, сравнительно выдержанный комплекс минералов.

Легкая фракция характеризуется большим количеством выветрелых минералов (43,5–100%, в среднем 63,0%), графитизированного вещества (0–100%, в среднем 32,5%), кварца (0–55%, в среднем 6,5%) обломочного и аутигенного и единичные зерна обломков пород.

В тяжелой фракции – пирит (0–100%, в среднем 38,5%), гидро-

Таблица 29

Геохимическая характеристика пермских известняков

№ пп	Содерж. С в %	Содерж. Сорг. в %	Содержание битумов в породе				Тип битума	Содержание S сульф. в %	Содержа- ние S пиритн.	Отноше- ние S пиритн. к S сульф- датн.
			Хлороформный экстракт		Спиртобен- зольный эк- стракт					
			балл	%	балл	%				
I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
1	0,1404	0,0032	0	-	1	0,0001	Не лям.	0,0996	0,1779	1,79
2	0,1287	0,0034	2	0,0003	2	0,0003	-"	0,0743	0,1365	1,84
3	0,1159	0,0132	2	0,0003	2	0,0003	-"	0,0613	0,1394	2,27
4	0,1110	0,0753	1	0,0001	2	0,0003	-"	0,1469	0,6965	4,74
5	0,1180	0,0089	0	-	1	0,0001	-"	0,0698	0,1404	2,01
6	0,1275	0,0129	1	0,0001	1	0,0001	-"	0,0481	0,1103	2,29
7	0,1060	0,0209	1	0,0001	2	0,0003	-"	0,7059	1,6829	2,38
8	0,1418	0,0082	1	0,0001	2	0,0003	-"	0,1481	0,0756	0,51
9	0,1149	0,0368	4	0,0012	2	0,0003	-"	0,1252	0,3680	2,94
10	0,1058	0,0591	0	-	2	0,0003	-"	0,3132	1,9544	6,24
11	0,1108	0,0126	0	-	1	0,0001	-"	0,0846	0,0746	0,88
12	0,0942	0,0055	2	0,003	3	0,0006	-"	0,2049	2,5110	12,27
13	0,1380	0,0248	1	0,0001	1	0,0001	-"	0,0740	0,0479	0,65

Продолжение таблицы 29

I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
14	0,0636	0,0153	1	0,0001	0	-	Не лям.	0,0710	0,0503	0,71
15	0,0421	0,0148	1	0,0001	0	-	"	0,0375	0,0064	0,17
16	0,0561	0,0188	0	-	0	-	МБА	0,0370	0,0399	1,08
17	0,0840	0,0619	0	-	0	-	МБА	0,0967	0,0573	0,59
18	0,0584	0,0325	0	-	0	-	Не лям.	0,0640	0,0482	0,75
19	0,2981	0,0282	5	0,0025	1	0,0001	МБА	0,1161	0,0376	0,3
20	0,3920	0,0718	5	0,0025	1	0,0001	МБА	0,0457	0,1121	2,45
21	0,0755	0,8442	1	0,0001	2	0,0003	ЛБА	0,0573	1,9928	34,78
22	0,0777	0,1237	1	0,0001	4	0,0012	ЛБА	0,0686	0,1252	1,82
23	0,0704	0,3532	0	-	0	-	-	0,0908	0,0216	0,24
24	0,0731	0,1310	0	-	0	0,0003	МСБА	0,0917	0,1481	1,62
25	0,0617	0,1854	5	0,0025	3	0,0006	МСБА	0,0359	0,1305	3,61
26	0,0715	0,0822	1	0,0001	2	0,0003	МСБА	0,0462	0,0946	2,05
27	0,0938	0,0696	1	0,0001	0	-	МСБА	0,0244	0,1131	4,64
28	0,1207	0,1597	5	0,0025	3	0,0006	МСБА	0,1003	0,1099	1,09

окислы железа (0–100%, в среднем 35,02%), доломит (0–13%, в среднем 0,70%), эпидот (0–15%, в среднем 1,5%), диопсид (0–80%, в среднем 5,60%), тремолит (0–50%, в среднем 1,5%), актинолит (единичные знаки), гранат (0–20%, в среднем 0,80%), флюорит (единичные знаки), барит + целестин (единичные знаки), магнетит (0–15%, в среднем 4,36%), авгит (непостоянно единичные знаки), гиперстен (единичные знаки).

Химические анализы известняков позднепермского возраста приведены в табл.28.

Как видно из таблицы, нерастворимый остаток варьирует в широких пределах от 0,03 до 20,8%. Содержание окиси кальция колеблется от 38,51 до 54,70%, а окиси магния – от 0 до 3,62%. В результате пересчета количество кальцита колеблется от 64,08% до 97,36%, а доломита – от 0 до 16,54%.

Спектрографически в известняках установлено наличие следующих элементов (табл.30).

Из таблицы следует, что среднеарифметическое содержание Si (2,50%), Al (0,37%), Fe (0,40%), Na (0,03%), K (0,26%), Mn (0,17%), Cr (0,004%), Cu (0,0005%), Ba (0,002%), Sr (0,052%), равно кларкам карбонатных пород. Исключение составляет Ti (0,14%), содержание которого в несколько раз выше кларка.

Геохимические исследования пород карбонатной формации показали следующее (табл.29).

Содержание $C_{орг.}$ (углерод органический) в породах варьирует от 0,003 до 0,84%, в среднем 0,04%, т.е. в десятки раз меньше кларков (кларки карбонатных пород составляют 0,2% от породы) (Вассоевич, 1968).

Как показывает отношение СББ/ХБ (СББ – спиртобензольный битумоид, ХБ – хлороформный битумоид), "нейтральные" и "кислые" компоненты органического вещества (ОВ) в ряде случаев имеют одинаковое соотношение. Превалирует легкий битум А (ЛБА).

Содержание битума (ХБ) в целом не следует за общим содержанием $C_{орг.}$. Закономерная связь между битумом и $C_{орг.}$ отсутствует, что свидетельствует о существовании вторичного битума, генетически не связанного с органическим веществом.

Породы содержат значительное количество серы сульфидной – $S_{пир.}$ (0,001–1,99%). Построены графики зависимости $S_{пир.}$ и $C_{орг.}$.

Таблица 30

Содержание некоторых элементов в
известняках позднепермского возраста

Эле- менты	Кол-во анализов	пределы колебаний	Средн. арифм. в %	Кларки карбо- натных пород
Si	100	0,32 - 10,0	2,50	2,40
Al	"	0,013 - 3,20	0,37	0,42
Mg	"	0,18 - 10,0	3,84	4,70
Fe	"	0,018 - 10,0	0,40	0,38
Na	"	0,03 - 0,42	0,03	0,04
K	"	0,003 - 0,56	0,26	0,27
Mn	"	0,0042 - 0,56	0,17	0,11
Ti	"	0,0075 - 1,8	0,14	0,04
Cr	"	0,00032 - 0,024	0,004	$1,1 \cdot 10^{-3}$
Cu	"	0,0001 - 0,018	0,0005	$4 \cdot 10^{-4}$
Ba	"	0,003 - 0,032	0,002	$1 \cdot 10^{-3}$
Sr	"	0,01 - 0,24	0,052	$6,1 \cdot 10^{-2}$
Li	"	0,001 - 0,002	0,0007	$0,5 \cdot 10^{-3}$

на которых почти не улавливается закономерная связь (значительный разброс точек), следовательно, значительная часть пирита имеет аллотигенное происхождение. Возможно, некоторую роль в накоплении сульфидной (пиритной) серы играло ОВ, сингенетическое с вмещающими породами.

Поскольку процесс аутигенного пиритообразования в отложениях затушевывается привнесом аллотигенного пирита, содержание серы пиритной не может быть использовано для классификации окислительно-восстановительных обстановок осадкообразования. Однако наличие в породах органического вещества, сульфидной серы и ее соединений указывает на восстановительные условия осадконакопления.

С л а н ц ы г р а ф и т и з и р о в а н н ы е (битуминозные). Развита в основном в верхнепермских известняках (ущ.Спитак-джур, с.Гехи, Лернадзор). Макроскопически мягкие, рассланцованные, темно-серые, почти черные, слабокарбонатные породы. Характеризуются алевропелитовой структурой, в которой

Неравномерно рассеян тонкодисперсный кварц и микрозернистый кальцит.

В процессе глубинного катагенеза и раннего метagenеза на контакте с вулканитами сланцы, содержащие органическое вещество, подвергались термическим изменениям вплоть до образования графитизированного вещества.

10. ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ И МИНЕРАЛЬНЫЕ НОВООБРАЗОВАНИЯ

При исследовании пород карбонатно-терригенной, карбонатной формации выявлены следующие постседиментационные преобразования: доломитизация, окремнение, кальцитизация и перекристаллизация, а также образование вторичных минералов — пирита, флюорита, тремолита, актинолита, диопсида, эпидота, граната.

Доломитизация в рассматриваемых отложениях — явление довольно распространенное, сильнее доломитизированы органогенные, органогенно-детритовые известняки, слабее — микрозернистые и цемент кварцито-песчаников.

Характер доломитизации известняка в значительной степени зависит от структуры породы. В микрозернистых известняках доломит образует ромбоэдры с четкими контурами размером 0,03–0,08 мм. Ромбоэдры не имеют зонального строения. Сильно доломитизированные породы имеют разномикрозернистую структуру вследствие того, что, наряду с сохранившимся микрозернистым кальцитом, присутствуют скопления крупных ромбоэдров доломита, а также участки крупнозернистого кальцита.

Доломит в органогенных, органогенно-детритовых известняках отличается большими размерами и зонарным строением. Он развивается как по органическим остаткам, так и по связующей массе. Нередко ромбоэдры доломита приурочены к порам и к трещинкам. В последних доломитизация сопровождается ожелезнением и окремнением.

Окремнение, также как и доломитизация, имеет широкое развитие. Окремнение проявляется как в форме желваков кремневых пятен, участков окремнения, так и в виде прекрасно ограненных кристаллов кварца, каемок обрастания вокруг обломочных зерен и псевдоморфоз по скелетным остаткам.

Желваки кремней встречаются в отложениях позднепермского возраста. Кремни темно-серые, черные, плотные, располагаются в пределах слоя. Часто можно наблюдать приуроченность их к плоскостям напластования.

Формы желваков самые разнообразные: эллипсоидальные, округлые и неправильные, размером от 3 до 20 см. Иногда образуют ма-

ломощные (до 10 см) прослои (разрез верховья р. Гюмур). Многочисленные наклонные и вертикальные трещинки, выполненные крупнозернистым кальцитом, рассекают вмещающие породы и желваки кремней. Наибольшее количество кремнистых образований приурочено к органогенно-детритовым известнякам, широко развитым в пермских отложениях.

Микроскопическое исследование показывает, что стяжения представляют собой агрегаты мельчайших зерен кварца с мелкорассеянным темным органическим веществом. В основной массе породы рассеяны шарики пирита, вероятно, псевдоморфозы по органическим остаткам и редко мелкие ромбоэдри доломита. Иногда в кремнистых стяжениях наблюдаются реликты органических остатков. Внутренняя часть стяжений образована чистым кремнеземом, а в периферийной части присутствуют кристаллики кальцита в виде агрегатов зерен, которые сильно корродированы и частично замещены кремнеземом.

Условия залегания, окраска кремневых образований, похожая на окраску вмещающих карбонатных пород, принадлежащих к кварцу, свидетельствуют о том, что они образовались из кремнезема в раннюю стадию диагенеза.

Аутигенный кремнезем присутствует также в виде ограненных прозрачных кристаллов кварца, приуроченных к трещинкам и пустотам. Размер кристаллов 0,09–0,25 мм. В них одинаково хорошо развиты грани ромбоэдра и призмы, образующие в сечении формы призмы, с бипирамидальными окончаниями. Показатели преломления, замеренные в иммерсии, оказались несколько меньшими, чем у обломочного кварца: $N_g = 1,548$ и $N_p = 1,542$. Часть кристаллов содержит включения кальцита, захваченного при своем росте, сравнительно равномерно рассеянного по кристаллу или концентрирующегося в его центральной части. Кроме этих кристаллов, встречены чистые, водянисто-прозрачные зерна, лишенные включений.

Наряду с описанными кристаллами кварца встречаются регенерированные зерна. Ширина каемок обрастания колеблется от 0,08 до 0,12 мм. Окремнение протекает двояко. В одних случаях оно связано с десилификацией, первоначально кремневых органических остатков, в других — с развитием структур растворения и сопряженной с ним регенерацией кварца без участия каких-либо гипотетических кремневых растворов.

К а л ь ц и т и з а ц и я и перекристаллизация в той или иной степени присущи всем карбонатным палеозойским породам. Она проявляется в увеличении крупности карбонатных зерен (до 3мм и более) и очищении их от сингенетичных примесей, поэтому мраморизованные участки среди темно-серых известняков четко выделяются своей более светлой окраской.

Различаются два вида изменений, приводящих к образованию крупных выделений кальцита: 1) перекристаллизация микрозернистого известнякового вещества; 2) катагенетическое заполнение вторичным кальцитом пор и трещин.

Наиболее сильной перекристаллизации подвержены органогенно-детритовые известняки позднепермского возраста (ущ. Дармазур), которая, по всей вероятности, связана с интенсивными локальными давлениями в этих участках. Среди органогенно-детритовых известняков часто можно видеть участки, сложенные сравнительно крупными (0,3-1мм) кристаллами прозрачного кальцита, обычно четким двойниковым строением.

Чаще всего эти кристаллы замещают цемент, заполняя иногда все промежутки между обломками раковин.

Органогенные обломки, как правило, реже перекристаллизуются, однако для отдельных видов (криноидеи, фораминиферы, кораллы, гастроподы) замещение обычно. Вторичный кальцит обычно выполняет внутренние полости раковин, никогда не затрагивая их стенок.

Обращает на себя внимание тот факт, что наиболее подвержены перекристаллизации известняки с небольшим количеством нерастворимого остатка.

Выполнение эпигенетическим кальцитом пор и образование прожилков не зависят от типа породы и не связаны с ее структурой. Часто можно наблюдать как трещинки секут пласт известняков в различных направлениях. Прожилки выполнены крупными кристаллами кальцита, секут раковины и окремненные участки. Некоторые прожилки заполнены кальцитом и флюоритом.

Флюорит встречен в виде бесцветных кристаллов кубической, очень редко октаэдрической формы, размером 0,15-0,25мм, приурочен к пустотам, трещинкам позднепермских известняков.

Кристаллы бывают в основном правильные, реже неправильные и корродированные. Внутри этих кристаллов наблюдаются включения

тонкозернистого карбоната. Редко кристаллы срастаются, образуя агрегаты.

Пирит в заметных количествах присутствует во всех породах палеозойского возраста. Особенно много его в тех частях разреза, где обильны прослой темных известняков, обогащенных органическим веществом. При микроскопическом изучении пирит обнаруживается буквально всюду в виде мелких пылеватых частиц, кубических кристаллов и очень редко в виде правильных мелких шариков. Он встречается как в цементе, так и на обломочных зернах, реже сосредоточен внутри створок. В нерастворимых остатках известняков были выявлены псевдоморфозы пирита по органическим остаткам.

