

Е. Л. АБРАМОВИЧ



ГЕНЕЗИС
ДОЛОМИТОВЫХ
ФОРМАЦИЙ
ЦЕНТРАЛЬНЫХ
КЫЗЫЛКУМОВ

АКАДЕМИЯ НАУК УЗБЕКСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ ИМ. Х. М. АБДУЛЛАЕВА

552.5:551.7

Е. Л. АБРАМОВИЧ

ГЕНЕЗИС КАРБОНАТНЫХ
(ДОЛОМИТОВЫХ) ФОРМАЦИЙ
СРЕДНЕГО ПАЛЕОЗОЯ ТАМДЫТАУ
(ЦЕНТРАЛЬНЫЕ КЫЗЫЛКУМЫ)



ИЗДАТЕЛЬСТВО „ФАН“ УЗБЕКСКОЙ ССР
Ташкент — 1972.

Генезис карбонатных (доломитовых) формаций среднего палеозоя (Центральные Кызылкумы). Абрамович Е. Л. Изд-во «Фан» УзССР, 1972 г. Табл. 22, рис. 11, библи. 109 назв.

В монографии дано литолого-стратиграфическое расчленение карбонатных формаций (D_1-C_2) горных гряд Мурунтау и Актау и их литолого-фациальная и геохимическая характеристика. В составе нерастворимого остатка карбонатных пород установлен ряд типоморфных минералов, использованных в фациальном анализе. Обосновано наличие доломитов первичного биогенного происхождения. Установлен факт избирательного осаждения меди, свинца и других микроэлементов в седиментационных доломитах, отличающихся наибольшей чистотой и характеризующихся повышенным содержанием органического углерода. Даются прогнозные рекомендации на нерудное сырье.

Книга рассчитана на широкий круг специалистов в области литологии и металлогении.

Ответственный редактор
акад. АН УзССР *В. И. ПОПОВ*

ПРЕДИСЛОВИЕ

Карбонатные формации среднепалеозойского возраста, широко распространенные на территории Узбекистана и сопредельных республик, с давних пор привлекают к себе внимание геологов, так как являются одним из главных месторождений рудных богатств Узбекистана, особенно полиметаллических руд и бокситов.

В изучении карбонатных формаций по степени детальности и широте исследований различных минералого-геохимических особенностей наметилась вполне определенная этапность. Так, до пятидесятых годов карбонатные формации палеозоя изучались лишь попутно, либо при геологическом картировании, либо в процессе поисков и разведки заключенного в них эндогенного оруденения. В последнем случае изучение карбонатных пород ограничивалось минералого-петрографическими исследованиями в объеме вмещающего руду пласта, горизонта, пачки. Специальные литологические исследования карбонатных толщ палеозоя начались с пятидесятых годов, после того, как в ряде районов республики были обнаружены и вступили в разведку размещающиеся в карбонатных толщах пластовые месторождения свинцовых руд предположительно осадочного генезиса (Приташкентский район—группа Калканатинских рудопроявлений, Джизакский район—месторождение Уччулач). Новый тип пластовых сингенетических свинцоворудных месторождений представлялся весьма перспективным (Уччулач; Хамрабаев, 1958) и требовал безотлагательного изучения. Перед геологами встала проблема выяснения условий локализации и закономерностей размещения пластовых месторождений в осадочных толщах. Назрела необходимость разработки комплексной методики изучения генезиса этих своеобразных месторождений, имеющих много сходных черт с вмещающими осадочными отложениями, и вооружения геологов-производственников надежными поисковыми признаками.

Вполне естественно, что в эти годы геологические организации, в том числе и Институт геологии АН УзССР, включили в программу своих работ выполнение специальных литологических исследований палеозойских рудоносных карбонатных толщ. В наших металлогенетических исследованиях, осуществленных в 1951—1957 гг., детальное изучение литолого-фациальных особенностей всей рудовмещающей карбонатной толщи D_{2+3} (с подстилающими базальными слоями) гsr Калканата являлось одним из главных звеньев в общем комплексе геолого-минералогических исследований, направленных на выяснение генезиса размещающегося в этой толще свинцового оруденения (Абрамович, 1968).

В течение 1957—1961 гг. К. А. Набиев по линии бывшего Узбекского геологического управления осуществил специальные литологиче-

ские исследования среднепалеозойской рудовмещающей карбонатной толщи Учкулачского рудного поля. В период 1957—1960 гг. изучением геологического строения и состава карбонатных толщ палеозоя При-ташкентского района занимался А. М. Ахмеджанов.

В последующие годы перед нами была поставлена задача продолжить начатое изучение литолого-фациальных особенностей карбонатных формаций среднего палеозоя Узбекистана и выявить их перспективы в отношении сингенетичной рудоносности, главным образом полиметаллической. Поэтому мы с 1961 г. приступили к детальному исследованию карбонатных формаций в Тамдынском палеозойском массиве, где они широко развиты и отличаются наиболее мощными и полными разрезами в Центральных Кызылкумах. В эти же годы Институтом геологии АН УзССР выполнялись здесь широкие комплексные геологические работы, возглавляемые И. Х. Хамрабаевым.

Данная работа представляет собой итог наших литологических исследований, выполненных в течение 1961—1965 гг. В ней излагаются результаты изучения литолого-фациальных особенностей и генезиса карбонатных формаций девона и нижнего карбона гор Мурунтау, а также карбонатных формаций гор Актау, возраст которых к настоящему времени принимается как D_1-C_2 . К сожалению, о результатах изучения нижнекаменноугольных карбонатных формаций, представленных известняковыми породами, мы смогли лишь упомянуть в заключении данной работы.

Полученные выводы основываются на результатах обработки и анализа свыше полутора тысяч образцов, отобранных нами по пяти разрезам общей мощностью около 6000 м. Все анализы (химические, около 350 шт., грануло- и рентгенометрические, термические и спектральные) выполнены в лабораториях и кабинетах Института геологии и геофизики им. Х. М. Абдуллаева АН УзССР.

Геологическое строение—стратиграфия, тектоника и основные черты петрологии и металлогении Тамдынских гор освещены во многих работах (Ахмеджанов и др., 1967, 1969; Аделунг и др., 1937; Гамалеев, Хамрабаев, 1958; Герасимов, Чихачев, 1932; Кустарникова, Рахматуллаев, 1967; Кушнар, 1940; Лихачев и др., 1961; Лихачев, Владимирский, 1961; Лихачев и др., 1963; Митгарц, 1948 а, 1948 б; Набиев и др., 1965; Пятков, Бухарин, Хайруллина, 1960; Пятков, Бухарин, 1962; Пятков, Пяновская, Бухарин, 1963; Бухарин и др., 1965; Пятков и др., 1967; Сабдюшев, Яскович и др., 1969; Соседко, 1939; Ким, Суздальский, 1965; Хамрабаев, 1958, 1964 а, 1964 б, 1969), поэтому мы опускаем описание геолого-структурных и петролого-металлогенических особенностей гор Тамды и излагаем результаты литолого-фациального изучения широко развитых здесь среднепалеозойских карбонатных формаций, особенно девонских доломитовых субформаций Кызылкумского региона.