Образование пирита, по-видимому, началось в раннюю стадию диагенеза, чему способствовало наличие продуктов разложения органического вещества. Пиритизация продолжалась и в более поздние этапы формирования пород. Об этом свидетельствуют более крупные выделения пирита неправильной формы со следами кристаллографических граней, в большинстве случаев приуроченных к сильно перекристаллизованным участкам породы.

Скарнирование карбонатных пород отмечено в пермских известняках. Наиболее широко скарнирование представлено в ущелье р. Дармазур. Здесь мы часто наблюдаем контакты андезито-базальтов с известняками. Наиболее типичный и полнее представленный ряд приконтактовых изменений в известняках описан на правом борту ущелья Дармазур.

В месте соприкосновения известняков с андезито-базальтами развиваются тремолит, диопсид, эпидот, реже актинолит и очень редко бесцветный гранат. Под микроскопом структура мраморовидная. На стыке кристаллов кальцита, который преобладает в поле породы, развиваются перечисленные выше новообразованные минералы.

Тремомлит встречается в виде бесцветных, призматических кристаллов с рваными концами. Удлинение положительное: $cNg = 15 \pm 2$, показатели преломления, замеренные на многих зернах, равны: $N_p = 1,603$; $N_g = 1,625$.

Диопсид отмечен в виде короткопризматических с зазубренными концами бесцветных или светло-зеленых зерен. Угол погасания $= 38^\circ$. Показатели преломления равны: $N_p = 1,671$; $N_g = 1,702$.

Эпидот встречается в виде изометричных или слегка удлиненных кристаллов, бесцветный, а иногда окрашен и плеохроирует в фисташково-зеленых тонах.

Актинолит образует желтовато-зеленые вытянутые волокнистые зерна. Угол погасания $=13^{\circ} \pm 2$. Показатели преломления: $n_p = 1,617$; $n_g = 1,639$.

Изменения, вызванные, с одной стороны, процессами эпигенеза и раннего метатенеза, а с другой — явлениями контактового метаморфизма, настолько тесно переплетаются, что в большинстве случаев невозможно провести границу между ними.

Для воссоздания условий седиментации и постседиментационных изменений немаловажное значение имеет состав глинистых минералов.

Парагенезис глинистых и неглинистых минералов, структурно-текстурные особенности пород указывают на три уровня постседиментационного изменения пород формации: ранний и поздний катагенез и метатенез.

Ранний катагенез (область аргиллитов) фиксируется в обеих зонах, и западной и юго-восточной. Породы включают глинисто-железисто-карбонатные конкреции. Аргиллиты ассоциируют с тонкозернистыми известняками и песчаниками. Встречаются амфиболы и сравнительно свежие полевые шпаты. Аутигенные неглинистые минералы представлены гидроокислами железа, пиритом, кальцитом, значительно реже — анатазом и рутилом. Структуры и текстуры пород нормально-осадочные. Породообразующими глинистыми минералами являются моноклинный каолинит с несовершенной структурой и гидрослюда $1M$ и $2M_1$, как правило, в соотношении $1M : 2M_1$. Почти постоянно встречается смешанослойный гидрослюда-монтмориллонит.

Поздний катагенез (область сланцев-аргиллитов) также фиксируется в обеих зонах. Глинистые породы ассоциируют с кварцито-песчаниками и кварцитами. Основными глинистыми минералами являются моноклинный каолинит с несовершенной структурой и гидрослюда $2M_1$ (как правило, $2M_1 : 1M$). Смешанослойный гидрослюда-монтмориллонит, обломочные амфиболы и биотит почти отсутствуют. Последние, а также плагиоклазы, интенсивно кальцитизированы, ожелезнены, серицитизированы. Характерно широкое развитие аутигенных титанистых минералов — анатаза, рутила, сфена. В глинах

возникают слабоориентированные текстуры основной массы. В зернистых породах заметны следы бластеза, участками цемент "растаскивается", появляются регенерационные разрастания на кварце, рутиле.

Метагенез (область глинистых сланцев) фиксируется в обеих зонах, но проявляется несколько различно. Глинистые сланцы ассоциируют с кварцито-песчаниками, кварцитами, крупнозернистыми известняками. Моноклинный каолинит с несовершенной структурой остается главным глинистым минералом. Гидрослюда представлена политипом $2M_I$; в редких образцах установлена второстепенная примесь модификации $1M$. Смешанослойные минералы отсутствуют. В сланцах Приараксинской зоны по глинистой основе развиваются гидрослюда (мусковит) $2M_I$ и парагонит $2M_I$; в сланцах зоны Зангезурского глубинного разлома — пиррофиллит.

Из аутигенных неглинистых минералов широко представлены анатаз, рутил, турмалин. Минералы располагаются параллельно (или субпараллельно) друг к другу, чем и обусловлена сланцеватая текстура глинистых пород. В зернистых породах вследствие усиления бластеза широко развиваются конформные и мозаичные структуры, становятся обычными явления регенерации и перекристаллизации.

Итак, парагонит в западной (Приараксинской зоне) и пиррофиллит в юго-восточной (Зангезурской) зоне развиваются по глинистой основе, сложенной моноклинным каолинитом и гидрослюдой $2M_I$ в самую позднюю стадию изменения пород. Эти минералы (точнее, их появление) отражают переходные фации между нормально-осадочными и метаморфическими. Винклер (1969) относит ломонтиит-пренит-кварцевую фацию к метаморфическим. Однако по вопросу о границе осадочных и метаморфических фаций нет единого мнения, в частности ломонтиитовую, некоторые исследователи относят к осадочным. Действительно, в условиях ломонтиитовой фации ($- 220 \pm 20^\circ$, $P - 2-3 \text{ кбар}$) многие глинистые минералы (в том числе каолинит и гидрослюда $2M_I$) сохраняют устойчивость. Только с подъемом температуры и началом формирования фации зеленых сланцев указанные минералы исчезают. Именно к этому моменту в фации зеленых сланцев впервые появляются парагонит и пиррофиллит. Винклер пишет: "Первое появление пиррофиллита и парагонита совпадает с началом фации зеленых сланцев" (стр. 183).

Г.В.Карповой обнаружен парагонит в каменноугольных отложениях Большого Донбасса с максимальными мощностями порядка 15–16 км (~ 4 кбар), вмещающими антрацит без признаков графитизации (400°C); поле устойчивости парагонита располагается ниже этого уровня (в сторону больших давлений и температур) в ассоциации с мусковитом 2M_1 и хлоритом П-в, $\beta = 97^{\circ}$. Розенфельд описал парагонит, образовавшийся в близких термобарических условиях.

Таким образом, эти минералы отражают более высокую степень изменения, чем ломонтит–пренит–кварцевый парагенез. Примерные термобарические условия возникновения парагонита оцениваются в 400°C и 4000 бар, пиррофиллиту соответствуют несколько большие значения температуры и давления.

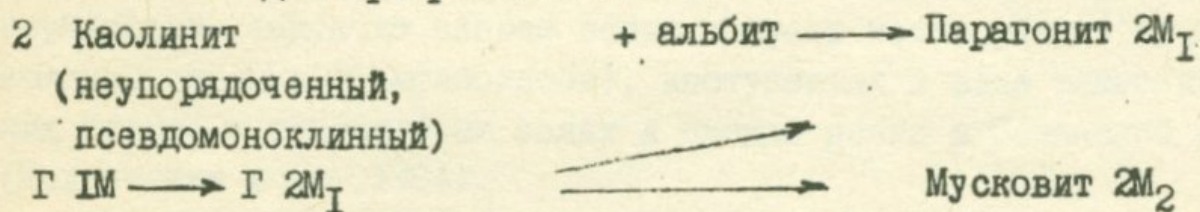
Итак, несомненно парагонит и пиррофиллит развиваются по глинистой основе, т.е. по моноклинному каолиниту с неупорядоченной структурой, либо по гидрослюда 2M_1 . Парагонит и пиррофиллит фиксируют весьма высокий уровень изменения пород, характерный для фаций зеленых сланцев, в которых каолинит неустойчив. Однако каолинит и гидрослюда 2M_1 сохраняются в глинистых сланцах карбонатно–терригенной формации в качестве основных компонентов. Эти, казалось бы, взаимоисключающие обстоятельства свидетельствуют, по мнению авторов, о двойственной природе глинистых сланцев, которые намечают на некоторых участках развития карбонатно–терригенной формации переходные фации от нормальноосадочных к собственно метаморфическим. Как отмечалось, эти фации (граничащие с метаморфическими) пока еще изучены слабо, что, очевидно, и является причиной их разного толкования. Можно думать, что для разных регионов (геосинклиналей, платформ, авлакогенов) и, разумеется, для разных петрографических семейств они будут иными (хотя, возможно, и близкими).

Иначе говоря, для решения вопроса о переходных фациях в полном его объеме необходимо изучить их в пределах различных структур с разным петрофондом, а затем уже типизировать. Прекрасным примером являются исследования А.Г.Коссовской, А.В.Копелиовича, Н.В.Логвиненко, В.Д.Шутова. В нашем случае речь идет о базальной формации миогеосинклинального (субплатформенного) этапа развития. Для изменений типа метагенеза в таких условиях необходимы значительно большие амплитуды погружения, чем это

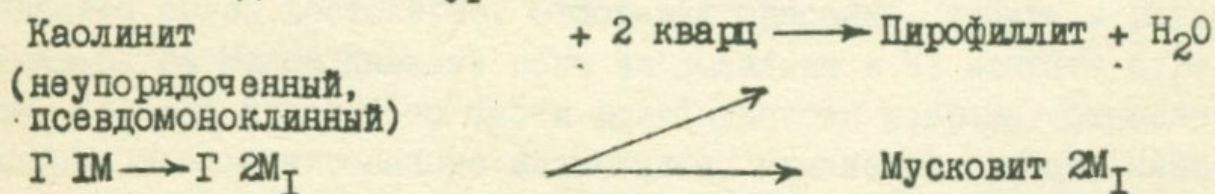
имело место при формировании карбонатно-терригенной формации, мощность которой в Зангезурской зоне составляет всего несколько сот метров. Даже с учетом возраста пород приходится допускать, что площадь распространения карбонатно-терригенной формации характеризовалась повышенной проницаемостью и наличием дополнительного притока тепла. Таким мощным фактором физического воздействия на породы, как нам кажется, был орогенез, имевший место в мелу и палеогене-неогене – в последующий этап геосинклинального развития региона. Таким образом, появление переходных фаций было вызвано суммарным эффектом воздействия регионального метаморфизма и метаморфизма погружения. С уверенностью можно сказать, что образование пиррофиллита, мусковита и парагонита связано с региональным метаморфизмом. Термобарический уровень при незначительной амплитуде погружения был явно недостаточен для образования ломонтитовой фации. Вовлечение пород, испытавших незначительные изменения при метаморфизме погружения, в орогенезе приводит к выпадению из разреза этой фации и генерации высокотемпературных минералов, характерных для регионального метаморфизма. При таком толковании становится понятным распространение наиболее высокотемпературного минерала – пиррофиллита – в Зангезурской (приразломной) зоне, где мощность теплового потока была более значительной.

В заключение следует сказать о вероятных рядах постседиментационной трансформации глинистых минералов. Наиболее реальными представляются следующие ряды:

Для Приараксинской зоны:



Для Зангезурской зоны:



Указанные минералы и ряды трансформации характеризуют конкретную ситуацию. Набор критических минералов (следовательно-

Но и постседиментационные ряды) в любом случае будут зависеть от исходного петрологического вещества. Не исключено, однако, что для аналогичной обстановки и породной ассоциации (каолинит-гидрослюдистые глины - кварцевые песчаники - кварциты) эти минералы могут иметь универсальное значение. По крайней мере, можно считать реальностью существование ассоциации пиррофиллит-парагонит-неупорядоченный каолинит-гидрослюда $2M_1$, фиксирующей предметаморфические фации в рассмотренных выше условиях.

II. УСЛОВИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Допалеозойская история геологического развития Малого Кавказа и смежных регионов остается во многом еще не раскрытой. На Малом Кавказе, Цахкуняцком массиве и во многих выходах древнего метаморфического комплекса Анатолии выявляется двухчленность разреза: верхняя серия метаморфизована гораздо слабее в зеленосланцевой фации, тогда как нижняя — в фации амфиболитовой, нередко с очевидными признаками диафтореза. Кроме того важен факт включения в ряде древних комплексов, синхронных верхней серии, продуктов базальтоидного вулканизма и ультрабазитов — это имеет также важное значение для решения вопроса о питающих провинциях палеозойских бассейнов. Однако достоверная возрастная корреляция Цахкуняцкого массива на Малом Кавказе с Киршехирским и Мендересским в Анатолии и Белудажским — в Понте пока еще недостаточно надежна. Скорее всего, можно говорить о заведомо докембрийском, рифейском возрасте пород нижней серии, о чем свидетельствуют и радиологические определения (920, 526 млн. лет — Битлис, 529 млн. лет — Мендерес, возраст там же гранитоидов — 639 млн. лет). Пока не доказано наличие на Малом Кавказе пород инфракембрия, которые развиты в Иране (серия "Ризу" и др.), скорее всего они выклиниваются в направлении от северо-западного Ирана (в горах Солтанье вендская формация Баяндор представлена эвапоритами и красноцветами). Возраст метаморфического комплекса Сомхето-Карабахской зоны по последним данным (Агамалян, 1983) определяется по радиологическим датировкам как герцинский, таков же скорее всего возраст метаморфитов (в фации зеленых сланцев и амфиболитов), выступающих в виде тектонических блоков в офиолитовых зонах и прежде всего в Севанской зоне (Меликсетян и др., 1984).

Палеозойская история геологического развития региона воссоздается более достоверно. Отложения ордовика, силура и раннего девона на Малом Кавказе пока не выявлены и не вскрыты бурением. Условно к какой-то части доэйфельского разреза, относятся углистые графитизированные известняки, глинистые сланцы, кварцевые песчаники, вскрытые скважиной у горы Дагна, ниже фаунистически датированных отложений эйфельского яруса (Азизбеков и др., 1972; Нисанян, 1974). Мощные терригенно-сланцевые и карбонатные

прогибы Балкано-Понтийской и Зангулдагской зон на востоке Понта вырождаются. Терригенно-карбонатные разрезы палеозоя западного и восточного Тавра не имеют непосредственного продолжения на Малый Кавказ — их аналоги размещены в структурах Загроса и отчасти в Серджан-Синандаджской зоне Ирана. Местами в разрезе силура-девона выявлены продукты основного и кислого вулканизма (Измирская и другие зоны). В Иране преобладают платформенный тип отложений. К каледонскому этапу здесь относится формация Мила (средний кембрий-ордовик), выше переходящая в формацию Ниур силурийского возраста (район Кермана).

Формация Мила, по данным иранских геологов, развита и по побережью Аракса и выше сменяется нерасчлененным комплексом ордовика-силура и девона.