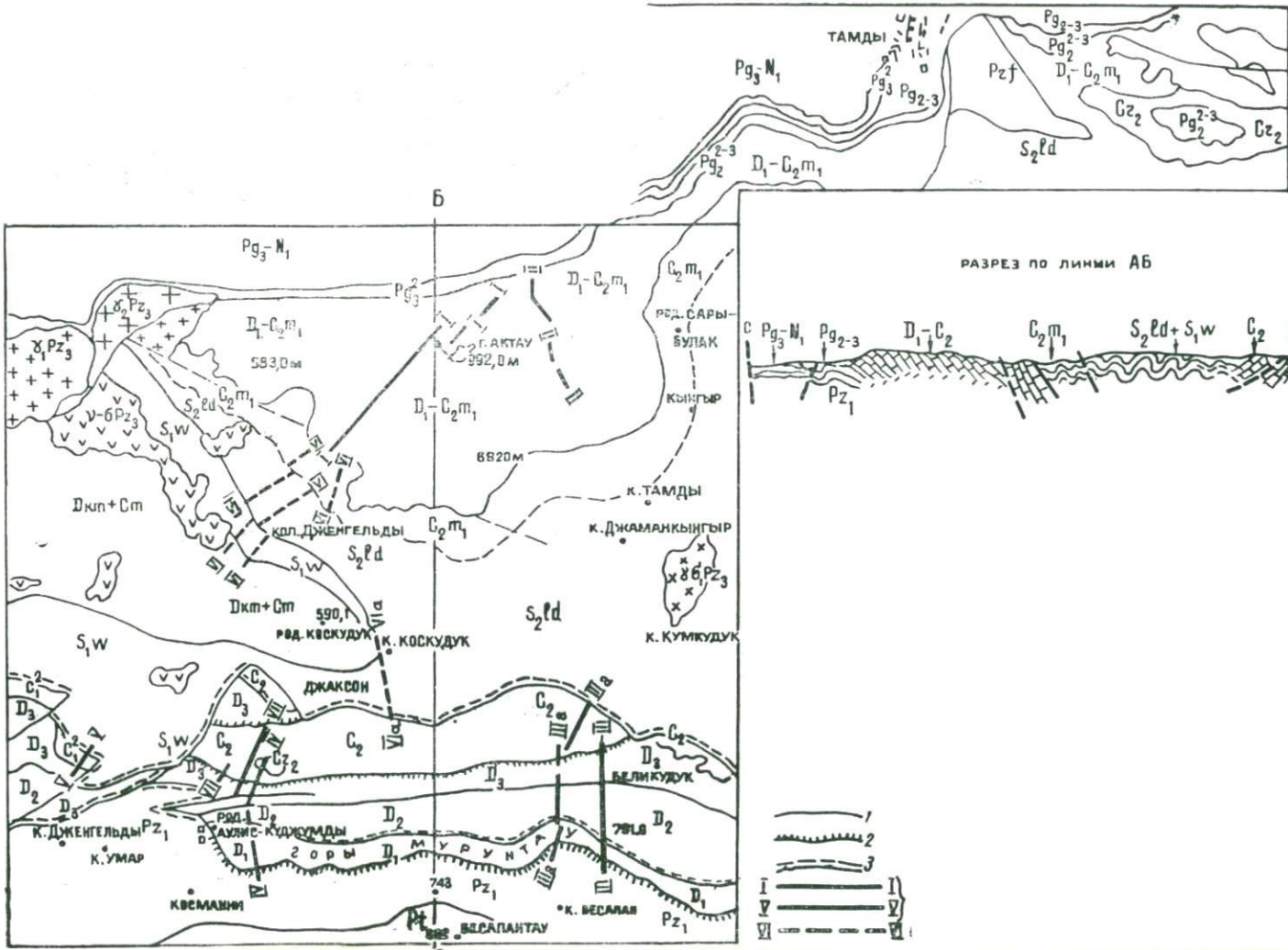
Глава I ГЕОТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ГОР АКТАУ И МУРУНТАУ И КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ ОБ ИСТОРИИ БИО- И ЛИТОСТРАТИГРАФИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ СЛАГАЮЩИХ ИХ КАРБОНАТНЫХ ФОРМАЦИЙ (D_1 — C_2)

Горы Актау палеозойского массива Тамды (рис. 1), согласно схемам геотектонического районирования, предложенным К. К. Пятковым и др. (1963—1967), находятся в пределах Тамдытауской структурно-фациальной подзоны Южного Тянь-Шаня, являющейся западным продолжением Туркестано-Алайской подзоны Алай-Кокшаальской структурно-фациальной зоны (Огнев, 1958). Средняя часть массива Тамдытау, включающая горную гряду Мурунтау, входит в состав Ауминза-Бельтауской структурно-фациальной подзоны, соответствующей Зарафшано-Туркестанской подзоне Алай-Кокшаальской структурно-фациальной зоны.

В соответствии с принимаемым нами геотектоническим районированием Средней Азии, по В. И. Попову (1938, 1960, 1964), Тамдынские горы размещаются в пределах Южно-Тянь-Шаньской междуядерной структурно-формационной зоны.

Девонские (D_1 — D_3) и каменноугольные карбонатные формации Тамдытау, слагающие горный массив Актау и горную гряду Мурунтау, характеризуются большими мощностями (свыше 2000 м) и значительной степенью глубинного диагенетического и метаморфического изменения. Они прорваны многочисленными дайками изверженных пород. Эти формации образовались в геосинклинальную стадию развития земной коры рассматриваемого региона, в зонах узких подводных поднятий (кордильеры), заложенных еще в додевонское время в Южно-Тянь-Шаньской междуядерной зоне. Названным подзонам свойствен компенсированный характер осадконакопления, благодаря чему в их пределах формировались карбонатные мелководные осадки значительной мощности. По классификации В. И. Попова, период их формирования соответствует среднераннему—среднепозднему этапам обобщенного трансгрессивно-регрессивного ритмического формационного ряда срединнотянь-шаньского ритмокомплекса (D_1^2 — C_2^2).

Горы Актау, расположенные в северной части Тамдытау (рис. 1), в структурно-тектоническом отношении представляют собой южное крыло брахиантиклинальной складки субширотного простирания, сложенной карбонатными породами девона—среднего карбона (Лихачев и др., 1961; Набиев и др., 1965). До исследований К. А. Набиева (1965) возрастные границы карбонатных формаций, слагающих горы Актау, определялись в широких пределах—от венлока—лудлова (Пятков и др., 1963), лудлова (Кушнар, 1940; Лихачев и др., 1961). М. Л. Рывкин и др. сопоставляли карбонатные формации гор Актау с карбонатными толщами Мурунтау и определяли их возраст как нерасчлененный девон—карбон.



В настоящее время на основании фауны (*Choristites* ex gr. *mosguensis* Fisch. и др.), собранной М. Х. Абдужаббаровой в верхней части известняковой толщи, лежащей над бокситовым горизонтом, эти известняки отнесены к среднему карбону (верхнебашкирский—нижнемосковский подъярусы неразделенные). Известняковая пачка, лежащая под бокситовым горизонтом, условно сопоставлена К. А. Набиевым и др. (1966) с верхневизейскими известняками Кокпатаса, Букантау и Мурунтау. Нижележащие карбонатные формации гор Актау условно расчленены ими на нижний, средний и верхний девон. В литологическом отношении отложения нижнего девона, по К. А. Набиеву, сложены доломитами мощностью 250 м, которые им параллелизуются по органическим остаткам *Ampirora* sp. (определения А. И. Лесовой) с нижедевонскими амфибировыми доломитами Мурунтау.

Отложения среднего девона К. А. Набиев расчленил на пять пачек. Первая и вторая представлены известняками, перемежающимися с доломитами, третья, четвертая и пятая сложены известняками.

Мы предложили несколько отличное от рассмотренной схемы литостратиграфическое расчленение карбонатных формаций гор Актау (Абрамович, 1966, 1969). Так, нижняя половина разреза сложена мощной (985 м) серией доломитовых пород, в том числе и доломитовыми мраморами. Известняки здесь имеют резко подчиненное развитие, встречаясь в нижней и средней частях разреза доломитовых формаций (рис. 2, 3).

На толще, сложенной существенно доломитовыми осадками, согласно залегают известняковые формации мощностью около 1050 м, по литолого-фациальным признакам (с учетом степени метаморфизации их) разделенные на две толщи. Нижняя, мощностью 635 м, состоит в основном из мраморизованных известняков. Она расчленена нами на пять пачек. Верхняя толща, мощностью 411 м, сложена криптокристаллическими и органогенно-детритусовыми известняками, в которых встречаются кремневые стяжения и многочисленные органические остатки, датирующие вмещающие их известняки нижнемосковским подъярусом. В основании этой толщи залегают линзы наждаков и бокситов (Соседко, 1933; Набиев, 1965, 1971).

Рис. 1. Схема геологического строения центральной части гор Тамды (по К. К. Пяткову, А. И. Бухарину, И. А. Пяновской и др., 1960, с использованием данных Ш. Ш. Сабдушева и др., 1969, О. И. Кима и др., 1965, А. И. Кима и др., 1969, С. З. Румянцевой, 1969, Ю. Ф. Баскакова и др., 1970).