Обратимся к палеогеографии и условиям осадконакопления в верхнепалеозойское, триасовое время. Здесь следует отметить, что проведенные за последнее десятилетие плитотектонические реконструкции основываются на факте резкого различия средне-верхнепалеозойских разрезов северной и южной частей Передней Азии. Еще в ранней схеме Волфарта (**Wolfart**, 1967) область континентальной коры и стабильного шельфа рисовалась в пределах северного края Африкано-Аравийской плиты, мощность осадков здесь оценивается до 2 км, в область мобильного шельфа входит почти весь Иран (исключая внешний Загрос, а также Малый Кавказ) и Малая Азия, без северо-западной ее части: мощность осадков определяется от 2-4 до 6 км; наконец, Кавказ, с-з часть Малой Азии отнесены к геосинклинальной области с мощным, до 6-2 км, комплексом отложений и проявлением варисцийских движений. Эта схема, также как и некоторые схемы плитотектонического плана, не обсуждает немалочисленные факты проявления палеозойского вулканизма, включая и основной, в промежуточной зоне, которая не может быть пока четко оконтурена, и ее правильнее всего охарактеризовать, как зону рифтогенеза континентальной коры.

Примеры разрезов, содержащих продукты синхронного вулканизма, известны в Анатолии, например восточнее Мендереса вулканические и осадочные породы переслаиваются в нижней части покрова Бейшехир-Хойран. Вулканогенно-осадочный разрез характерен для промежуточного комплекса восточного Дикийского покрова. Мощная граувакково-вулканогенная формация карбоно-перми развита

В полосе Бурса-Амасия, здесь же имеются признаки размыва герцинских ультрабазитов. Это один из важнейших швов, разделявших палеозойскую континентальную кору. Граувакково-вулканогенная формация известна и в разрезе Загроса. Вулканиды основного состава картируются в разрезе позднего девона, карбона и перми района Решта и отчасти, восточнее в центральном Эльбурсе, ультраосновные лавы - в разрезе раннего карбона восточного Эльбурса и т.д. На территории с-з Ирана у г. Джульфа в разрезе раннего карбона вулканиды, туфы, известняки на коротком расстоянии к с-з сменяются нормально осадочным разрезом (Степанов, 1969).

Подробнее остановимся на условиях осадконакопления и палеогеографии средне-верхнепалеозойских отложений Малого Кавказа.

В средне-верхнепалеозойское время на территории Малого Кавказа обособляются две, различные по тенденциям развития, области. Первая в пределах Севанской зоны глубинного разлома, где сложно сочетались вулканизм и осадконакопление и в целом эти отложения испытали зеленокаменный метаморфизм.

Особенный интерес представляют находки обломков известняков с брахиоподами нижнефранского подъяруса в поздне меловых конгломератах Сосузлукской антиклинали в Севанской зоне (Соколов, 1972), глыб известняков верхнеэфельского возраста (Гасанов, 1980), а также находки обломков триасовых известняков в Акеринской зоне (Соловкин, 1950; Казарян, 1983). Вопрос о северной границе бассейна может быть решен после детального геолого-геофизического изучения глубинного строения Севанской зоны.

Вторая зона осадконакопления - Приараксинско-Зангезурская - охватывала южную часть территории, где непосредственно влияние вулканизма на осадконакопление не выявляется. Перерыв в осадконакоплении и слабое угловое несогласие здесь отмечается на границе раннего карбона и перми и выражено латеритами. Суммарная мощность отложений этой миогеосинклинальной зоны достигает 2 км и их литофациальная характеристика довольно однообразна и выдержана латерально.

В этой южной зоне седиментации средне-верхнепалеозойские отложения слагают две крупные полосы выходов. Западная из них охватывает басс. рек Веди и Арпа, а юго-восточная - басс. р. Вох-

чи и ее притоков.

Рассмотрим вкратце характеристику разрезов западной полосы выходов.

Максимальная мощность отложений франского яруса достигает здесь 500 м, но гораздо чаще мощность колеблется в пределах 300–400 м. Зоны максимального накопления осадков (сс. Эрдиш, Гнишик, а также бассейн р. Багарсых) разобщена зоной относительно меньших мощностей.

Пограничные слои отложений среднего и позднего девона представлены песчано-глинистыми отложениями с примесью карбоната, вверх по разрезу наблюдается улучшение сортировки терригенного материала; наряду с песчаниками и алевролитами появляются мощные пачки глинистых сланцев и кварцито-песчаников.

Среди отложений франского яруса обособляются несколько литологических ассоциаций (рис. 34).

Первая ассоциация была развита в прибрежной 20–30 км части бассейна. Она представлена в основном песчаниками и кварцито-песчаниками с прослоями глинистых сланцев и известняков. Вторая ассоциация пород представлена преимущественно глинистыми и глинисто-песчанистыми сланцами, прослеживается на ограниченной площади, внутри первой зоны, в районе с. Эрдиш. Третья ассоциация характеризует остальную часть палеобассейна. Представлена она равными соотношениями мощностей терригенных и карбонатных пород. Четвертая ассоциация распространена в западной части бассейна, в районе Урцской антиклинали, где она прослеживается в виде полосы шириной 2–5 км. Для нее показательно преобладание в разрезе известняков (органогенно-детритовых, органогенных) над терригенными породами. Пятая ассоциация имеет локальное развитие (район ущ. р. Чанахчи). Она объединяет разрезы, сложенные преимущественно глинистыми сланцами. Характерно, что песчаные породы кварцевые, реже полевошпатово-кварцевые и кремнекластито-кварцевые с цементирующей массой в основном карбонатной, реже глинистой, глинисто-железистой и кремнистой.

Состав глинистых пород гидрослюдисто-каолининовый. В разной степени они обогащены терригенной примесью, представленной угловатыми и угловато-округленными зернами кварца, реже полевыми шпатами.

Карбонатные породы в основном представлены известняками:

органогенными, органогенно-детритовыми, сгустковыми, но наряду с ними встречаются тонкозернистые, битуминозные разности.

Характерной особенностью является частое переслаивание терригенных и карбонатных пород, что позволяет предполагать частую и малоамплитудную смену погружения дна бассейна поднятиями. Наличие же однородных относительно мощных пачек глинистых и карбонатных пород свидетельствует о выровненности рельефа суши и, видимо, компенсированном режиме осадконакопления.

В фаменский век существенных изменений в расположении суши и бассейна седиментации не произошло, хотя зоны максимального накопления несколько сместились к северо-востоку (район с.Эрдич) и юго-западу, где накапливались в основном глинистые и карбонатные осадки. Максимальная мощность фаменских отложений достигает 500м, преобладающая мощность 400 м (рис.35).

По суммарному соотношению мощностей разных типов пород для фаменских отложений намечаются следующие литологические ассоциации.

Первая ассоциация представлена преобладанием кварцитов, кварцито-песчаников и песчаников над глинистыми и карбонатными породами. Эта ассоциация характеризует прибрежную полосу шириной в 10-25км (район монастыря Хор-Вирап и бассейн р.Аргичи). Вторая ассоциация пород занимает более удаленную от берега зону, точнее практически всю остальную часть бассейна. В этой зоне разрезы фаменского яруса почти в одинаковой степени сложены терригенными и карбонатными породами.

Третья ассоциация образует вытянутую в меридиональном направлении от селения Кадрлу до бассейна реки Багарсых полосу шириной 2-10 км. В разрезе этой зоны глинистые и глинисто-песчанистые сланцы заметно преобладают над известняками и песчаниками.

Четвертая ассоциация прослеживается узкой полосой шириной 5км внутри поля развития второй ассоциации-район сс. Амагу-Гнишик. В разрезах четвертой зоны карбонатные породы преобладают над терригенными.

В целом для отложений фаменского яруса характерно преобладание кварцитов, кварцито-песчаников и глинистых сланцев над карбонатными породами. Кроме того, показательны пачки, сложенные песчаниками, часто чередующимися с кварцитами, глинистыми

сланцами и известняками. Песчаники в основном кварцевые. Глинистые породы гидрослюдисто-каолинитовые или каолинит-гидрослюдистые. Интересно, что песчаные породы всегда обогащены карбонатом, в то время как глинистые породы чаще всего некарбонатные или слабо карбонатные. Глинистые породы фаменского яруса, по сравнению с франским, обогащены терригенной примесью также, как и в других породах представленной угловато-округлыми зернами кварца алевритовой размерности и чешуйками мусковита.

Среди карбонатных пород различаются мелководные органические и органично-детритовые известняки и лишь в западных разрезах наряду с органическими встречаются хемогенные разновидности.

Девонский морской бассейн может быть отнесен к мелководным палеоводоемам нормальной солености. Фактами, свидетельствующими об этом, являются значительная насыщенность разреза породами, типичными для мелководных морских бассейнов (органические и хемогенные известняки), комплекс аутигенных минералов и состав фауны (брахиоподы, кораллы, криноидеи и т.д.). Донная, прикрепляющаяся фауна в этих отложениях указывает на наличие твердого грунта на дне бассейна и на хорошую аэрацию придонных слоев воды. Среда осадконакопления в придонном слое воды скорее всего была близкой к нейтральной, но в зависимости от соотношения между скоростью погружения дна и интенсивностью осадконакопления временами становилась то восстановительной, то слабо окислительной.

Климат в девонское время был теплым, а температурный режим бассейна благоприятным для широкого развития организмов и скопления в осадках большого количества органического вещества.

Основными минералами легкой фракции являются кварц, агрегаты глинистых и выветрелых минералов, редко полевые шпаты. Из аутигенных минералов чаще всего встречаются кальцит, гидроокислы железа, пирит, барит, реже кварц, рутил, анатаз, турмалин.

Комплекс кластических минералов пород аналогичен таковому пород франского яруса; установлено лишь возрастание количества разложившихся полевых шпатов.

Данные минерального состава дают основание считать, что породы сформировались в значительной мере за счет переотложенных продуктов додевонской или нижнедевонской коры выветривания

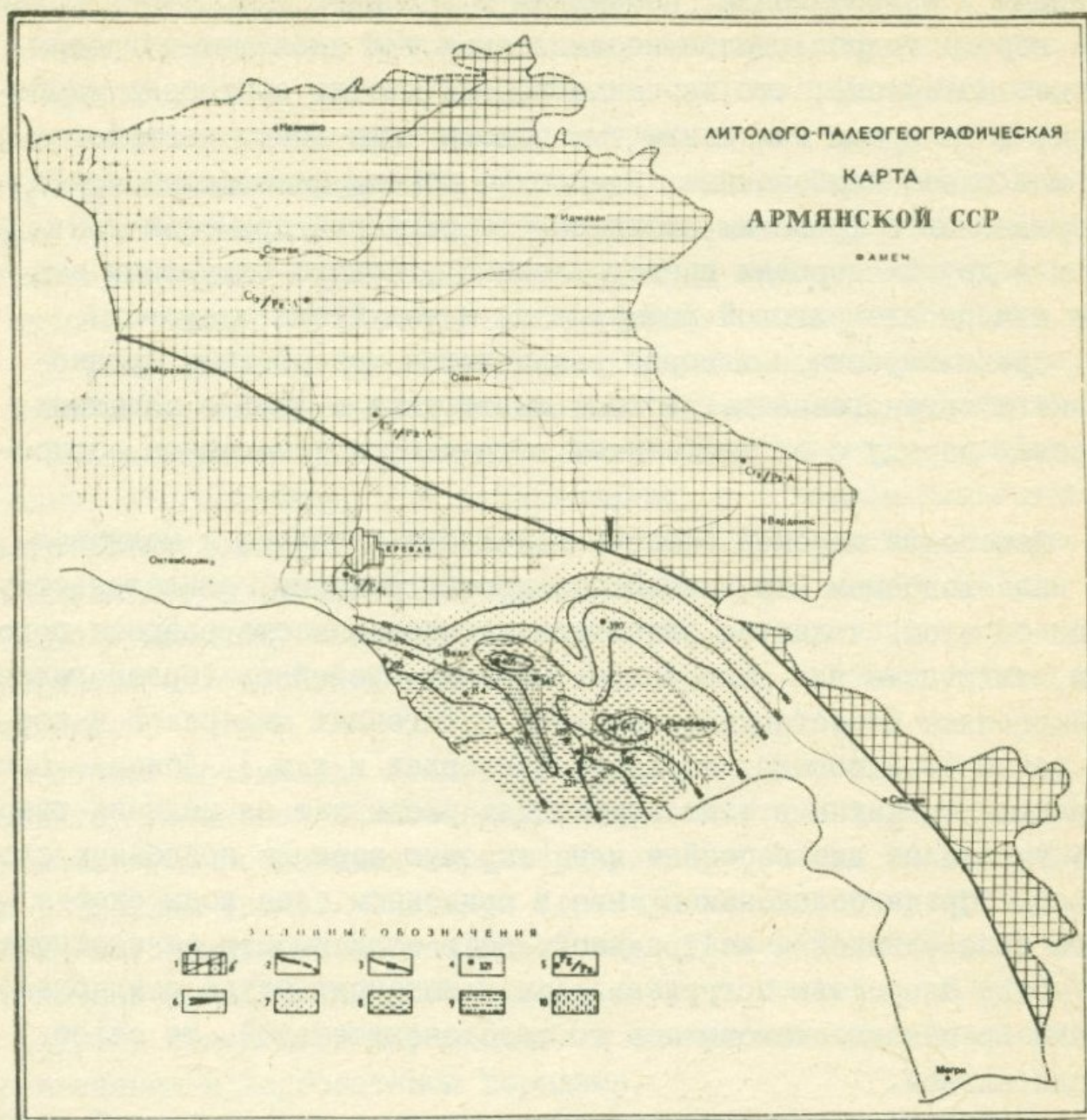


Рис.35. 1. Суша: а) достоверная, б) менее достоверная с возможным развитием маломощных отложений. 2. Граница моря и суши. 3. Изопахиты. 4. Разрезы по обнажениям. 5. Отсутствие отложений данного возраста с наложением молодых с перерывом на более древние. 6. Направление сноса обломочного материала. 7. Морские прибрежно-мелководные, кварцевые песчаники, кварцито-песчаники и кварциты (70%). Известняки органогенные, органогенно-детритовые, оолитовые (15%). Глинистые, глинисто-песчаные сланцы с конкрециями (15%). 8. Морские прибрежно-мелководные, средне- и мелководные кварцевые песчаники, кварцито-песчаники и кварциты (35%). Известняки органогенно-обломочные, микрозернистые, кристаллозернистые с фауной брахиопод (35%) и глинистые сланцы (30%). 9. Морские мелководно-прибрежные органогенно-обломочные, органогенно-детритовые, сгустковые, микро- и мелководные известняки с обильной фауной (50%). Кварцевые песчаники, кварциты (25%) и глинистые сланцы (25%). 10. Морские мелководные глинисто-песчаные, глинистые сланцы (40%), кварцевые песчаники, алевролиты (30%) и известняки кристаллозернистые, реже органогенно-детритовые (30%).

В условиях пенеппенизированной суши и интенсивной химической дифференциации.

Комплекс терригенных минералов, а также каолиновый состав глинистых сланцев показывают, что источником кластического материала являлись осадочные породы, метаморфические сланцы, кислые интрузии (лейкократовые граниты, мигматиты), а также их жильные дериваты (аляскиты, аплиты, реже пегматиты) древнего метаморфического комплекса.

В турнейское время продолжается накопление терригенно-карбонатных отложений. Максимальная мощность этих отложений составляет 400 м, но гораздо чаще она колеблется в пределах 200–300 м.