Rg_3-N_1 —олигоцен—миоцен неразделенные; глины, алевролиты, песчаники; Rg_3^2 —средний олигоцен; глины, песчаники, гравелиты; Rg_2-3 —верхний эоцен—нижний олигоцен неразделенные; глины, песчаники, гравелиты; Rg_2^{2-3} —средний—верхний эоцен неразделенные; мергели, глины, гравелиты, C_2 pt_1 —средний карбон, нижнемосковский подъярус, шпировые формации (бывшая кыргырская свита), аргиллиты, алевролиты, песчаники, гравелиты, конгломераты, C_2 —средний карбон, башкирский, московский ярусы неразделенные; карбонатные формации (известняки); D_1-C_2 pt_1 —нижний девон—средний карбон, карбонатные формации гор Актау (доломиты, известняки); C_1^2 —нижний карбон, визейский ярус (верхневизейский подъярус), известняки, конгломераты; D_3 —верхний девон, известняки, доломиты; D_2 —средний девон, известняки, доломиты, кремневые стяжения, известняковые конгломераты, D_1 —нижний девон, доломиты, известняки, конгломераты; S_4 ld —верхний силур, лудлов (бывшая кыргырская свита), аргиллиты, известняки, алевролиты, песчаники, конгломераты; S_4 w —нижний силур—венлок (бывшая кыргырская свита), аргиллиты, алевролиты, песчаники, гравелиты, известняки, кремнистые породы; $D_{cm}+cm$ —докембрий+кембрий (бывшая балантауская свита), кремнистые породы, известняки, аргиллиты, алевролиты, песчаники, конгломераты, изверженные породы; Pz_1 —нижний палеозой нерасчлененный, сланцы, алевролиты, песчаники; Pt —протерозой нерасчлененный (ауминзинская и таскаганская свиты); сланцы, кремнистые породы, известняки, доломиты, мраморы; T_2 Pz_2+1 —граниты второй фазы, верхнепалеозойские; T_1 Pz_2+1 —гранодиориты первой фазы, верхнепалеозойские; T_1 Pz_2+1 —граниты первой фазы, верхнепалеозойские; I —граница нормального стратиграфического и интрузивного контактов; 2 —линия несогласного залегания отложений; 3 —линия тектонического контакта; 4 —линии последних разрезов, составленных Е. Л. Абрамович через карбонатные формации палеозоя гор Актау и Мурунтау; 5 —линии последних разрезов, составленных Е. Л. Абрамович через верхнесилурийские и верхнепалеозойские шпировые формации.

Горная гряда Мурунтау расположена в средней части палеозойского массива Тамдытау (рис. 1), вдоль (южнее) крупнейшего Боздонского разлома гор Тамды. В тектоническом отношении

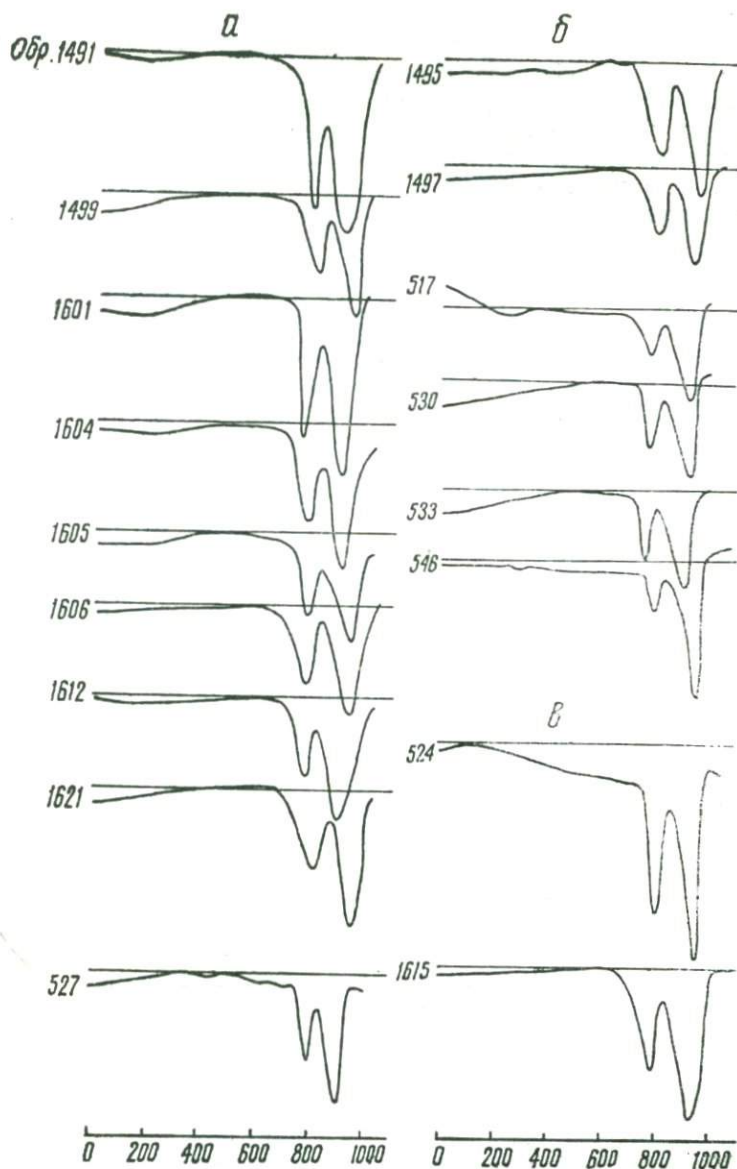


Рис. 2. Дифференциальные кривые нагревания доломитовых пород Актау.

а—тип 1-й—микро- и тонкозернистые доломиты; б—тип 2-й—неравномернoзернистые доломиты; в—тип 3-й—полностью перекристаллизованные доломиты.

описываемые горы представляют собой северное крыло Тасказганской антиклинали (Лихачев и др., 1961), субширотного простирания, сложенное карбонатными породами девона—среднего карбона. Отличительными особенностями их являются значительная мощность (девон

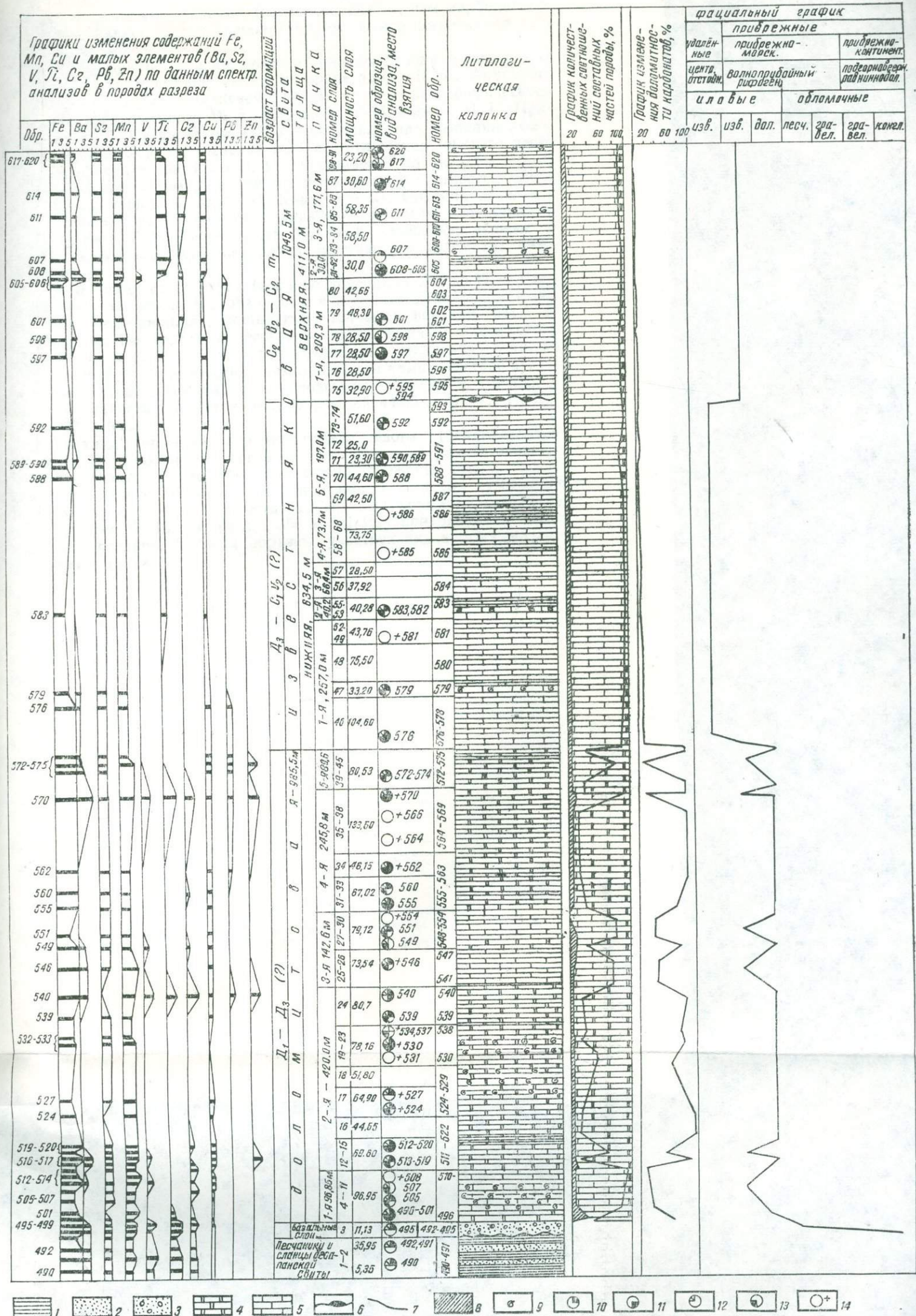


Рис. 3. Литограмма карбонатных формаций (D₁—C₂) гор Актау (западный, разрез).

1—сланцы; 2—песчаники; 3—конгломераты; 4—доломитовые породы и доломит; 5—известняки и кальцит; 6—поверхность контакта перекристаллизованных известняков (D₁—C₂?) с кринокристаллическими известняками (C₂), к которой в других участках приурочены линзы бокситов; 7—трансгрессивная натрагана; 8—нерастворимый остаток; 9—метаморфизованные органические остатки; 10—образцы, изученные в шлифах; 11—образцы, изученные в иммерсии; 12—образцы, подвергнутые спектральному анализу; 13—образцы, подвергнутые химическому анализу; 14—образцы, подвергнутые термическому анализу.

около 2000 м) и метаморфизация (несколько слабее, чем карбонатных формаций гор Актау). Среди карбонатных отложений встречаются дайки изверженных пород.

Литолого-фациальные особенности отложений девона с учетом фаунистической характеристики их в интерпретации В. А. Аникиной, А. И. Лесовой и З. С. Румянцевой (1959) и биостратиграфического расчленения, предложенного М. А. Аваковым, О. И. Кимом, П. Н. Подкопаевым и А. Л. Суздальским (1965), позволили нам выполнить биолитостратиграфическое расчленение их. Так, отложения нижнего девона (дженгельдинская свита, по П. Н. Подкопаеву) по литологическим признакам разделены нами на три подсвиты общей мощностью 330 м (максимальная мощность, по О. И. Киму, 370 м). Средний отдел девона представлен фаунистически охарактеризованными известняками эйфеля и живета. В восточной части Мурунтау известняки эйфеля с размывом, но без видимого несогласия залегают на доломитах нижнего девона.

В составе эйфельского яруса (южнобоздонская свита, по П. Н. Подкопаеву) нами выделены две различные в литолого-фациальном отношении подсвиты—нижняя мощностью 124 м, и верхняя—241,7 м. С размывом, но без видимого несогласия на известняках эйфельского яруса залегают известняки живета (аулие-куджумдинская свита, по П. Н. Подкопаеву). По литологическим признакам нами в составе аулие-куджумдинской свиты выделены две подсвиты—нижняя и верхняя с суммарной мощностью известняковых формаций 445,5 м (по О. И. Киму и др., 290—630 м).

Карбонатные формации верхнего отдела девона (беликудукская свита, по П. Н. Подкопаеву), согласно залегающие на разлистанных известняках верхней свиты среднего девона, сложены двумя, резко отличными в литолого-фациальном отношении подсвитами суммарной мощностью 602 м. Общая мощность карбонатных формаций девона по разрезу (см. рис. 6) 1618 м, из них 350 м (21,6%) приходится на долю доломитовых осадков, главным образом участвующих в строении разреза нижнего девона.

Глава II МЕТОДИКА ПОЛЕВЫХ И ЛАБОРАТОРНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Методика и объем полевых исследований. Изучение литолого-фациальных карбонатных формаций осуществлялось путем составления детальных послойных разрезов. При выборе местоположения разрезов учитывалась возможная степень метаморфизации изучаемых отложений, так как ставилась задача отделить минеральные образования собственно осадочных процессов (седиментогенеза, диагенеза) от минеральных новообразований последующего эпигенеза. Это позволило нам выделить фациально-литогенетические типы осадков. Разрезы составлялись по возможности вкрест простирания отложений в наиболее обнаженных участках по заранее выбранной линии с наименьшим количеством переносов. Общая протяженность разрезов карбонатных отложений девона — карбона гор Актау и Мурунтау равна 20 000 м, что соответствует около 6500 м истинной мощности указанных отложений. По разрезам отобрано около 1500 образцов.

При документации разрезов большое внимание уделялось изучению характера напластования пород. В рассматриваемых отложениях чаще наблюдается горизонтальная слоистость, изредка отмечается косая и линзовидная. Горизонтальная слоистость вызывалась, по-видимому, кратковременными перерывами в осадконакоплении.

Среди структур, запечатленных на плоскостях напластования карбонатных осадков, отмечены волновая рябь и рябь течений. В шлифах и на плоскостях контакта разнородных известняковых пород фиксируются узкие углубления, напоминающие ходы илоедов, выполненные копролитами.

Наблюдения над контактами различных литогенетических типов карбонатных пород показали наличие мелких подводных размывов, проявляющихся в виде карманообразных вдавливания верхнего слоя в нижний, а также надводных размывов, фиксируемых появлением в разрезе внутриформационных пластов карбонатных брекчий и конгломератов.

Большое внимание уделялось выяснению характера контактов и взаимопереходов между доломитами и известняками слагаемых ими толщ (средний девон (?) гор Актау и верхний девон гор Мурунтау). При этом в разрезе карбонатных формаций западной части возвышенности Актау установлены прихотливое распределение доломитовых участков среди известняков и общая внутрипластовая изменчивость степени доломитности пород.

Проводились наблюдения над органическими остатками. Отмечались степень сохранности фауны, сортировка детрита, его окатанность и т. д. Органические остатки хорошей сохранности сдавались специалистам на определение.

Изучалось отношение характерных типовых пород разреза к тектоническим деформациям путем замеров трещиноватости и фиксации складчатых и разрывных нарушений. Учитывалось отношение изучаемых пород к эпигенетической минерализации (условия залегания минерализованных участков, характер минерального выполнения трещин, общая интенсивность минерализации).

Методика и объем лабораторных исследований. В лабораторных условиях проводилось оптическое изучение пород в шлифах (около 600 шт.) и нерастворимого остатка карбонатных и смешанных обломочно-карбонатных пород в иммерсионных препаратах (около 200 шт.). Выполнен большой объем сокращенных химических анализов с определением количества CO_2 , CaO , MgO и нерастворимого остатка (около 350 шт.). В преобладающем количестве проб выявлялись потери при прокаливании и полуторные окислы. Десять образцов (девон) типовых разностей карбонатных и смешанных обломочно-карбонатных пород были подвергнуты полному силикатному анализу. Проанализировано двадцать контрольных проб (лаборатория САИГИМСа, руководитель Е. Т. Ильина, химик-аналитик Р. А. Цвет), показавших хорошую сходимость с результатами анализов тех же образцов (ИГиГ АН УзССР, химик-аналитик Н. И. Филатова).

Карбонатные и смешанные обломочно-карбонатные породы изучались также методами термического анализа (60 шт.) в лаборатории Института геологии и геофизики АН УзССР (ст. инженер Э. Е. Рабаева).

Минералогическое изучение нерастворимого остатка карбонатных и смешанных обломочно-карбонатных пород выполнялось нами в иммерсионных препаратах. Исследование пород осуществлялось с привлечением гранулометрического анализа. Последний производился ситовым методом с предварительной обработкой 5%-ным раствором соляной кислоты и последующим отмучиванием. Полученная в результате последующего ситового анализа алевритовая фракция разделялась бромформом на легкую и тяжелую, которые затем изучались в иммерсионных препаратах. Однако в связи с тем, что нерастворимый остаток, как правило, оказывался незначительным и к тому же сравнительно тонким и однородным по размерности, а выход тяжелой фракции небольшим, предварительное разделение на фракции по размерности было прекращено и тяжелая фракция изучалась полностью. Спределение структурных черт обломочных пород и терригенной примеси обломочно-карбонатных пород, как правило, производилось в шлифах с помощью рисовального прибора.