Прибрежная полоса турнейского бассейна реконструируется в виде зоны шириною в 10–15 км в бассейне р. Аргичи. В разрезе преобладают кварциты, кварцито-песчаники, среди которых размещаются пласты известняков (рис. 36).

Высокая отсортированность терригенного материала указывает на активный гидродинамический режим прибрежной полосы бассейна, где кластический материал до захоронения неоднократно перемывался. Известняки этой зоны представлены преимущественно органогенными, органогенно-детритовыми и оолитовыми разностями, причем, как правило, они заметно обогащены примесью терригенного материала, в той или иной степени битуминозны.

Вторая ассоциация пород слагает зону шириною 3–10 км, которая протягивается параллельно прибрежной полосе. Разрезы этой зоны почти в равной степени сложены терригенными и карбонатными породами.

Третья ассоциация пород прослеживается на остальной площади бассейна. Здесь уже карбонатные породы преобладают над терригенными, причем в отличие от верхнедевонских отложений, среди терригенных пород, широко развиты кварцевые песчаники и алевролиты, а кварцитов гораздо меньше, они встречаются лишь в нижних частях разрезов. Песчаники мелко- и среднезернистые, с незначительным содержанием крупнозернистой массы (до 10%). Цементирующим веществом являются кальцит, гидроокислы железа, реже глинистое вещество.

Карбонатные породы раннетурнейского времени выражены органогенными, органогенно-детритовыми, оолитовыми, кристаллозерни-

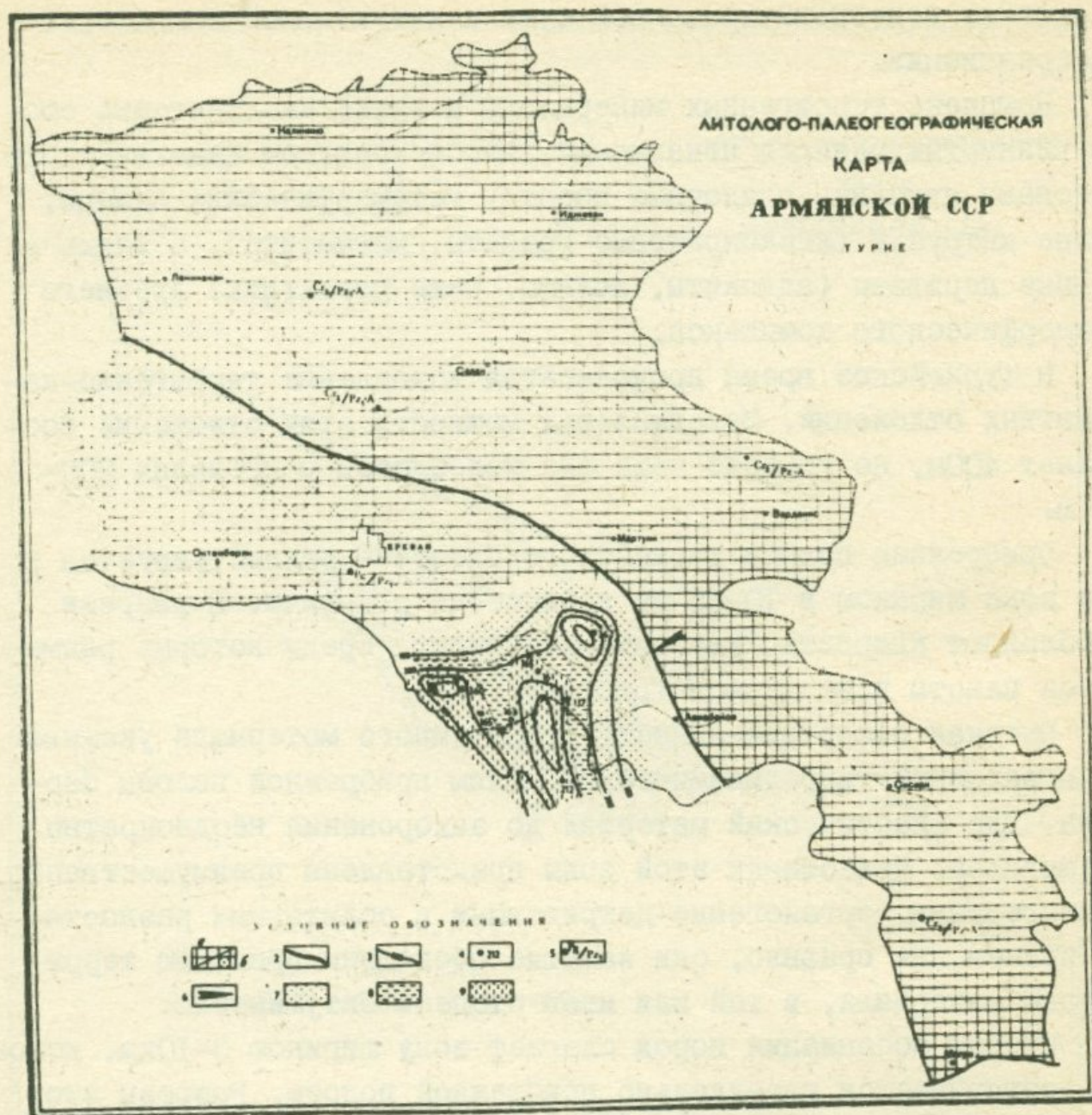


Рис.36. 1.Суша: а)достоверная, б)менее достоверная с возможным развитием маломощных отложений. 2.Граница моря и суши. 3.Изопахиты. 4.Разрезы по обнажениям. 5.Отсутствие отложений данного возраста с наложением молодых с перерывом на более древние. 6.Направление сноса обломочного материала. 7.Морские прибрежно-мелководные, кварцевые, среднезернистые песчаники, кварциты (80%). Известняки органогенные, органогенно-детритовые, брекчиевидные с характерной фауной брахиопод, кораллов и пелеципод. 8.Морские прибрежно-мелководные органогенно-детритовые, оолитовые известняки (50%). Кварцевые песчаники, алевролиты (25%). Глинистые, глинисто-песчаные сланцы (25%). 9.Морские мелководные, мелкозернистые, кварцевые песчаники и алевролиты (50%), органогенно-детритовые, микро- и мелкозернистые известняки (35%) и глинистые сланцы (15%).

стыми и микрозернистыми известняками. Принадлежность микрозернистых известняков к отложениям прибрежной полосы, прежде всего вытекает из их положения в разрезах, парагенетической связи с органогенно-детритовыми и оолитовыми известняками.

Прибрежные песчаные накопления к югу сменяются мелководными песчано-глинистыми осадками, что указывает на поступление материала, главным образом, с севера.

Отложения ранневизейского века представлены более однообразными породами, хотя в целом они сходны с отложениями турнейского яруса.

В ранневизейское время обособляются следующие литологические ассоциации (рис.37).

Первая ассоциация пород слагала прибрежную полосу шириною 10-12 км. Здесь в разрезе песчаные породы преобладают над глинистыми и карбонатными. Вторая ассоциация пород занимала полосу шириною 6-9 км и протягивалась параллельно первой. Эта ассоциация характеризуется широким развитием известняков (органогенных, органогенно-детритовых, микрозернистых и неравномерно перекристаллизованных разностей) и весьма незначительным развитием кварцевых алевролитов (до 10%). Третья ассоциация пород занимала остальную южную часть бассейна и сложена преимущественно известняками. Известняки органогенные, органогенно-обломочные, микрозернистые, кристаллозернистые, битуминозные, частично кремнеелые.

Интенсивность эрозионных процессов в начале раннего карбона была высокой, терригенная седиментация тесно переплеталась с карбонатной. В конце раннекаменноугольного времени терригенное породообразование уступает карбонатному. Поступление обломочного материала резко сокращается.

Минеральный состав пород раннего карбона характеризуется преобладанием в легкой фракции кварца, а в тяжелой — рудных, а также устойчивых к выветриванию минералов (циркон, турмалин, рутил). Среди аутигенных минералов здесь присутствуют карбонаты, пирит, гидроокислы железа. При сравнении комплекса обломочных минералов пород раннего карбона нетрудно заметить их большое сходство. Очевидно, разрез раннего карбона располагается в пределах одной и той же терригенно-минералогической провинции.

Раннекаменноугольный морской бассейн с большой увереннос-

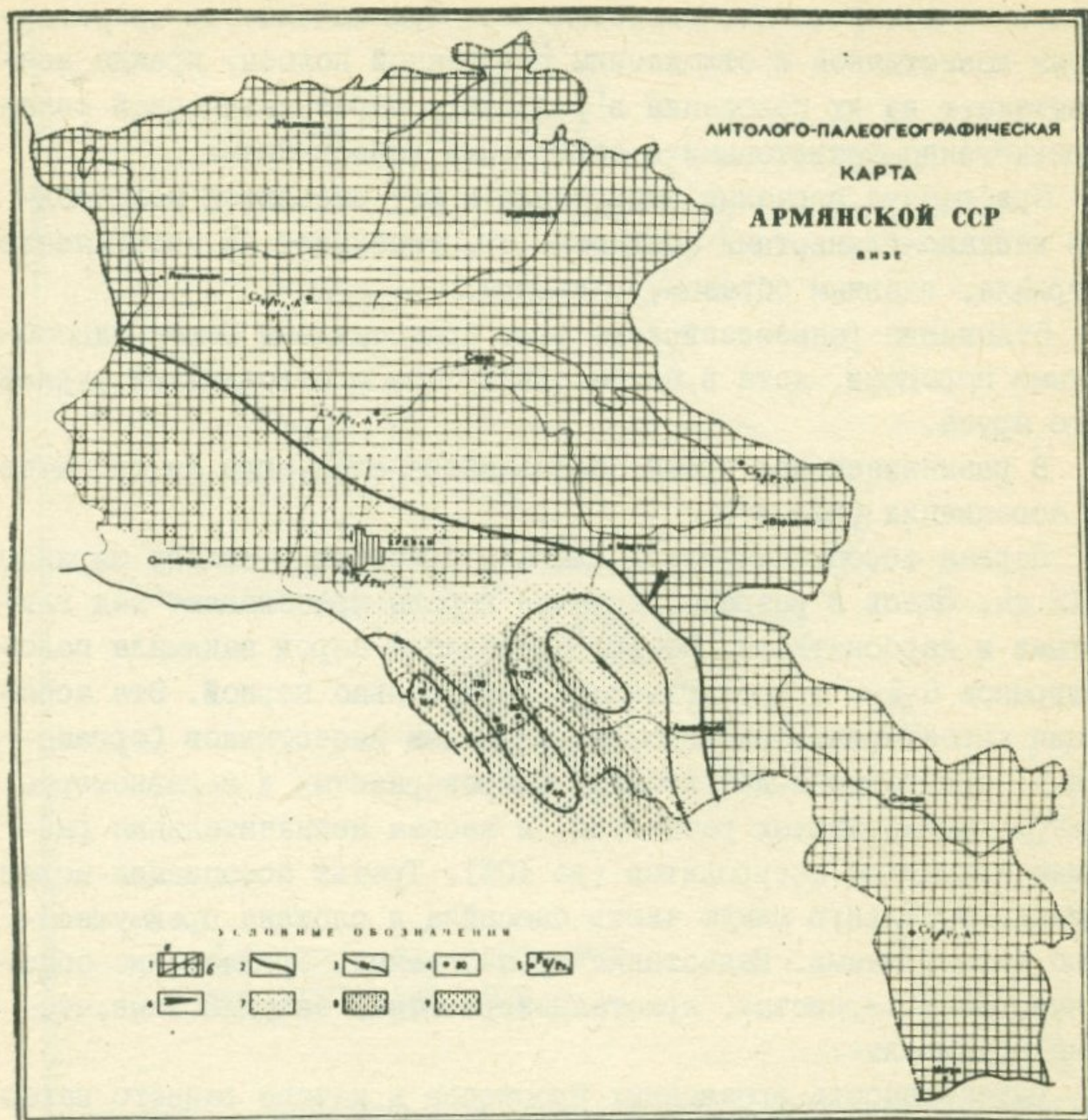


Рис. 37. I. Суша: а) достоверная, б) менее достоверная с возможным развитием маломощных отложений. 2. Граница моря и суши. 3. Изопахиты. 4. Разрезы по обнажениям. 5. Отсутствие отложений данного возраста с наложением молодых с перерывом на более древние. 6. Направление сноса обломочного материала. 7. Морские прибрежно-мелководные, кварцевые неравнозернистые песчаники (70%), органогенные, органогенно-детритовые известняки (30%) с обильной терригенной примесью. 8. Морские мелководные органогенные, микро-мелкозернистые, битуминозные известняки (90%) и кварцевые алевролиты (10%). 9. Морские мелководные органогенные, микро-мелкозернистые, битуминозные, перекристаллизованные и кремнеземные известняки (100%) с фауной кораллов, брахиопод и фораминифер.

тью может быть отнесен к мелководным палеоводоемам нормальной солености. Характер осадков и наличие разнообразных кораллов свидетельствуют о том, что карбонатонакопление в раннекаменноугольное время протекало на небольших глубинах в морском заливе нормальной солености со спокойным гидродинамическим режимом. Практическое отсутствие в составе пород раннего карбона полевых шпатов и малоустойчивых минералов в тяжелой фракции дает основание полагать, что климат был теплым, а на суше имело место усиленное выветривание материнских пород и разложение продуктов эрозии, что обусловило обогащенность пород устойчивыми минералами. В конце ранневизейского времени происходит регрессия морского бассейна, а обнажающиеся коренные породы латеритизируются.

После регрессии визейского моря на территории южного Закавказья, а также в сопредельных областях Ирана и Анатолии, устанавливается континентальный режим. Одновременно раннекарбонный, умеренно-влажный и теплый климат сменяется типичным тропическим. Уже в среднекарбонное время указанная территория располагалась вдоль экватора и входила в центральную тропическую зону (Страхов, 1961).

Отмеченные факторы — тропический климат и невысокий слабо-расчлененный рельеф — обусловили интенсивную химическую дифференциацию пород и формирование каолиновой коры выветривания. Минеральный состав латеритов свидетельствует о том, что каолиновая кора развивалась на породах карбонатно-терригенной формации позднего девона-раннего карбона, а также на более древних осадочных, магматических и метаморфических образованиях.

Трансгрессия пермского моря расширяясь, охватывает почти всю территорию нижнегерцинской седиментации.

В раннепермское время накапливаются мощные битуминозные известняки. Терригенные образования отсутствуют, что указывает на пенеппенизацию и слабое расчленение рельефа суши (рис. 38).

Зона максимального накопления осадков была сосредоточена в районе сел. Кадрлу, в восточной части Урцского хребта и в районе Амагу-Гнишикской антиклинали. Максимальная мощность нижнепермских отложений достигает 600 м.