В небольшом объеме проведено изучение минерального состава собственно глинистой тонкодисперсной фракции размерностью $< 0,001$ мм. Сбор ее осуществлялся следующим образом. Карбонатная часть породы предварительно удалялась путем растворения ее в 5%-ной уксусной кислоте. Оставшаяся нерастворимая часть подвергалась отмучиванию. В дальнейшем из полученной тонкодисперсной фракции с размером частиц 0,01 мм готовились по методу М. Ф. Викуловой (1952) ориентированные препараты с размером частиц меньше 0,001 мм.

Оптические константы глинистых минералов изучались в ориентированных препаратах. Отобранная муть с размером частиц менее 0,001 мм анализировалась электронно-микроскопически и рентгенометрически. Некоторые данные минералогического изучения фракций с размером частиц $< 0,001$ мм отражены в этой работе.

Значительное место в лабораторных исследованиях занимал полуколичественный спектральный анализ пород (около 600 шт.), выполненный в лаборатории Института геологии и геофизики АН УзССР (руководитель М. Я. Камцон), результаты которого использованы для

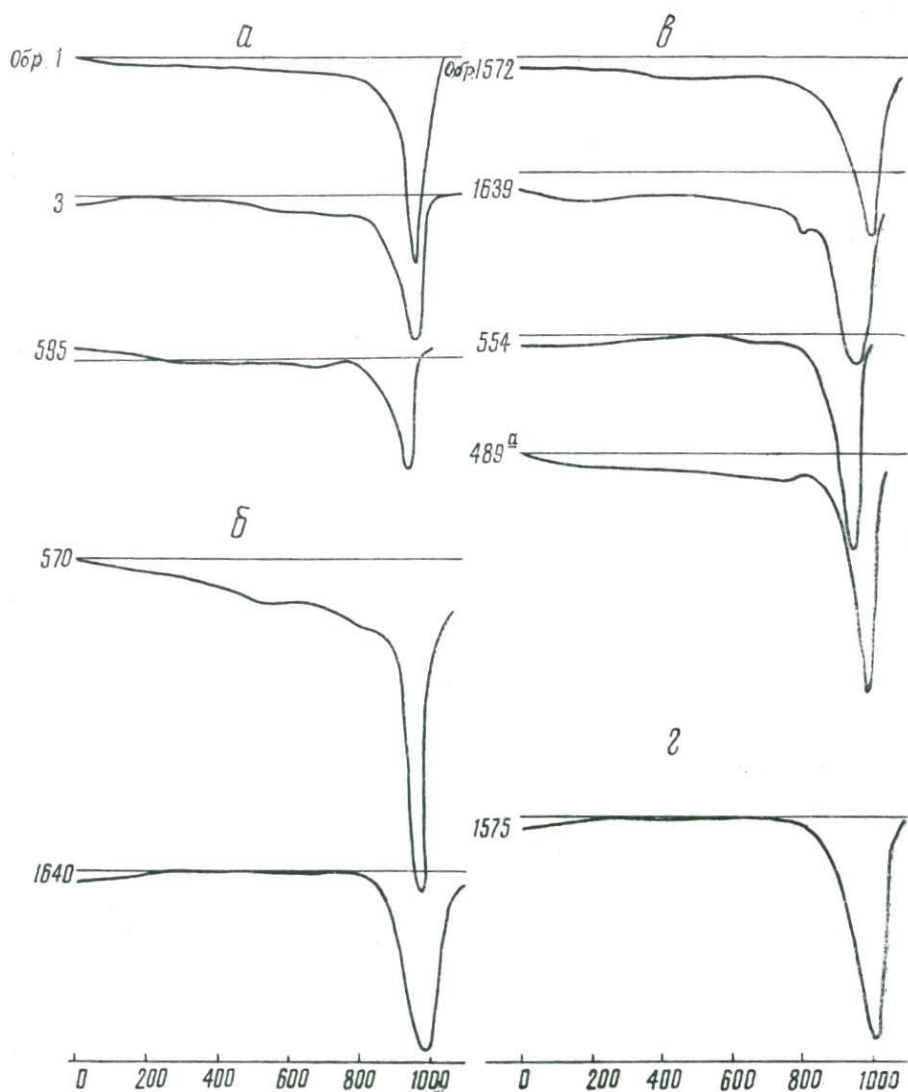


Рис. 4. Дифференциальные кривые нагрева известняков Актау.

a — тип 1-й — крипнокристаллические известняки; *б* — тип 2-й — микро- и тонкозернистые известняки; *в* — тип 3-й — неравномернозернистые известняки; *г* — тип 4-й — полностью перекристаллизованные известняки.

выявления закономерностей распределения Fe, Mn, Si и малых элементов в карбонатных формациях.

Систематизация материалов. Систематизация полученных полевых и лабораторных данных заключалась в следующем. Были пересчитаны на минералы результаты 330 химических анализов карбонатных пород. Для изученных (оптически и химически) образцов из различных свит составлены таблицы гранулометрического состава нерастворимой и

химико-минералогического состава растворимой частей пород. По данным спектральных анализов образцов — представителей различных литогенетических типов карбонатных пород (с учетом их возраста) с целью выявления закономерностей распределения в них Fe, Cu и малых элементов (Ba, Sr, Ti, V, Cr, Zr, Pb, Zn, Ni и др.) составлены таблицы. Для большей наглядности средние содержания указанных элементов представлены в виде соответствующих графиков. Сведены в таблицу данные по минеральному составу тяжелой фракции нерастворимого остатка различных литогенетических типов карбонатных пород, слагающих горы Актау и Мурунтау. Дополнительно расшифрованы и сгруппированы кривые нагревания карбонатных пород (рис. 2, 4, 7, 9).

Основным графическим материалом являются литограммы. Однако из пяти составленных нами литограмм по изученным карбонатным формациям девона-карбона в настоящей работе мы смогли поместить только две: литограмму карбонатных формаций гор Актау (западный разрез, рис. 3) и литограмму карбонатных формаций девона Мурунтау (разрез в районе кол. Бесапан — Беликудук, см. рис. 6).

Глава III ЛИТОЛОГИЯ И ФАЦИАЛЬНО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КАРБОНАТНЫХ ФОРМАЦИЙ ГОР АКТАУ

Литология карбонатных формаций, слагающих горы Актау, изучалась нами в двух пересечениях. Один разрез (рис. 3), охватывающий толщу в целом от базальных конгломератов до подошвы вышележащих их терригенных формаций верхнего палеозоя (C_2m_1), составлен в 1000 м западнее вершины Актау (правый склон Дженгельды, рис. 1), второй—в восточной части гряды Актау (в 2 км восточнее вершины). В него не вошли подоломитовые известняковые горизонты и венчающие известняковую свиту (Абрамович, 1969) темно-серые яснослоистые, криптокристаллические известняки.

Мощный (более 2000 м) разрез карбонатных формаций гор Актау сложен известняками (64% общей мощности разреза) и доломитами (36%), развитыми в нижней половине разреза.

Высокая степень метаморфизации карбонатных пород гор Актау вызвала также интенсивную перекристаллизацию заключенных в них органических остатков, большинство которых в настоящее время не определимо. Слабо метаморфизованными оказываются серые криптокристаллические яснослоистые известняки, залегающие в верхних частях разреза карбонатных формаций гор Актау. В основании этих известняков размещаются линзообразные тела наждаков и бокситов, а в самих известняках Х. Ю. Абдужаббаров (Набиев, 1966) обнаружены органические остатки *Choristites ex gr. mosguensis* Fisch. и др., позволившие отнести эти известняки к среднему карбону ($C_2b_2 + C_2m_1$). Возраст подстилающих мраморизованных известняков и доломитов определяется как нижнедевонский—нижнекаменноугольный (до верхнего визе).

Истинная мощность карбонатных формаций гор Актау, определенная нами, равна 2030 м. Эта цифра близка к величинам, приводимым для этих отложений К. К. Пятковым, А. К. Бухариним и др. (1963)—2100 м и К. А. Набиевым (1965)—2300 м. Ю. А. Лихачев и др. (1961, 1963) считают мощность карбонатных формаций гор Актау равной 1500 м.

ЛИТОСТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ ОСАДОЧНЫХ ФОРМАЦИЙ ГОР АКТАУ (D_1-C_2)

В результате литолого-фациального изучения карбонатные формации гор Актау расчленены нами на следующие литостратиграфические единицы.

Разрез I—I, составленный в западной части центрального массива Актау, в 1000 м западнее одноименной вершины (рис. 3).

Базальные слои. В подножии северного склона гряды Актау, примерно в центральной ее части, наблюдается трансгрессивное налегание оса-

дочных формаций девона-карбона на песчано-сланцевые отложения нижнего палеозоя (?). Базальные слои представлены кварцево-роговиковыми конгломератами, перекрытыми алевролитами. Мощность конгломератов равна 10,0 м. По данным К. К. Пяткова, А. К. Бухарина и др. (1963), она составляет 5,6 м, Ю. А. Лихачева, С. С. Шульца и др. (1961, 1963)—2,0 м. Конгломераты с очень небольшим угловым и азимутальным несогласием (азимут падения юго-восточный—170°, \angle 18°) перекрывают песчано-сланцевые отложения нижнего палеозоя (азимут падения юго-восточный—165°, \angle 22°). Мощность слоя алевролитов, залегающих на конгломератах, равна 0,43 м.

Вышележащие карбонатные отложения расчленяются на две «свиты». Верхняя сложена известняками, нижняя—доломитами (слои 5—45). В строении доломитовой «свиты» выделяются следующие пачки пород.

П а ч к а 1-я (слои 4—11) сложена известняками (слои 5—11), имеющими в основании довольно мощный (12,85 м) слой (4) известковистых доломитов, лежащих непосредственно на базальных слоях. Они представляют собой светло-серые, яснокристаллические, толстоплитчатые породы, содержащие в своем составе до 15% кальцита (рис. 3, слой 4, табл. 1, обр. 496). Высокое содержание нерастворимого остатка в некоторых участках этих доломитов, достигающее 11,57% (табл. 1, обр. 496), объясняется примесью песчаных зерен кварца. Мощность слоя доломитовых пород 12,85 м.

На доломитах лежит пачка то светло-серых, то более темно-серых полосчатых известняков (слои 5—11), горизонтальнослоистых, преимущественно тонкоплитчатых. В нижних слоях пачки в составе известняков в заметных количествах (до 12—13%) присутствует доломит (табл. 2, обр. 499), в средних слоях содержание его падает до 4,9—2,47% (обр. 501, 505). В верхних (слой 11, обр. 507) он совсем не установлен. В известняках содержатся включения нацело перекристаллизованных органических остатков (амфипоры и др.). Мощность пачки 96,8 м.

П а ч к а 2-я (слои 12—24) сложена светло-серыми, почти белыми, изредка темно-серыми перекристаллизованными доломитами. Они, как правило, яснослоистые, средне- и толстоплитчатые, редко тонкоплитчатые и массивные. В нижних слоях пачки доломитовые породы, залегающие на известняках, содержат высокую примесь кальцита (около 31%). Отличительной чертой доломитовых пород является неустойчивое и порой сравнительно низкое содержание в них доломита (60—86%) как по мощности пачки, так и в пределах одного пласта. Кальцит присутствует в значительном количестве, достигая 30—37%, в средних частях пачки (слой 19, обр. 530), а в некоторых участках содержание его настолько возрастает (55%), что порода переходит в известняк (слой 13а, обр. 514; табл. 2). Эти факты свидетельствуют о тесной генетической связи доломитовых пород с известняками. В верхней части пачки доломиты изобилуют нацело перекристаллизованными остатками *Amphiroga* sp. Мощность пачки 420 м.

П а ч к а 3-я (слои 25—30) сложена светло-серыми и белыми мраморизованными известняками, содержащими прослой розовато-белых мраморизованных доломитов (слой 27). Известняки, как правило, содержат высокую примесь доломита—33% (табл. 2, обр. 546), т. е. являются доломитистыми и доломитовыми. В прослое розовых доломитовых пород содержание доломита достигает 77% (табл. 1, обр. 549). Известняки преимущественно толсто- и средне-плитчатые, иногда массивные, с неясно выраженными элементами залегания. Преобладающая

Гранулометрический состав нерастворимой и химико-минерало-

«Свита»	Толща	Пачка	Номер слоя	Номер образца	Содержание основных номенклатурных фракций, в весовых % к нерастворимому остатку			Процентное содержание		
					То же, к породе			нерастворимой в 10% HCl части породы	растворимой в 10% HCl части породы	
					песок 1-0,1 мм	алеврит 0,1-0,01 мм	пелит 0,01 и < мм			
Доломитовая	Доломитовая	1-я	4	496	$\sum \frac{100}{11,57}$			11,57	87,58	
			11							
			2-я	12	512	$\sum \frac{100}{7,78}$			7,78	92,27
				13	513	$\sum \frac{100}{5,29}$			5,29	93,91
				14	517	$\sum \frac{100}{4,61}$			4,61	94,86
				15	519	$\frac{100}{2,08}$			2,08	97,37
				15	520	$\frac{100}{3,24}$			3,24	96,25
				17	524	$\frac{100}{2,01}$			2,01	95,50
				19	530	$\frac{100}{1,20}$			1,20	97,39
				20	532	$\sum \frac{100}{7,23}$			7,23	92,52
					534	$\frac{100}{1,59}$			1,59	98,63
		24		539	$\frac{100}{0,66}$			0,66	98,74	
				537	$\frac{100}{3,20}$			3,20	95,64	
		3-я		27	549	$\sum \frac{100}{9,69}$			9,69	91,23
				4-я	31	555	$\sum \frac{100}{5,34}$			5,34
		34	562		$\frac{100}{2,90}$			2,90	96,69	
		5-я	41	572	$\frac{100}{3,64}$			3,64	95,23	
			42	574	$\frac{100}{2,80}$			2,80	94,53	
			45	576	$\frac{100}{2,70}$			2,70	97,62	
		Средние значения							4,31	94,99

Химический состав растворимой частей доломитовых пород Актау

Химико-минералогический состав растворимой в 10% HCl части породы, в весовых % к породе		Наименование породы
CaCO ₃ (кальцит)	CaMg(CO ₃) ₂ (доломит)	
14,68	72,90	Доломит (72,90%) известковистый (14,68%) с терригенной примесью (11,57%)
30,94	61,33	Доломит (61,33%) известковый (30,94%) с терригенной примесью (7,78%)
13,09	80,82	Доломит (80,82%) известковистый (13,09%) с терригенной примесью (5,29%)
24,27	70,56	Доломит (70,56%) известковистый (24,27%) с терригенной примесью (4,61%)
1,49	95,88	Доломит (95,88%) с кальцитом (1,49%) и терригенной примесью (2,08%)
13,59	82,66	Доломит (82,66%) известковистый (13,59%) с терригенной примесью (3,24%)
4,97	90,53	Доломит (90,53%) с кальцитом (4,97%) и терригенной примесью (2,01%)
37,02	60,37	Доломит (60,37%) известковый (37,02%) с терригенной примесью (1,20%)
30,69	61,83	Доломит (61,83%) известковый (30,69%) с терригенной примесью (7,23%)
11,77	86,86	Доломит (86,86%) известковистый (11,77%) с терригенной примесью (1,59%)
14,78	83,80	Доломит (83,80%) известковистый (14,78%) с терригенной примесью (0,66%)
16,83	78,81	Доломит (78,81%) известковистый (16,83%) с терригенной примесью (3,20%)
14,24	76,99	Доломит (76,99%), известковистый (14,24%) с терригенной примесью (9,69%)
19,09	75,29	Доломит (75,29) известковистый (19,09%), окварцованный (5,34%)
10,18	86,51	Доломит (86,51%) известковистый (10,18%) с терригенной примесью (2,90%)
15,35	79,88	Доломит (79,88%) известковистый (15,35%) с терригенной примесью (3,64%)
15,09	79,44	Доломит (79,44%) известковистый (15,09%) с терригенной примесью (2,80%)
13,59	84,04	Доломит (84,04%) известковистый (13,59%) с терригенной примесью (2,70%)
16,17	78,25	

Примечание. Разделение обломочного материала на фракции по крупности зерна производилось в шлифах.