Отложения прибрежного мелководья в современных разрезах не сохранились, а в наиболее близких к береговой линии частях (бас-

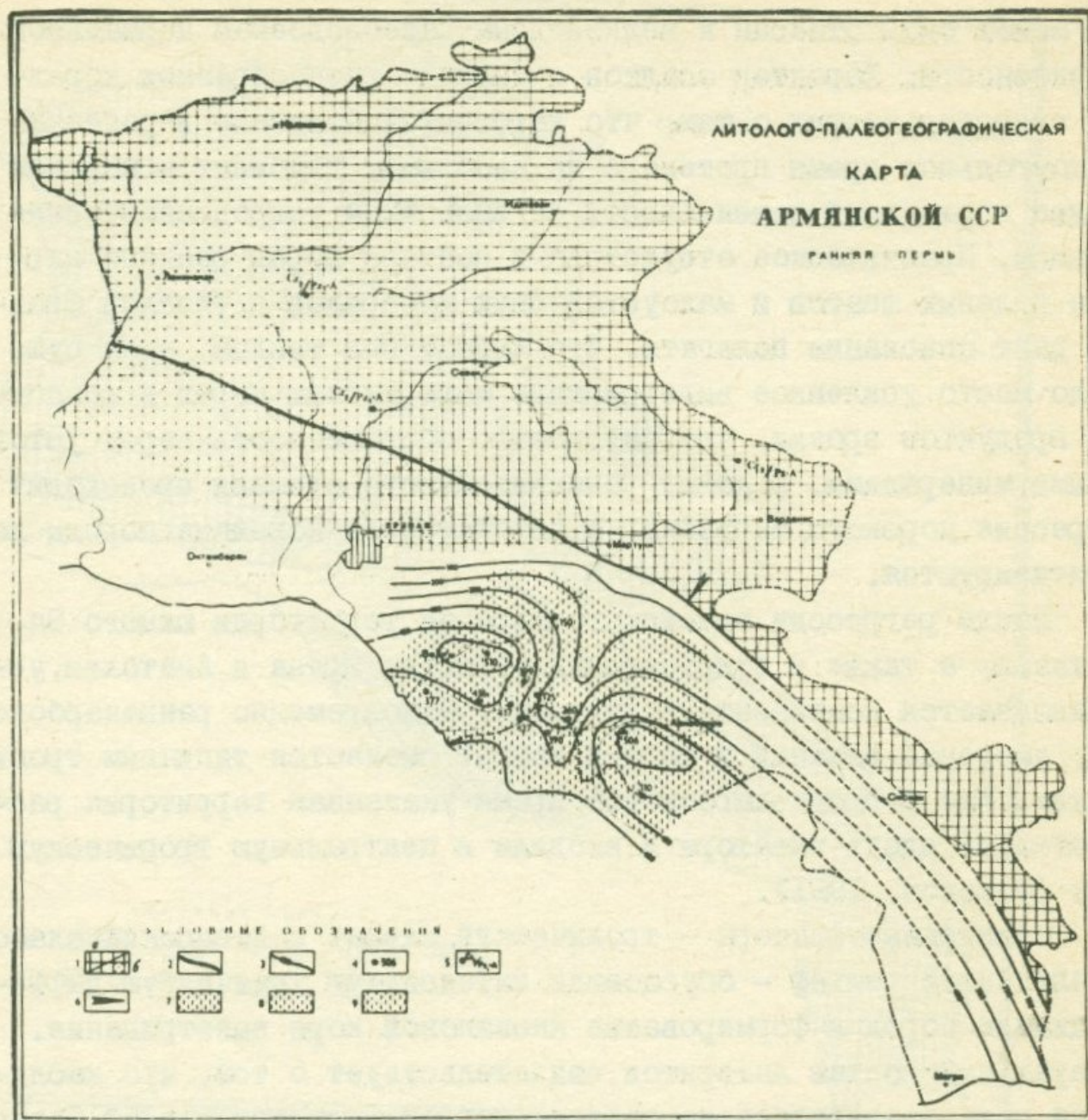


Рис.38. I.Суша: а)достоверная, б)менее достоверная с возможным развитием маломощных отложений. 2.Граница моря и суши. 3.Изопахиты. 4.Разрезы по обнажениям. 5.Отсутствие отложений данного возраста с наложением молодых с перерывом на более древние. 6.Направление сноса обломочного материала. 7.Морские мелководные органогенные, органогенно-детритовые(35%), песчанистые(35%), микрозернистые(30%) известняки с фауной фузулинид и кораллов. 8.Морские мелководные микро- и мелкозернистые, битуминозные, органогенные доломитизированные известняки, с фауной кораллов, фузулинид и водорослей. 9.Морские мелководные микро- и мелкозернистые, органогенные, органогенно-детритовые, битуминозные известняки с фауной кораллов, губок, фузулинид и других фораминифер.

сейн р. Аргичи) отлагались битуминозные известняки с примесью терригенного материала.

Среди известняков преобладают кораллово-штаффеловые, водорослевые и фораминиферово-водорослевые разности. Несмотря на широкое распространение рифостроящих организмов, типичные рифы не образовывались.

Гидродинамический и температурный режим мелководного бассейна способствовали широкому развитию кораллов и фораминифер. Отсутствие брахиоподовой и другой прикрепляющейся фауны указывает на илистый характер его дна.

Геохимическая среда осадконакопления была восстановительной и, судя по региональной битуминозности пород, благоприятной для скопления и захоронения рассеянного вещества.

Климат был теплым, наличие сингенетических кремнистых стяжений указывает на глубокое химическое выветривание пород на суше. Указанная обстановка была благоприятной для выноса кремнезема с суши в морской бассейн и обогащения вод коллоидным кремнеземом. Наличие коралловой фауны, а также других органических остатков указывает на хорошую аэрацию придонного слоя воды. По всей вероятности, сероводородное заражение и восстановительный режим располагались ниже уровня придонного слоя осадков.

В позднепермское время отлагаются карбонатные осадки, с некоторым увеличением терригенной в них примеси в верхах разреза. Для толщи характерны однообразные кораллово-штаффеловые и кремнисто-битуминозные известняки с прослоями известково-песчанистых битуминозных сланцев. Известняки содержат брахиоподово-коралловую и обильную фузулинидовую фауну (рис.39).

В верховьях бассейна р.Веди и в пределах Огбинской и Хачикской антиклиналей в это время фиксируются максимальные мощности осадков. Именно здесь особенно широкое развитие имеют битуминозные известняки и глинистые сланцы. В зоне сокращенных мощностей осадков (район г.Мегридаг) битуминозные сланцы почти отсутствуют.

Область питания бассейна, по всей вероятности, становится несколько расчлененной, на что указывает ощутимо большая, чем у раннепермских отложений, обогащенность известняков терригенным материалом. Климатический, гидродинамический и геохимический

режимы бассейна существенных изменений не претерпевают.

Параллельно с увеличением привноса терригенного материала в отдельных участках бассейна возникают благоприятные условия для расселения прикрепляющихся организмов (брахиопод): участки с твердым грунтом дна бассейна. Наличие же редких брахиопод в микрозернистых разностях известняков, которые до литификации представляли собою илистый грунт, можно объяснить присутствием здесь многочисленных известковых водорослей, к которым могли прикрепляться брахиоподы.

Наряду с брахиоподово-фузулиновыми известняками, вплоть до позднепермского периода, местами формируются штаффелово-коралловые и битуминозно-кремнистые известняки.

По составу кластических минералов (кварц, магнетит, пироксены, амфиболы) и обломков пород нерастворимых остатков известняков можно судить, что размыву подвергались преимущественно метаморфические породы, в меньшей степени эффузивные (основные) и осадочные породы нижнего палеозоя.

В конце поздней перми в седиментационном бассейне начинают накапливаться пестроцветные морские терригенно-карбонатные отложения, широкое развитие приобретают брахиоподы, аммоидеи, одиночные кораллы и другие группы морских организмов. Наибольшая мощность этих отложений наблюдается в пределах Джульфинской антиклинали (50м), а наименьшая (3м) — в пределах Отбинской антиклинали.

Количество терригенного материала увеличивается в районе Джульфинской антиклинали, что указывает на наличие дополнительного сноса материала с южной суши, расположенной за пределами территории Закавказья.

Эти отложения постепенными переходами связаны с раннетриасовыми, образуя непрерывный разрез палеозоя-нижнего мезозоя.

Наличие многочисленной фауны (брахиоподы, аммоидеи, кораллы, фораминиферы и др.), совместное нахождение ряда палеозойских и мезозойских форм также свидетельствуют о непрерывном переходе.

Исходя из вышеизложенного можно заключить, что пермо-триасовый седиментационный этап был единым. Максимальное расчленение рельефа суши произошло в конце позднепермского времени, замыкание бассейна — в конце триаса.



Рис.39. 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 прибрежно-мелководные, органогенные, органогенно-обломочные, микро- и мелкозернистые, битуминозные известняки с фауной брахиопод, кораллов, фузулиид, мшанок, водорослей, аммонитов и др. 8. Морские мелководные органогенно-детритовые, микро- и мелкозернистые, кристаллозернистые битуминозные известняки (85%) с фауной брахиопод, водорослей, мшанок, фузулиид и др. и битуминозные песчано-глинистые сланцы (15%). 9. Органогенные, кристаллозернистые, микро- и мелкозернистые битуминозные известняки (75%) с фауной брахиопод, фораминифер, кораллов, мшанок, водорослей, криноидей, аммонитов и битуминозные песчано-глинистые сланцы (25%).

Колебание солености морского бассейна было причиной развития и вымирания морских организмов. Периодическое осолонение в среднем, особенно в позднем триасе, привело к смене накопления известняков доломитами. Ископаемая фауна в них почти не встречается.

В позднем триасе произошла регрессия морского бассейна, значительная территория прогиба — от г. Еревана до г. Мегри осушилась.

Как указывалось, базальные слои отложений триаса, залегающие на верхнепермских известняках, представлены красноцветными известняками, обычно с большой примесью песчано-глинистого материала. Это указывает на некоторое увеличение интенсивности привноса терригенного материала, обусловленное, видимо, обновлением рельефа суши, хотя прежние контуры суши и моря, климатическая обстановка и гидрохимический режим бассейна существенно не изменились. Вследствие этого некоторые пермские формы доживают до начальных этапов раннего триаса.

В разрезе триаса выделяются следующие литологические ассоциации пород: нижняя часть разреза мощностью до 90 м представлена тонко- и среднеслоистыми, плитчатыми, фукоидными, глинисто-битуминозными известняками, чередующимися с песчанистыми и доломитизированными разностями. Последние в разрезе играют подчиненную роль; верхняя часть разреза нижнего триаса, мощностью до 100–110 м сложена тонко-среднеслоистыми, плитчатыми и фукоидными известняками. Как видно, во второй половине раннего триаса привнос терригенного материала с суши почти прекращается и отлагаются чистые известняки. В конце раннетриасовой эпохи, вероятно, происходит обмеление моря и накапливаются массивные оолитовые известняки небольшой мощности. В раннетриасовое время широкое развитие получают пелециподы, аммоноидеи и гастроподы, распространенные также в бассейнах Европы, Азии и Америки (рис. 40).

Раннетриасовый бассейн Закавказья был мелководным, в основном — нормально соленым, сток воды со стороны суши был минимальным. Климат был сухим и жарким. Суша, сложенная метаморфическими породами нижнего палеозоя, реже карбонатными, терригенными отложениями верхнего палеозоя, имела сглаженный рельеф. Сток воды в море почти отсутствовал.

Отложения среднего (?) триаса являются непосредственным

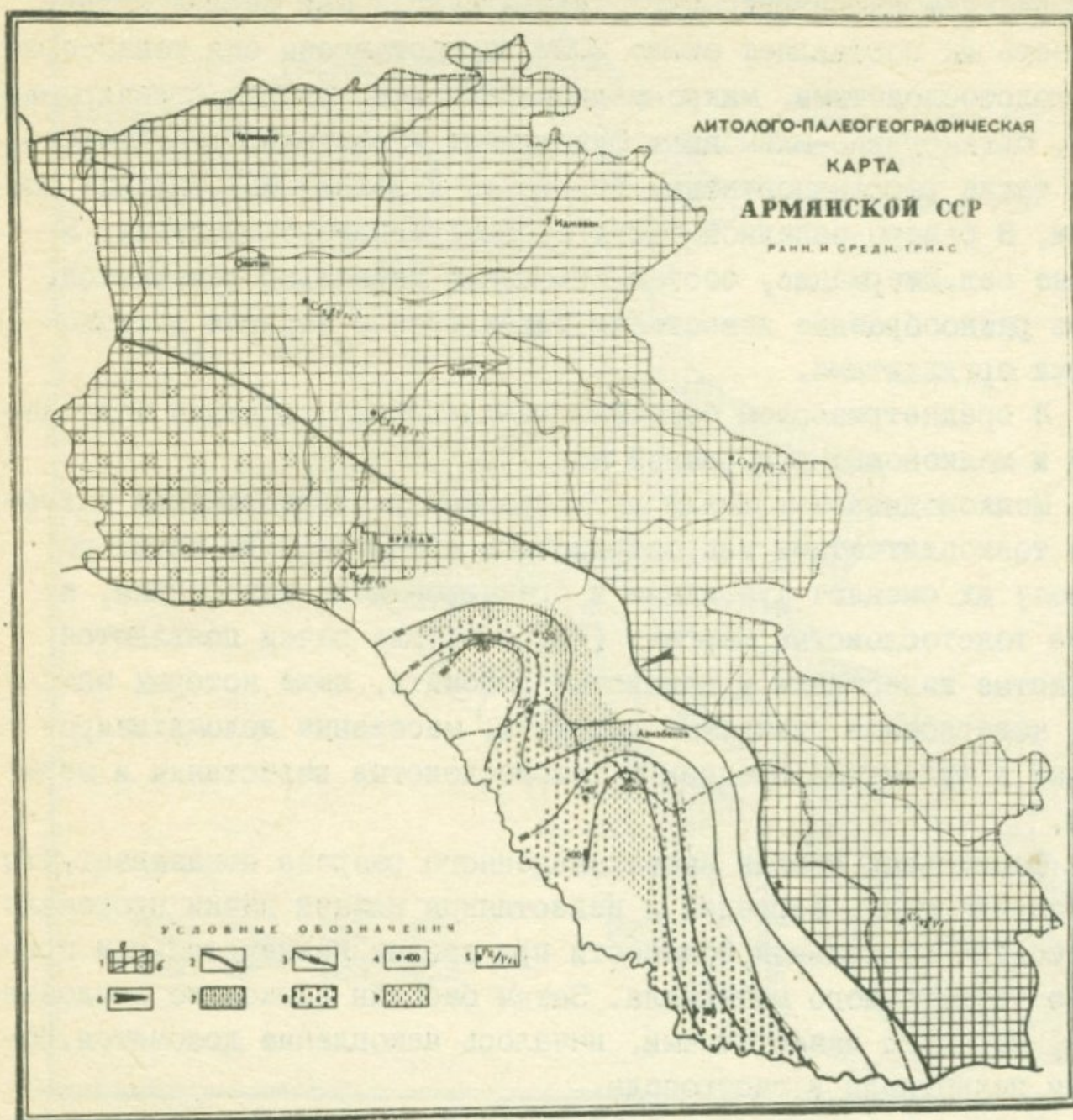


Рис. 40. I. Суша: а) достоверная, б) менее достоверная с возможным развитием маломощных отложений. 2. Граница моря и суши. 3. Изопахиты. 4. Разрезы по обнажениям. 5. Отсутствие отложений данного возраста с наложением молодых с перерывом на более древние. 6. Направление сноса обломочного материала. 7. Морские прибрежно-мелководные органогенно-обломочные, оолитовые, стустковые, мелкозернистые известняки (90%) с фауной кораллов и морских моллюсков и мергели (10%). 8. Морские мелководные микро- и мелкозернистые доломитизированные, реже органогенные известняки (60%) с фауной морских моллюсков и глинистые известняки (40%). 9. Морские мелководные микро- и мелкозернистые известняки с редкими остатками морских моллюсков.