Гранулометрический состав нерастворимой и химико-минеральной

Свита*	Толща	Пачка	Номер слоя	Номер образца	Содержание основных номенклатурных фракций, в весовых % к нерастворимому остатку			Процентное содержание	
					То же, к породе			нерастворимой в 10% HCl части породы	растворимой в 10% HCl части породы
					песок 1-0,1 мм	алеврит 0,1-0,01 мм	илит 0,01 и < мм		
Доломитовая	Доломитовая	1-я	6	499	$\sum \frac{100}{4,13}$			4,13	95,23
			7	501	$\sum \frac{100}{5,02}$			5,02	93,72
Доломитовая	Доломитовая	1-я	10	505	$\frac{100}{3,24}$			3,24	95,84
			11	507	$\sum \frac{100}{6,21}$			6,21	93,05
		2-я	13	514	$\frac{100}{2,20}$			2,20	96,92
			25	546	$\frac{16,6}{0,98}$	$\frac{83,4}{5,00}$	7,15		92,33
		3-я	29	551	$\sum \frac{100}{0,75}$			0,75	98,89
			39	570	$\frac{26,8}{3}$	$\frac{44,7}{5}$	$\frac{28,5}{3,19}$	11,19	
		5-я	41a	573	$\sum \frac{100}{5,40}$			5,40	95,09
			1-я	47	579	$\frac{100}{1,58}$			1,58
		2-я		53	583	$\frac{100}{2,66}$			1,66
			5-я	70	558	$\frac{100}{3,21}$			3,21
71	589	$\frac{100}{8,22}$			8,22	92,35			
71	590	$\sum \frac{100}{4,46}$			4,46	95,01			
73	592	$\sum \frac{100}{5,42}$			5,42	93,79			
Известняковая	Нижняя	5-я	70	558	$\frac{100}{3,21}$			3,21	96,10
			71	589	$\frac{100}{8,22}$			8,22	92,35
			71	590	$\sum \frac{100}{4,46}$			4,46	95,01
			73	592	$\sum \frac{100}{5,42}$			5,42	93,79

логический состав растворимой частей известняков Актау

Химико-минералогический состав растворимой в 10% HCl части породы, в весовых % к породе		Наименование породы
CaCO ₃ (кальцит)	CaMg(CO ₃) ₂ (доломит)	
82,61	12,62	Известняк (82,61%) доломитистый (12,62%) с терригенной примесью (4,13%)
88,78	4,94	Известняк (88,78%) с доломитом (4,94%) и терригенной примесью (5,02%)
93,37	2,47	Известняк (93,37%) с доломитом (2,47%) и терригенной примесью (3,24%)
93,05	—	Известняк (93,05%) с терригенной примесью (6,21%)
55,10	41,82	Известняк (55,10%) доломитовый (41,82%) с терригенной примесью (2,20%)
59,14	33,19	Известняк (59,14%) доломитовый (33,19%) с терригенной примесью (5,98%)
79,35	19,54	Известняк (79,35%) доломитистый (19,54%) с терригенной примесью (0,75%)
83,44	3,26	Известняк (83,44%) с доломитом (3,26%), песком (3%), алевритом (5%) и пелитом (3,19%)
88,31	6,78	Известняк (88,31%) с доломитом (6,78%) и терригенной примесью (5,40%)
90,79	7,61	Известняк (90,79%) с доломитом (7,61%) и терригенной примесью (1,58%)
95,07	2,98	Известняк (95,07%) с доломитом (2,98%) и терригенной примесью (1,66%)
94,06	1,14	Известняк (94,06%) с доломитом (1,14%) и терригенной примесью (3,21%)
81,08	11,27	Известняк (81,08%) доломитистый (11,27%), окварцованный (8,22%)
91,62	3,39	Известняк (91,62%) с доломитом (3,39%) и терригенной примесью (4,46%)
93,62	0,17	Известняк (93,62%) с терригенной примесью (5,42%)

«Свита»	Толща	Пачки	Номер слоя	Номер образца	Содержание основных номенклатурных фракций, в весовых % к нерастворимому остатку			Процентное содержание	
					То же, к породе			нерастворимой в 10% HCl части породы	растворимой в 10% HCl части породы
					песок, 1-0,1 мм	алеврит 0,1-0,01 мм	пелит < 0,01 мм		
Известняк-овая	Верхняя	Известняки, вмещающие наждаки		489а		$\frac{100}{0,88}$		0,88	98,08
				489		$\Sigma \frac{100}{3,15}$		3,15	96,57
		1-я	77	597		$\frac{100}{3,29}$		3,29	96,49
			78	598		$\frac{100}{3,08}$		3,08	96,41
			79	601	Окремнение ¹			11,50	88,55
		2-я	81	605		$\frac{100}{1,61}$		1,61	98,28
			81	606		$\frac{100}{3,08}$		3,08	96,67
			81	608		$\frac{100}{1,63}$		1,63	98,63
		3-я	85	611		$\frac{100}{2,16}$		2,16	97,26
			87	614		$\frac{100}{3,98}$		3,98	95,97
			90	617		$\frac{100}{3,58}$		3,58	95,89
			91	620		$\frac{100}{2,44}$		2,44	95,30
				622		$\Sigma \frac{100}{2,32}$		2,32	96,11
				3		$\frac{100}{40,58}$		40,58	59,42
				1		$\frac{100}{2,66}$		2,66	97,30
					Средние значения ¹			94,01	4,29

¹ Данные по окремненным известнякам не учтены при подсчете средних со

Примечание. Разделение обломочного материала на фракции по крупности

структура как известняковых, так и доломитовых пород неравномерно-зернистая. Мощность пачки 142,6 м.

Пачка 4-я (слои 31—38) состоит из серых и светло-серых доломитов, перекристаллизованных, неравномернозернистых, часто обладающих массивным сложением, редко толстоплитчатых. Содержание до-

Химико-минералогический состав растворимый в 10% HCl части породы, в весовых % к породе		Наименование породы
CaCO ₃ (кальцит)	CaMg(CO ₃) ₂ (доломит)	
95,83	2,97	Известняк (95,83%) мраморизованный с доломитом (2,97%) и терригенной примесью (0,88%)
96,57	—	Известняк мраморизованный (96,57%) с терригенной примесью (3,15%)
89,86	6,63	Известняк (89,86%) с доломитом (6,63%) и терригенной примесью (3,29%)
95,95	0,46	Известняк (95,95%) с доломитом (0,46%) и терригенной примесью (3,08%)
85,62	2,93	Известняк (85,62%) с доломитом (2,93%), окремненный
98,04	0,24	Известняк (98,04%) с доломитом (0,24%) и терригенной примесью (1,61%)
92,15	4,52	Известняк (92,15%) с доломитом (4,52%) и терригенной примесью (3,08%)
97,17	1,46	Известняк (97,17%) с доломитом (1,46%) и терригенной примесью (1,63%)
93,87	3,39	Известняк (93,87%) с доломитом (3,39%) и терригенной примесью (2,16%)
92,21	3,76	Известняк (92,21%) с доломитом (3,76%) и терригенной примесью (3,96%)
91,12	4,77	Известняк (91,12%) с доломитом (4,77%) и терригенной примесью (3,58%)
92,96	2,34	Известняк (92,96%) с доломитом (2,34%) и терригенной примесью (2,44%)
92,00	4,11	Известняк (92,00%) с доломитом (4,11%) и терригенной примесью (2,32%)
59,42	—	Известняк (59,42%) песчано-алевритовый (40,58%)
97,30	—	Известняк (97,30%) с терригенной примесью (2,66%)
88,2	5,16	

держаний.

зерна производилось в шлифах.

ломита в них колеблется от 75 до 86% (табл. 1, обр. 555—562), т. е. доломитовые образования являются в той или иной мере известковистыми (содержащими в своем составе кальцит свыше 10%). Мощность пачки 245,8 м.

Пачка 5-я (слои 39—45) представлена доломитами, переслаивающимися с известняками. Породы обладают светло-серой, почти белой окраской, мраморизованные, имеют массивное, либо толстоплитчатое сложение. При ударе молотком разбиваются на мелкие осколки перпендикулярно напластованию. Доломиты известковистые, содержат кальцит в количестве 13—15% (табл. 1, обр. 572, 576). Известняки отличаются сравнительно высоким содержанием кальцита—88—90% (табл. 2, обр. 573). Мощность пачки 80,6 м.

Общая мощность карбонатных пород, слагающих доломитовую «свиту», 985,5 м, мощность доломитовых пород, участвующих в строении доломитовой «свиты», 741,00 м, что составляет 75,3% общей мощности. На долю известняков приходится 243,7 м или 24,7% общей мощности.

Известняковая свита сложена исключительно известняками, характеризующимися высоким содержанием в них кальцита, в единичных образцах составляющих менее 90% (табл. 2, обр. 589, 597), и невысоким—доломита (ср. содержание 5,1%) и терригенного материала (ср. содержание 4,29%). Фиксируемый в единичных образцах нерастворимый остаток, достигающий 8—11% (табл. 2, обр. 588, 601), объясняется окремнением породы.