продолжением нижнетриасовых. Литологически они весьма сходны, мощность их составляет около 200м, представлены они тонко-, средне-толстослоистыми, микро-мелкозернистыми, иногда брекчированными, органогенно-шламовыми фукоидными известняками. Встречаются также рассланцованные, глинистые и доломитизированные разновидности. В северо-западной части среднетриасового бассейна, в районе сел. Джерманис, состав отложений несколько изменяется. Здесь разнообразные известняки чередуются с черными и темно-серыми аргиллитами.

В среднетриасовом бассейне различаются отложения мелководной и мелководно-прибрежной зон.

Мелководные отложения представлены известковистыми глинами и тонкоплитчатыми микрозернистыми известняками; вверх по разрезу их сменяют фукоидные и брекчированные известняки, а также толстослоистые мергели (?), в кровле пачки появляются глинистые известняки и глинистые доломиты, выше которых залегают кавернозные глинистые доломиты, массивные доломитизированные и фукоидные средне- и толстослоистые известняки и мергели.

Фациальный анализ вышеприведенного разреза показывает, что накопление глин, мергелей и известняков нижней пачки протекало в бассейне нормальной солености при весьма незначительном приносе терригенного материала. Затем бассейн несколько осолонился и, наряду с известняками, началось накопление доломитов. Исчезли пелециподы и гастроподы.

Прибрежные отложения (район сел. Джерманис) представлены темно-серыми тонкослоистыми аргиллитами и пелитоморфными известняками, с остатками морской фауны. Здесь доломиты отсутствуют. Можно полагать, что в северной части бассейна имелся сток пресной воды.

Таким образом, на палеогеографической карте раннего и среднего (?) триаса выделяются три литофациальные зоны.

В целом триасовый морской бассейн в центральной своей части (южнее с. Огбин, восточнее с. Азнабюрт), а также на северо-западной периферии (южнее с. Джерманис) был сравнительно неглубоким. Здесь имелись небольшие, вытянутые с севера на юг, узкие прогибы, выполненные мощными (300-400м) карбонатными осадками раннего и среднего (?) триаса. Прогибы были разделены друг от

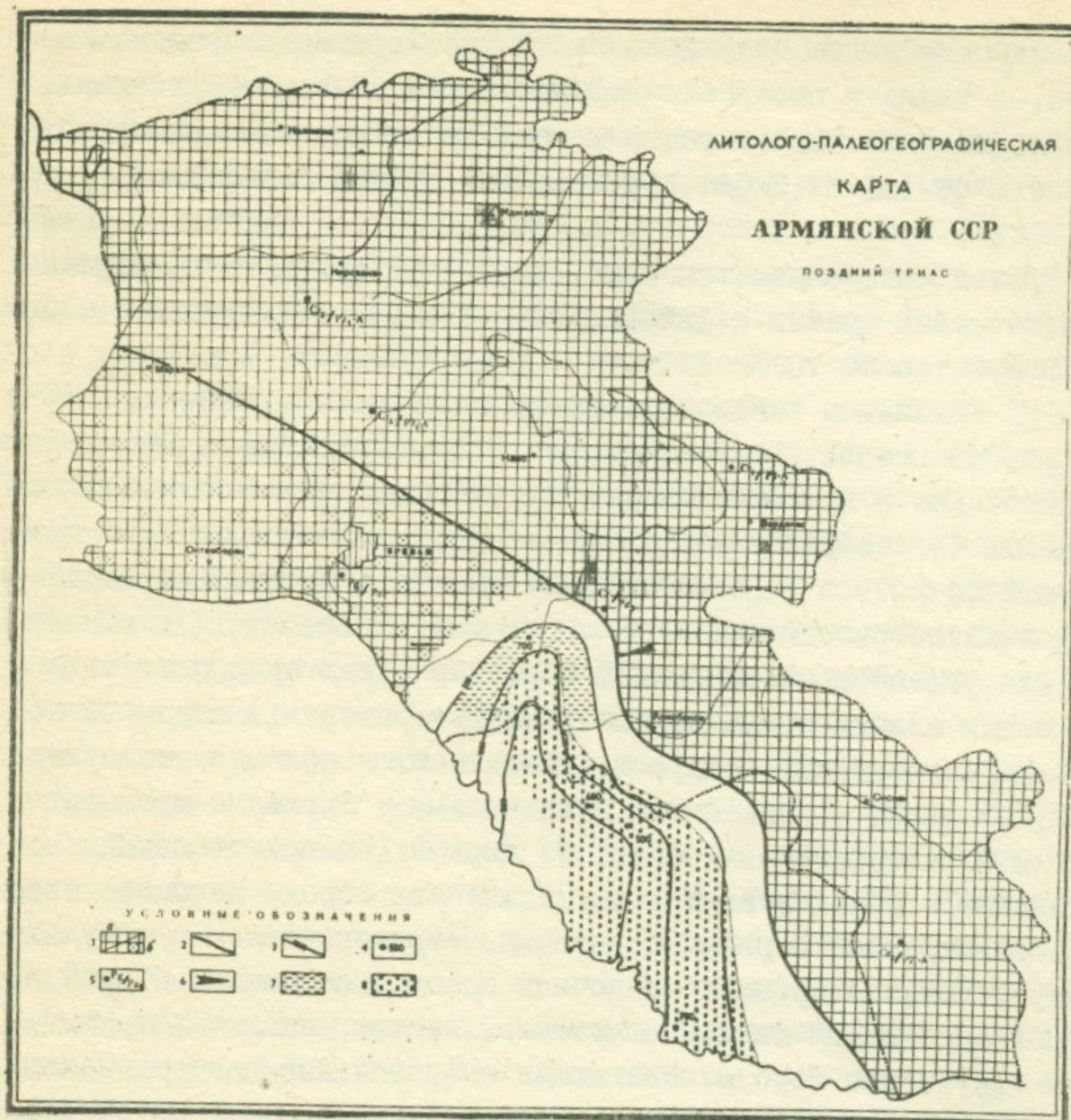


Рис. 4I. I. Суша: а) достоверная, б) менее достоверная с возможным развитием маломощных отложений. 2. Граница моря и суши. 3. Изопахиты. 4. Разрезы по обнажениям. 5. Отсутствие отложений данного возраста с наложением молодых с перерывом на более древние. 6. Направление сноса обломочного материала. 7. Морские мелководные кремнекlastито-кварцевые, кварцевые неравномернозернистые песчаники (37%), алевролиты (5%), аргиллиты, глинистые сланцы (55%) с остатками морских моллюсков. Эти породы содержат прослой углей и углистых сланцев (3%). 8. Морские мелководные неравномернозернистые, микро- и мелкозернистые доломиты и доломитизированные известняки.

друга широким валом антикавказского простирания в пределах которого, а также в юго-восточной части бассейна (г.Нахичевань, ст.Джульфа) были широко развиты мергели и глинистые известняки мощностью от 150 до 300м, образовавшие вторую литофациальную зону.

Третья литофациальная зона, характеризующая прибрежную часть бассейна (район с.Джерманис), сложена известняками и глинами мощностью от 70 до 150м.

Ряд признаков свидетельствует, однако, о горизонтальной зональности поздне триасового климата. В частности, в Джерманисском бассейне и прилегающих к нему участках суши условия были гумидными (углеобразование, наличие в отложениях остатков тропической флоры), а в Нахичеванской зоне — аридными (интенсивное доломитообразование).

Для угленосно-терригенной формации характерны следующие ассоциации аллотигенных неглинистых минералов: 1) кварц (с нормальным погасанием) — циркон (окатанный) — обломки осадочных пород; 2) кварц (с мозаичным погасанием) — турмалин-мусковит — обломки метаморфических пород; 3) циркон (бипирамидальный, неокатанный) — обломки кислых магматических пород. Наиболее широко распространена первая ассоциация, образовавшаяся в результате переотложения древних осадочных пород. Источником второй и третьей ассоциаций являлись метаморфические, кислые интрузивные и эффузивные породы, слагающие значительные площади Закавказского поднятия. Отсутствие в отложениях формации грубообломочного материала, наличие в них *Clapheteris platyphilia* Goerp, *Laccopteris daintrei* Sch. и другой флоры позволяют заключить, что рельеф поздне триасовой суши был сравнительно невысоким и слаборасчлененным. Глинистые осадки образовались за счет размыва в основном осадочных, отчасти кислых интрузивных и эффузивных пород в условиях гумидного климата и невысокого слаборасчлененного рельефа. Указанные условия способствовали образованию первичного каолинит-гидрослюдистого материала, причем гидрослюда была связана в основном с продуктами размыва древних осадочных толщ, а каолинит — с корами выветривания кислых интрузивных и эффузивных пород; этим объясняется преобладающая роль гидрослюда в составе глинистого вещества. В бассейне седиментации и в стадию постдиагенетического преобразования пород

соотношение указанных компонентов сохраняется, хотя глинистое вещество претерпевает определенные изменения.

Глинистые осадки каолинит-гидрослюдистого состава отлагались на заболачивающихся участках регрессирующего моря, в прибрежно-дельтовых условиях (наряду с богатой морской фауной, в глинах имеются прекрасно сохранившиеся отпечатки листьев, ветвей и стеблей). Глинообразование пространственно было сопряжено с процессом углеобразования. Эти условия (обилие органики, кислая реакция) способствовали возникновению каолинита уже в стадию диагенеза. Последний образует псевдоморфозы замещения по глинистой основе, обычно в местах скопления органического вещества, в трещинках и порах. Сказанное позволяет считать, что каолинит развивается главным образом за счет породообразующей гидрослюды. Замещенные каолинитом участки, представленные в виде тонкоагрегатного вещества с точечной поляризацией, выделяются на фоне основной массы ориентировки частиц, более крупными размерами агрегатов и низким двупреломлением; иногда такие участки погасают как монокристалл. Нужно, однако, отметить, что описанное явление развито не столь широко, чтобы связать с ним генезис всего каолинитового вещества глин. Это обстоятельство, а также благоприятные условия для образования каолинитовых кор, заставляет думать, что часть каолинита в глинах имеет аллотигенное происхождение. Обломочный каолинит при наличии обильной органики в бассейне седиментации находился в равновесном состоянии со средой диагенеза, в последующих циклах он сохранился в результате консервации в непроницаемых глинистых породах.

Образование угленосно-терригенной формации имеет место в позднем триасе. Прогибание и трансгрессия моря в перми и в триасе, обусловившие формирование мощной (до 1500м) карбонатной формации (Р-Т₂/?), сменяются в конце триаса инверсией и затем — освобождением области от морского покрова. Уже в ретский век Приараксинская зона припаивается к Закавказскому поднятию, вследствие чего образуется обширная суша.

Малокавказский триасовый бассейн располагался в пределах северного аридного пояса (Страхов, 1961).

Перейдем далее к характеристике палеозойского-триасового бассейна юго-восточной Зангезурской зоны. Для отложений этой

зоны характерен преимущественно мономинеральный состав пород, каолиновый, почти мономинеральный состав глинистых пород (поздний девон).

Наличие в отложениях теплолюбивой фауны свидетельствует о гумидном климате периода ее формирования. Однородное строение, устойчивость в разрезе и на площади литофаций и другие признаки говорят о выдержанности климатических условий в течение позднего девона-раннего карбона.

Рассмотрение минералогического состава пород карбонатно-терригенной формации позволяет наметить следующие ассоциации: 1) кварц (с включениями и нормальным погасанием), турмалин, циркон (окатанный), обломки осадочных пород; 2) кварц (с включениями иголок рутила и др.), полевой шпат, анатаз, рутил, циркон (удлиненно-бипирамидальный), обломки интрузивных пород; 3) кварц (без включений с мозаичным погасанием), турмалин (бурый, зеленый), рутил, циркон, обломки амфиболитовых, кремнисто-слюдистых сланцев и кварцитов.

Поскольку обломочные зерна кварца, присутствующие в карбонатно-терригенных породах, более чем на 70% имеют монокристаллическое строение и лишены волнистого погасания, то следует вывод о том, что 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, нижнего девона, мощные толщи которых известны в с.-з. Иране.

Отсутствие грубообломочных пород в отложениях позднего девона, преобладание кварцито-песчаников, кварцитов, глинистых сланцев и известняков, устойчивый комплекс минералов в составе последних, породообразующий каолинит и другие признаки свидетельствуют о невысоком и слаборасчлененном рельефе суши.

Таким образом, в условиях гумидного климата, невысокого и слаборасчлененного рельефа размывались интрузивные и эффузивные породы, осадочные и метаморфические образования. На суше господствовал каолиновый тип выветривания, породы подвергались интенсивной химической дифференциации. Выветрелый материал, преимущественно кварц-каолинового состава, осаждался в прибрежно-мелководных условиях нормального морского бассей-

на.

Девонский морской бассейн достоверно относился к мелководным палеоводоемам нормальной солености. Фактами, свидетельствующими об этом, являются значительная насыщенность породами, типичными для мелководных морских бассейнов, комплекс аутигенных минералов и состав фауны. Донная, прикрепляющаяся фауна в этих отложениях указывает на наличие твердого грунта на дне бассейна и на хорошую аэрацию придонных слоев. Среда осадконакопления в придонном слое воды скорее всего была близка к нейтральной, но в зависимости от соотношения между скоростью погружения дна и интенсивностью осадконакопления, временами становилась то восстановительной, то слабоокислительной.

В условиях устойчивого непрерывного погружения в мелководном морском заливе накопилась толща карбонатных пород мощностью до 600 м. Для этой толщи показательно однообразие состава пород. Это главным образом серые, темно-серые, средне-толстослоистые битуминозные, микро-мелкозернистые органогенные, органогенно-детритовые известняки с маломощными прослоями графитизированных сланцев (с. Гехи, Лернадзор и ущ. р. Спитак-джур). Во второй половине поздней перми привнос терригенного материала с суши увеличивается, в связи с чем отлагаются известняки песчанистые, что, вероятно, связано с обновлением рельефа суши, которая была сложена в основном метаморфическими и интрузивными породами докембрия.

Известняки содержат разнообразную фауну — кораллы, фораминиферы, криноидеи, мшанки, брахиоподы, водоросли, реже гастроподы, поэтому пермский бассейн с большой достоверностью относится к мелководным палеоводоемам с нормальной соленостью и нормальным кислородным режимом. Об этом свидетельствует насыщенность разреза породами, типичными для мелководных бассейнов, состав фауны и комплекс аутигенных минералов.

Изучение мелководных типов известняков, их особенностей и состава фауны показывает, что глубина бассейна была небольшой и оценивается в несколько десятков метров.

Климат был теплым, температура и гидродинамический режим бассейна — благоприятные для развития большого количества органического вещества и пирита.

Органическое вещество и пирит концентрируются в одних и

и тех же местах, т.е. в цементе органогенных, органогенно-детритовых и в основной массе микро- и мелкозернистых известняков.

Обилие пирита и восстановительная обстановка, в которой формировались позднепермские известняки, не противоречат присутствию в водоеме разнообразной фауны, так как существование донных животных обеспечивалось наличием окислительной пленки на поверхности грунта.

Как видно из описания, цементирующий микро-мелкозернистый кальцит присутствует во всех типах, но количество его в кораллово-мшанково-полидетритовых разностях больше, чем в брахиопово-криноидно-полидетритовых. Другими словами, количество мелкозернистого кальцита увеличивается в прибрежной зоне. Такая картина заставляет предполагать, что садка хемогенного кальцита происходит в наиболее мелководной и прогретой зоне бассейна.

Весьма интересно, что для всего бассейна характерна неотсортированность осадков. Она выражается, во-первых, в том, что размер обломков фауны в любом образце колеблется от сотых долей миллиметра до сантиметра; во-вторых, в том, что детритовые и шламовые разности известняков переходят друг в друга в пределах одной и той же зоны (ущ. р. Дармазур). Это является, по всей вероятности, показателем слабой подвижности воды и слабого влияния гидродинамического разноса и перераспределения материала.

Итак, современные представления о геологическом строении Малого Кавказа указывают на то, что средне-верхнепалеозойские отложения охватывают гораздо большую часть региона, чем ранее представлялось на основании лишь их выходов в Приараксье и в пределах Мегринского антиклинория, включая зону Зангезурского глубинного разлома. Причем стало очевидно, что образования средне-верхнепалеозойского этапа, развитые на указанной территории, представлены не только миогеосинклинальным или, по представлениям ряда исследователей, субплатформенным, но и эвгеосинклинальным вулканогенно-осадочным комплексами. Можно пока лишь предполагать, что на Малом Кавказе последний развит в пределах Севанского глубинного разлома (Сатиан, 1984).

Наша задача ограничивается сопоставлением образований миогеосинклинального типа.

Выходы пород карбонатно-терригенной и карбонатной формаций известны в двух тектонических зонах — Приараксинской и Анкаван-Мегринской (Зангезурской).

В Приараксинской зоне карбонатно-терригенная формация, возраст которой определяется от позднего девона до раннего карбона, имеет мощность от 1000 до 1830 м, карбонатная формация датируется от ранней перми до среднего (?) триаса включительно, при суммарной мощности от 660 до 1300 м.

Средне- и позднекаменноугольные отложения на территории Армении отсутствуют и отступление моря произошло в конце визейского века, чем было вызвано образование маломощных кор выветривания (латеритизация).

Карбонатно-терригенная формация сложена главным образом терригенными отложениями, в меньшей степени — карбонатными осадками. Среди терригенных отложений существенную роль играют мономиктовые алевролиты, песчаники, кварцито-песчаники, кварциты, глины, глинистые сланцы. Карбонатные осадки представлены известняками, среди которых широким развитием пользуются органические, органогенно-детритовые разности, а хемогенные составляют незначительный процент — представлены оолитовыми и мелкозернистыми известняками. Эти отложения образуют мощный комплекс осадочных пород, накопившийся в мелководном бассейне.

Терригенно-минералогический комплекс отложений данной формации характеризуется рутил-мусковит-турмалин-циркон-кварцевой ассоциацией. Основным комплексом глинистых минералов являются парагонит-каолинит-гидрослюда.

Из аутигенных минералов чаще всего встречаются кальцит, гидроокислы железа, пирит, кварц, реже доломит, рутил, анатаз-брукит, турмалин.

Такой комплекс минералов указывает на то, что эти породы в значительной мере сформировались за счет переотложенных продуктов додевонской или раннедевонской коры выветривания в условиях пенеппенизированной суши и интенсивной химической дифференциации.

Породы этой формации содержат богатую фауну фораминифер, кораллов, брахиопод, водорослей, мшанок, пелеципод, гастропод и криноидей.

Ниже приводится список характерных комплексов фауны. Фо-

раминиферы: *Bisphaera malevkensis* Birina, *Septaglomospirarella kingirica* (Reitl.), кораллы: *Tabulophyllum gorskii* Bulv., *Syringopora ramulosa* Goldf., *Camisia cornucopiae* Mich., *Pseudouralinia gigantea* Yu и др. Мшанки: *Pistulipora urzensis* Meroz, брахиоподы: *Camarotoechia letiensis* (Goss.), *Cam. malivkini* Abrah., *Mesoplica praelonga* (Sow.), *Athyris sulcifera* Nal., *Athyris tau* Nal. и др.

Зарождение позднегерцинского седиментационного бассейна очень быстро сменяется стабилизацией условий осадконакопления бассейна, которая имела место от ранней перми до среднего(?) триаса. На протяжении этого длительного отрезка времени повсеместно накапливались битуминозные карбонатные породы, среди которых очень широко представлены различные типы органогенных, органогенно-детритовых, в меньшем количестве хемогенных известняков. Они содержат кремневые стяжения и линзы битуминозных сланцев. Залегают они в виде желваков и линзовидных слоев. Форма самая разнообразная — эллипсоидальная, округлая, неправильная. Иногда образуют маломощные (до 10 см) прослои. Окраска темно-серая, почти черная, как и вмещающая порода. Привнос терригенного материала был незначительный.

По составу кластических минералов (кварц, пироксены, амфиболы, циркон) можно думать, что размыту подвергались преимущественно метаморфические породы, в меньшей степени — эффузивные и осадочные породы нижнего палеозоя. Аутигенные минералы — пирит, гидроокислы железа, кальцит, доломит, кварц (горный хрусталь), реже флюорит.

Эта формация характеризуется богатым комплексом фораминифер, мшанок, кораллов, головоногих, брахиопод, водорослей, криноидей, реже губок. Среди фораминифер широким распространением пользуются фузулиниды, меньшим — другие группы фораминифер. Фораминиферы представлены: *Codonofusiella lui Sheng.*, *C. dzulfensis* Rauser, *Pseudofusulina vulgaris* (Schelw. et Dyhr.). Кораллы: *Michelinia medifixa* Tchudinova, *Nayasakia syringoporoides* (Yeh), *Pleurophyllum dzulfense* Iljina, *Waagemoophyllum indicum* (Waag. et Wentz.). Из брахиопод: *Orthotetima vediensis* Sok., *Araxothyris protea* (Abich), *Araxothyris araxeensis* (Grunt), *Araxothyris ogbinensis* Grunt, *Notothyris djoulfensis* (Abich).

В Зангезурской приразломной зоне отложения карбонат-

но-терригенной формации, вскрытые эрозией в бассейне р. Шиш-керт и в верховье р. Гумур, достигают максимальной мощности 300 м. По петрографо-минералогическому и фаунистическому составу они весьма сходны с отложениями аналогичной формации Приараксинской зоны. Ее отличительной особенностью является некоторое преобладание кварцитов и постседиментационные изменения, заключающиеся в образовании пирофиллита (см. раздел "Глинистые породы") по глинистой основе, а также более широкое развитие процессов доломитизации, окремнения, кальцитизации и перекристаллизации. Этими изменениями можно объяснить плохую сохранность и скудность фауны.

Карбонатная формация данной зоны представлена только ее средней частью (поздняя пермь) мощностью от 16 до 500 м.

Вся толща представлена битуминозными органогенными, органогенно-детритовыми кристаллозернистыми перекристаллизованными известняками с фауной фораминифер, кораллов, водорослей, мшанок, криноидей и брахиопод.

Отличием является графитизация, перекристаллизация, доломитизация, окремнение и скарнирование. С последним связаны новообразования актинолита, тремолита, диопсида и эпидота.

12. КОРРЕЛЯЦИЯ

После приведенной сравнительной характеристики палеозойских отложений двух зон считаем целесообразным сопоставление с синхронными образованиями сопредельных территорий Ирана и Турции.

Карбонатно-терригенной формации (поздний девон-ранний карбон) Малого Кавказа соответствуют формации Гейруд и Мобарак, выделенные в Северном Иране (хр. Эльбурс), мощностью примерно 750м и соответствующие формациям других частей Ирана.

Литологически породы упомянутых формаций Ирана представлены также чередованием известняков, песчаников, кварцитов и глинистых сланцев.

Существенным отличием является развитие в некоторых зонах вулканических образований (базальтов, андезитов, трахитов и их туфов). Отмечаются они в ряде разрезов северного Ирана (Сурейханы, ущ. Сиаваруд, а также в 20 км южнее г. Джульфы, в районе г. Кух-э-Карагез).

Сопоставление комплекса фауны (кораллы, брахиоподы, фораминиферы, водоросли и т.д.) показало, что по видовому составу он весьма сходен с фауной синхронных отложений Приараксинской, отчасти Зангезурской зон.

Карбонатной формации соответствуют формации Доруд, Рутей, Несен, мощностью примерно 700м, и формации Сардар и Джемал района хр. Шотори и города Табаз, мощностью примерно 1100м. Во всех пунктах формацию Несен согласно перекрывают породы формации Рутей, за исключением долины р. Чалус, где между этими формациями залегают андезиты, агломераты и туфы.

Литологически они представлены серыми, темно-серыми, черными, тонко- и среднеслоистыми, органогенными, органогенно-детритовыми, микрозернистыми известняками, которые в основании переслаиваются с песчаниками, кварцитами, черными глинистыми сланцами, конгломератами, а в районе сел. Тилабад — с маломощными туфами и сильно хлоритизированными базальтами (Stampfli, 1978). В верхней части известняки содержат черные кремнистые стяжения и линзы углей.

Породы вышеуказанных формаций по литологическому и фауни-

стическому составу сходны. Отличием является наличие в основной формации песчаников, кварцитов, глинистых сланцев и конгломератов, туфов, хлоритизированных базальтов, которые на Малом Кавказе полностью отсутствуют.

Для корреляции с отложениями Турции использованы данные: Brinkmann, 1976; Flügel, 1971; Kamen-Kaye, 1971.

В Западной Турции основание карбонатно-терригенной формации отсутствует, а средняя и верхняя части соответствуют формации Буюкада и Болталиmani, мощностью 240 м.

Представлены они серыми рассланцованными, иногда пористыми известняками, кремнистыми сланцами и карбонатными грауваками. Эти формации перекрываются мощной (3000 м) толщей диабазовых граувакк, субграувакк, субаркозов, доломитовых известняков, глинистых сланцев и конгломератов с растительными остатками и фораминиферами, соответствующими верхам визейского яруса, среднему и верхнему карбону, отсутствующим на Малом Кавказе.

Породы этих формаций по литологическому и фаунистическому составу полностью отличаются от разновозрастных отложений Малого Кавказа.

Карбонатной формации соответствуют зоны *Pseudofusulina* и *Polydiexodina*, выделенные в западной Турции. Они сложены мощной толщей органогенных, органогенно-детритовых известняков с фауной кораллов, брахиопод, фораминифер, водорослей и криноидей. Отложения обеих зон по литологическому и фаунистическому составу аналогичны породам карбонатной формации Малого Кавказа.

Карбонатно-терригенной формации соответствуют формации Гюмушали и Змареттепе Центральной Турции. Мощность этих отложений около 700 м. Сложены они толсто-среднеслоистыми, серыми, темно-серыми битуминозными, органогенными, органогенно-детритовыми известняками, глинисто-песчанистыми сланцами, песчаниками, кварцито-песчаниками, содержащими фауну кораллов, брахиопод и криноидей.

В кровле этих формаций выделен 2-метровый слой бокситов, который занимает аналогичное стратиграфическое положение с породами Малого Кавказа.

Литолого-палеонтологический состав отложений этих формаций аналогичен породам карбонатно-терригенной формации Иигли-тепе.

Карбонатной формации соответствует формация Ииглитепе, мощностью ~ 800м. Эта формация представлена слоистыми темно-серыми известняками с фораминиферами.

Неполный литолого-палеонтологический состав не дает возможности их коррелировать.

Формации Коругут и Акдере в южной Турции общей мощностью 440м, литологически представлены чередованием серых, темно-серых, органогенных, органогенно-детритовых, органогенно-обломочных, песчанистых, доломитизированных, битуминозных известняков, песчаников, кварцито-песчаников с прослоями оливково-серых сланцев и красновато-коричневых глин.

Литологический и палеонтологический состав этих формаций аналогичен карбонатно-терригенной формации Малого Кавказа.

В южной Турции, так же как и в западной, описаны отложения среднего и верхнего карбона, мощностью 70м, представленные мелко-микрозернистыми органогенно-детритовыми известняками, в кровле - 3-метровый прослой красноватых известковистых конгломератов.

Формация Киртилдаги, выделенная в южной Турции, соответствует основанию карбонатной формации, мощностью 250м. Литологически представлена серыми, темно-серыми, слоистыми, доломитизированными известняками, содержащими фораминиферы, с прослоями кварцито-песчаников.

Литологический и палеонтологический состав идентичны основанию карбонатной формации. Отличием является отсутствие прослоев кварцито-песчаников и некоторых видов фауны.

Некоторые данные (Brinkmann, 1976) по восточной Турции (Nazro) показывают отсутствие отложений позднего девона, раннего карбона, наличие поздней перми, представленной чередованием известняков, мергелей, песчаников, с редкими прослоями углей. Известняки содержат ископаемые водоросли и фораминиферы. Эти отложения несогласно залегают на 80-метровой толще озерных отложений с прослоями лигнитов, в которых найдена микрофауна среднего карбона. Отложения поздней перми с базальными конгломератами в основании перекрываются отложениями раннего триаса.

На основании сравнительного анализа отложений среднего,

верхнего палеозоя и триаса с синхронными образованиями Ирана и Турции можно подчеркнуть следующее.

1. В пределах Малого Кавказа отложения среднего, верхнего палеозоя и триаса представлены двумя формациями: карбонатно-терригенной и карбонатной. Возраст их накопления в пределах Приараксинской зоны определяется поздним девонем-ранним карбоном, ранней пермью-средним триасом, а в зоне Мегринского антиклинория — поздним девонем (франский ярус) — поздней пермью. Таким образом, в этой зоне перерыв в осадконакоплении был более длительным и породы подвержены более высокой степени разновозрастного регионального динамометаморфизма, а также термометаморфизма на контактах с субвулканическими андезито-базальтами эоцена.

Вместе с тем имеется принципиальное сходство главных типов пород формаций, указывающее на сходные условия их накопления в мелководном обширном бассейне, который охватывал, очевидно, и зону, в современной структуре, относящуюся к Кафанскому антиклинорию.

2. Более низкий уровень литолого-стратиграфической изученности отложений среднего-верхнего палеозоя соседних с Малым Кавказом регионов Турции и Ирана ограничивает возможность корреляции.

В пределах и Ирана, и Малой Азии могут быть выделены два разнотипных комплекса: вулканогенно-осадочный и осадочный. Последний достаточно хорошо коррелируется с известными выходами синхронных отложений на Малом Кавказе по составу слагающих пород и по фаунистическим комплексам. Ограниченность данных по синхронным отложениям в восточной Анатолии не позволяет провести более надежную между ними корреляцию.

Можно полагать, что в пространстве западнее Разданского глубинного разлома на Малом Кавказе и далее на запад до восточной Анатолии включительно развиты сингенетически сокращенные мощности и неполные по стратиграфическому интервалу отложения с выпадением ряда горизонтов карбона и перми.

Гораздо большее сходство устанавливается при сопоставлении с юго-восточной и западной Анатолией. Отметим также, что в данном разделе мы не останавливаемся на вопросе тектонической позиции вулканогенно-осадочных комплексов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. В пределах Малого Кавказа отложения верхнего палеозоя-триаса представлены следующими формациями: карбонатно-терригенной, карбонатной и угленосно-терригенной. Возраст их накоплений в пределах Приараксинской зоны определяется поздним девоном-ранним карбоном; ранней пермью-средним(?) триасом и поздним триасом, а в Анкаван-Зангезурской зоне - поздним девоном (франский ярус) и поздней пермью.

Таким образом, в этой зоне перерыв в осадконакоплении был более длительным и породы были подвержены более высокой степени регионального динамометаморфизма, а также термометаморфизму на контакте с субвулканическими андезито-базальтами эоценового возраста.

Вместе с тем имеется принципиальное сходство ассоциаций (главных типов) пород формаций, указывающее на сходные условия их накопления в обширном мелководном бассейне, который охватывает, очевидно, и зону, в современной структуре относящуюся к Кафанскому антиклинорию.

2. Детальное исследование минерального состава терригенных и карбонатных пород карбонатно-терригенной формации позволило наметить следующий комплекс минералов: кварц-циркон-турмалин-рутиловый. Этот комплекс минералов и их типоморфные особенности указывают на то, что они сформировались за счет переотложения продуктов додевонской или раннедевонской коры выветривания в условиях пенеппенизированной суши и интенсивной химической дифференциации.

3. Для пород карбонатной формации характерна кварц-амфибол-пироксеновая ассоциация минералов. По составу кластических минералов можно полагать, что размыву подвергались вулканы основного состава и метаморфические породы.

4. Породы угленосно-терригенной формации характеризуются кварц-циркон-турмалин-гранат-слюдистым комплексом минералов, который указывает, что размыву подвергались метаморфические и эффузивные породы и частично осадочные породы верхнего палеозоя.

5. Парагенез глинистых и неглинистых минералов, структурно-текстурные особенности пород указывают на три уровня постседиментационных изменений пород формаций обеих зон: ранний, позд-

ний катагенез и метагенез. Ранний и поздний катагенез фиксируется в обеих зонах одинаково. Метагенез проявляется различно. В Приараксинской зоне по глинистой основе развивается гидрослюда (мусковит $2M$ и парагонит $2M_I$); а в Зангезурской зоне — пирофиллит. Парагонит и пирофиллит развиваются по глинистой основе, сложенной моноклинным каолинитом и гидрослюдой $2M_I$ в самую позднюю стадию изменения пород. Эти минералы отражают переходные фации между нормально-осадочными и метаморфическими.

Парагонит и пирофиллит фиксируют весьма высокий уровень изменения пород, характерный для фаций зеленых сланцев.

ЛИТЕРАТУРА

- Агамалян В.А. О выделении свиты аполипаритовых порфироидов в Арзаканском кристаллическом массиве (АрмССР). Изв.АН АрмССР, Науки о Земле, т.21, № 5, 1968.
- Агамалян В.А. Докембрий-нижний палеозой. — В кн.: "Геология Армянской ССР", т.У. Литология. Ереван, Изд.АН АрмССР, 1974.
- Азизбеков Ш.А. Геология Нахичеванской АССР. Госгеолиздат, М., 1961.
- Азизбеков Ш.А., Агабеков М.Г. и др. История геологического развития. — В кн.: "Геология СССР", т.ХЛУП — Азербайджанская ССР, М., Недра, 1972.
- Азизбеков Ш.А., Гасанов Т.Аб., Рустамов М.И. Докембрий-кембрий. — В кн.: "Геология СССР", т.ХЛУП, М., Недра, 1972.
- Акульшина Е.П. Вещественный состав глинистой части пород палеозоя Сибирской и Русской платформ и его эволюция. Сиб. отд., Новосибирск. Наука, 1971.
- Аракелян Р.А. История геологического развития юго-западной части Армении в палеозойскую эру. Изв.АН АрмССР, серия физ.-мат.наук, т.IV, № 2, 1951.
- Аракелян Р.А. История нижнепалеозойского магматизма Армении. Зап.Арм.отд.ВМО, вып.I, 1959.
- Аракелян Р.А., Нисанян Г.Б., Петросов И.Х. Вещественный состав и условия образования бокситоносных пород древней коры выветривания среднего-верхнего карбона Армянской ССР. Изв.АН АрмССР, Науки о Земле, № 5, 1976.
- Белов А.А. К истории тектонического развития северной окраины Иранской эпибайкальской субплатформы на Малом Кавказе. Изв.АН СССР, сер.геологич.наук, № 10, 1968.
- Белов А.А. Стратиграфия и структура метаморфизованных и осадочных компонентов Анкаван-Зангезурского разлома в юго-восточной Армении. БМОИП, отд.геол., т.XV, № I, 1969.
- Белов А.А. Главные домезозойские зоны и история развития Среди-

земноморского пояса (тезисы доклада). М., 1978.

Белов А.А. Тектоническое развитие Альпийской складчатой области в палеозое. М., Наука, 1981.

Белов А.А., Моссаковский А.А., Соколов С.Д., Швальман В.А. Позднепалеозойско-раннемезозойское развитие Средиземноморского-Центрально-Азиатской ветви Тетиса. - В кн.: "Проблемы геодинамики Кавказа". М., Наука, 1982.

Бенеславский С.И. Конкреции в бокситах и бокситоносных формациях. - В кн.: "Конкреции и конкреционный анализ". Л., 1970.

Бушинский Г.И. Латерито-осадочная гипотеза происхождения бокситов. - В кн.: "Латериты". Докл. советских геологов. Международн. геологический конгресс, XII сессия, Недра, 1964.

Гулиев Р.Г., Джабраилов М.Ш., Зейналов М.Б., Шишаков В.Б. Условия размещения бокситовых образований СЗ части Шаруро-Джультфинского антиклинория (Малый Кавказ). ДАН СССР, т.206, № 1, 1977.

Гюмджян О.П. Об обнаружении пермских отложений в Зангезуре. (АрмССР). ДАН АрмССР, т. XXXV, № 5, 1963.

Дир А., Хаук Р., Зусман Дж. Породообразующие минералы. т. I-3, Мир, 1966.

Левен Э.Я. О бокситах в Нахичеванской АССР и их возрасте. Изв. высш. учебн. завед., "Геология и разв.", № 12, 1973.

Карпова Г.В. Глинистые минералы и их эволюция в терригенных отложениях. М., Недра, 1972.

Копелиович А.В. Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы. М., Недра, 1965.

Коссовская А.Г., Шутов В.Д., Дриц В.А. Глинистые минералы-индикаторы глубинного изменения терригенных пород. - В кн.: "Геохимия, минералогия, петрография осадочных пород". М., Изв. АН СССР, 1963.

Коссовская А.Г., Шутов В.Д. Фации регионального эпигенеза и

- метаморфизма. Изв.АН СССР, серия геолог., № 7, 1963.
- Коссовская А.Г., Дриц В.А. Вопросы кристаллохимической и генетической классификации слюдистых минералов осадочных пород. Тр.ГИН СССР, вып.221, 1971.
- Меликсетян Б.М., Багдасарян Г.П., Гукасян Р.Х. Изотопно-геохимические исследования эклогит-амфиболитов, ассоциирующих с офиолитами Севано-Амасийского пояса (Амасийский массив). Изв.АН АрмССР, Науки о Земле, т.37, №1, 1984.
- Никитина А.П. Древняя кора выветривания кристаллического фундамента Воронежской антеклизы и ее бокситоносность. М., Наука, 1964.
- Нисанян Г.Б. Средний-верхний палеозой. Триас - В кн.: "Геология АрмССР", т.У. Литология. Ереван. Изд.АН АрмССР, 1974.
- Нисанян Г.Б., Петросов И.Х. Глинистые породы карбонатно-терригенной формации верхнего девона-нижнего карбона АрмССР. Изв.АН АрмССР, Науки о Земле, № 2, 1975.
- Нисанян Г.Б., Петросов И.Х. Пирофиллит, парагонит и сопутствующие глинистые минералы в палеозойских отложениях Армянской ССР как индикаторы постседиментационных изменений. Изв.АН АрмССР, Науки о Земле, №5, 1980.
- Пейве А.В., Синицын В.М. Некоторые основные вопросы учения о геосинклиналях. Изв.АН СССР, сер.геол., № 4, 1950.
- Ронов А.Б., Мигдисов А.А. Основные черты геохимии элементов-гидролиз в процессах выветривания и осадконакопления. Геохимия, № 2, 1965.
- Ронов А.Б., Чирин Ю.П., Казанов Г.А., Ильюхина М.Н. Сравнительная геохимия геосинклинальных и платформенных осадочных толщ. Геохимия, № 8, 1965.
- Сатиан М.А. Офиолитовые прогибы Мезотетиса. Ереван. Изд.АН АрмССР, 1984.
- Симанович И.М. Эпигенез и начальный метаморфизм шокшинских кварцито-песчаников. М., Наука, 1966.

- Соколов С.Д. Тектонический меланж Амасийского района (Малый Кавказ). Геотектоника, № I, 1974.
- Степанов Д.Л. Стратиграфия Ирана. БМОИП, отд. геол., т. XIV (I), 1969.
- Стопли Р. Развитие южной континентальной окраины древнего Тетиса. - В кн.: "Геология континентальных окраин", т. 3, М., 1961.
- Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. М. Изд. АН СССР, т. т. I, II, 1961.
- Фурон Р. Введение в геологию и гидрогеологию Турции. Изд. Иностранной литературы, М., 1955.
- Хаин В.Е. Западный Эльбурс и впадины Центрального Ирана. - В кн.: "Тектоника Европы". М., Наука и Недра, 1964.
- Хокс Х.Е., Уэбб Дж. Геохимические методы поисков минерального сырья. М., Мир, 1964.
- Штёклин И. Древняя континентальная окраина в Иране. - В кн.: "Геология континентальных окраин". М., Мир, 1979.
- Assereto, R. Paleozoic Formations in Central Elburz (Iran) (Preliminary note). Riv. Ital. Paleont., v. LXIX, N 4, 1963.
- Brinkmann, R. The Geology of Western Anatolia. In "Geology and History of Turkey". Tripoli, Libya, 1971.
- Brinkmann, R. Geology of Turkey. Stuttgart, 1976.
- Davies, R.C., C.R. Jones, B. Hanzepour. Geology of the Masuleh Sheet (Northwest Iran). "Geol. Survey". Report N24, 1972.
- Flügel, H. Paleozoic rocks of Turkey in "Geology and History of Turkey". Tripoli, 1971.
- Ioder, H.S., H.P. Eugster. Synthetic and natural muscovites. Geochim., Cosmochim., 7, 225-280, 1955.
- Kamen-Kaye, M. A review of depositional history and Geological structure in Turkey, in "Geology and History Turkey", Tripoli, Libya, 1971.
- Pettijohn, F.L., L.C. Schultz. Sedimentary rocks, New-York, 1957. Quantitative. X-ray determination of some

aluminous clay minerals in rocks. Clay and minerals. Proceeding of the seventh National Conf. Pergamon Press, 1950.

- Stampfli, G.M. Etude geologique generale de l'Elburze oriental au S de Gambad-e-Qabus Iran N E. Univer. de Geneve, Section des Sciences de la Terre, 1978.
- Stepanov, D.L., Golschani F., Stoklin J. Upper Permian and Permian-Triassic boundary in North Iran. Geol. Surv. Iran, Rep. N 12, 1969.
- Sussli, P.E. The Geology of the Lower Haraz Valley Area, Central Alborz, Iran. Geol. Surv. of Iran, Rep. N 38, 1976.
- Velde, B. Experimental determination of muscovite polymorph stabilities. Amer. Mineral., 50, 436-449, 1965.
- Vogt, T. Geology and Petrology of the Sulitelma district. Norges Geol. Under Sokelse, N 121, Oslo, 1927.
- Weaver, C. Mixed-layer clays in Sedimentary rocks, Amer. Miner., 41, p. 220-221, 1956.
- Wolfart, R. Zur Entwicklung der palaozoischen Tethys in Vorderasien. Erdol und Kohle, N 3, 1967.

ПРЕДИСЛОВИЕ

1. РАСПРОСТРАНЕНИЕ ПАЛЕОЗОЙСКИХ И ТРИАСОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ	6
2. РЯДЫ ФОРМАЦИЙ	10
3. КАРБОНАТНО-ТЕРРИГЕННАЯ ФОРМАЦИЯ ПРИАРАКСИНСКОЙ ЗОНЫ	15
Главные типы пород	15
Терригенные породы	15
Карбонатные породы	39
Фосфориты и фосфоритоносные породы	47
4. ФОРМАЦИЯ ДРЕВНЕЙ ЛАТЕРИТОВОЙ (бокситоносной) КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ (средний-поздний карбон)	51
5. КАРБОНАТНАЯ ФОРМАЦИЯ ПРИАРАКСИНСКОЙ ЗОНЫ	61
Главные типы пород	61
Карбонатные породы	61
6. УГЛЕНОСНО-ТЕРРИГЕННАЯ ФОРМАЦИЯ (поздний триас) ...	74
Главные типы пород	74
Терригенные породы	74
7. ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ И МИНЕРАЛЬНЫЕ НОВООБРАЗОВАНИЯ	84
8. КАРБОНАТНО-ТЕРРИГЕННАЯ ФОРМАЦИЯ ЗОНЫ ЗАНГЕЗУРСКОГО ГЛУБИННОГО РАЗЛОМА	90
Главные типы пород	90
Терригенные породы	90
Карбонатные породы	104
9. КАРБОНАТНАЯ ФОРМАЦИЯ (пермь-средний триас)	108
Главные типы пород	108
Карбонатные породы	108
10. ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ И МИНЕРАЛЬНЫЕ НОВООБРАЗОВАНИЯ	124

II. УСЛОВИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ	I33
I2. КОРРЕЛЯЦИЯ	I62
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	I66
ЛИТЕРАТУРА	I68

Галина Багратовна Нисанян

ЛИТОЛОГИЯ СРЕДНЕ-ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ И
ТРИАСОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ АРМЯНСКОЙ ССР

Редактор издательства В. В. Амирханян

Художник Ю. Л. Аракелян

Тех. редактор Л. К. Арутюнян

Корректор В. Т. Симонян

ИБ № 1005

Сдано в производство 28.04.1986 г.,

подписано к печати 23.04.1986 г.

ВФ 06152. Формат 60х84 1/16.

Бумага № 2. Офсетная печать.

Печ. л. 11,01+2 вкл. Усл. печ. л. 10,7.

Учетно-изд. л. 10,7. Тираж 300 Зак. 345

Изд. № 6683. Цена 1 р. 55 к.

Издательство АН АрмССР, 375019, Ереван,
пр. Маршала Баграмяна 24 г.

Типография Издательства АН АрмССР,
378310, г. Эчмиадзин.