В связи со значительным постоянством литологического состава и частой перемежаемостью прослоев известняков, отличающихся только окраской и сложением (тонко-средне- и толстоплитчатыми), в основу предлагаемого расчленения на пачки положены не только макропризнаки, но и структурные особенности известняков, по которым они объединяются в группы, слагающие пачки, занимающие определенное стратиграфическое положение. В результате известняковая «свита» расчленена на две толщи.

Нижняя толща сложена мраморизованными известняками, преимущественно светлой, серой и белой окраски. Под микроскопом они в большинстве оказываются перекристаллизованными и часто обладают мелкозернистой и неравномернозернистой гранобластовой структурой. Верхняя толща состоит из известняков преимущественно криптокристаллической структуры, обладающих серой и темно-серой окраской и тонкоплитчатым сложением. В подчиненном количестве среди них встречаются прослои и маломощные пачки мраморизованных известняков светлой окраски—белой и красновато-розовой (слои 81—82).

Названные толщи известняковой «свиты» расчленяются на следующие пачки (рис. 3).

Нижняя толща известняковой «свиты» (слои 46—74). Пачка 1-я (слои 46—52) представлена мраморизованными известняками белого и светло-кремового цвета, средне- и тонкоплитчатыми, содержащими прослои серых, порой темно-серых, тонкослонистых известняков. Под микроскопом наблюдается преимущественно полнокристаллическая мелко- и среднезернистая гранобластовая структура. Мощность пачки 257,00 м.

Пачка 2-я (слои 53—55) сложена серыми, светло-серыми и белыми тонкоплитчатыми известняками, в отдельных прослоях содержащими нацело перекристаллизованные органические остатки. Под микроскопом обнаруживается неравномернозернистая гранобластовая структура. Мощность пачки 40,2 м.

Пачка 3-я (слои 56—57) представлена белыми мраморизованными, мелкозернистыми известняками, обладающими тонко- и среднеплитчатым сложением. Мощность пачки 66,4 м.

Пачка 4-я (слои 58—68) состоит из белых мраморизованных известняков мелко- и среднезернистой гранобластовой структуры, переслаивающихся с тонкозернистыми серыми и темно-серыми известняками тонко- и среднеплитчатого сложения. Мощность пачки 73,7 м.

Пачка 5-я (слои 69—74) сложена светло-серыми и сиреневато-серыми тонкоплитчатыми известняками, содержащими прослои и маломощные пачки белых мраморизованных известняков. Под микроскопом и у тех и у других разновидностей известняков обнаруживается неравномернозернистая гранобластовая структура. Мощность пачки 197,0 м.

Мощность нижней известняковой толщи 634,5 м.

Верхняя толща известняковой «свиты» (слои 75—91). Пачка 1-я (слои 75—80) сложена темно и светло-серыми известняками, обладающими в отличие от подстилающих перекристаллизованных известняков нижней толщи преимущественно криптокристаллической структурой. Эти известняки тонко- и реже толстоплитчатые. Среди них в подчиненном количестве встречаются перекристаллизованные мраморизованные известняки почти белой окраски и толстослоистого сложения. В некоторых слоях наблюдаются мелкие включения кремневых стяжений (слой 79, обр. 601). Мощность пачки 209,3 м.

Пачка 2-я (слои 81—82) представлена белыми мраморизованными известняками мелкозернистой структуры, тонко- и среднеплитчатого сложения. Заканчивается она серыми и темно-серыми известняками. Мощность пачки 30,0 м.

Пачка 3-я (слои 83—91) состоит преимущественно из темно-серых криптокристаллических известняков тонко- и среднеплитчатого сложения, изобилующих метаморфизованными органическими остатками. В средней части известняки становятся более светлыми, иногда белыми (слои 85—87), в нижней — темно-серыми, тонкогоризонтальнослоистыми. Они содержат многочисленные метаморфизованные органические остатки, наблюдаются мелкие кремневые стяжения.

Мощность пачки 171,6 м.

Мощность верхней толщи известняковой «свиты» 411,0 м, в целом известняковой «свиты» — 1045,5 м. Полная мощность карбонатных формаций, слагающих горы Актау, по изученному разрезу — 2031 м. Суммарная мощность доломитов 742 м, что составляет 36,5% общей мощности разреза, 1289,3 м (63,5%) приходится на известняки.

Разрез II—II, составленный в восточной части центрального массива Актау, в 2 км восточнее одноименной вершины. Здесь базальные слои и нижняя часть разреза карбонатных формаций гор Актау, сложенная в западной части центрального массива известняками с пластом доломитов в основании, закрыты молодыми отложениями. Нижняя «свита» в этом районе представлена мощной толщей доломитов, не содержащих прослоев и линз известняков.

Нижняя «свита» — доломитовая (слои 1—30). В нижней половине доломитовой толщи встречаются многочисленные линзообразные включения нацело метаморфизованных органических остатков. По внешнему облику доломитов, их вещественному составу и структурным особенностям в доломитовой «свите» выделены следующие пачки.

Пачка 1-я (слои 1—7) сложена светло-серыми, почти белыми мраморизованными доломитами. В нижней половине ее развиты доломиты тонкокристаллической структуры, в верхней — доломиты перекристаллизованные, с мелко- и среднезернистой мозаичной структурой. Доломитовые породы отличаются высоким и однородным содержанием в них доломита—90% (табл. 3), примесь кальцита составляет около

Гранулометрический состав нерастворимой и химико-минерало

Возраст формации	Свита*	Толща	Пачка	Номер слоя	Номер образца	Содержание основных но- менклатурных фрак- ций, в весовых % к нераствори- мому остатку			Процентное содержание	
						То же, к породе			нераство- римой в 10% HCl части породы	раствори- мой в 10% HCl части породы
						песок 1—0,1 мм	алеврит 0,1— —0,01мм	пелит 0,01 и < мм		
Нижний— верхний девон	Доломитовая	Доломитовая	1-я	1	1491		$\frac{100}{2,48}$		2,48	97,70
				3	1493		$\frac{100}{1,52}$		1,52	98,12
				4	1494	Σ	$\frac{100}{2,15}$		2,15	90,08
Нижний—верхний девон	Доломитовая	Доломитовая	1-я	5	1495	Σ	$\frac{100}{3,12}$		3,12	96,92
				6	1497	Σ	$\frac{100}{2,46}$		2,46	96,85
			2-я	8	1498		$\frac{100}{1,36}$		1,36	99,11
				8	1499		$\frac{100}{2,14}$		2,14	97,06
				8	1500		$\frac{100}{1,79}$		1,79	98,77
				8	1601		$\frac{100}{2,04}$		2,04	97,36
				11	1603	Окремнение		7,79	92,01	
				12	1605		$\frac{100}{1,15}$		1,15	98,81
				13	1606		$\frac{100}{1,94}$		1,94	97,95
				14	1611	Σ	$\frac{100}{1,69}$		1,69	98,23
				16	1613		$\frac{100}{4,81}$		4,81	35,08
				17	1614	Σ	$\frac{100}{2,54}$		2,54	97,26
				18	1615		$\frac{100}{1,60}$		1,60	98,48
				3-я	19	1616		$\frac{100}{1,85}$		1,85
			20		1618	Окремнение		10,80	89,21	

Химический состав растворимой частей доломитовых пород Актау

Химико-минералогический состав растворимой в 10% HCl части породы, в весовых % к породе		Наименование породы
CaCO ₃ (кальцит)	CaMg(CO ₃) ₂ (доломит)	
8,59	89,11	Доломит (89,11%) с кальцитом (8,59%) и терригенной примесью (2,48%)
8,09	90,03	Доломит (90,03%) с кальцитом (8,09%) и терригенной примесью (1,52%)
7,14	89,94	Доломит (89,94%) с кальцитом (7,14%), слабо окварцованный
6,56	90,36	Доломит (90,36%) с кальцитом (6,65%), слабо окварцованный
6,64	90,21	Доломит (90,21%) с кальцитом (6,64%), слабо окварцованный
2,54	96,57	Доломит (96,57%) с кальцитом (2,54%) и терригенной примесью (1,36%)
9,63	87,43	Доломит (87,43%) с кальцитом (9,63%) и терригенной примесью (2,14%)
3,97	94,80	Доломит (94,80%) с кальцитом (3,97%) и терригенной примесью (1,79%)
4,22	93,14	Доломит (93,14%) с кальцитом (4,22%) и терригенной примесью (2,04%)
10,58	81,43	Доломит (81,43%) известковистый (10,58%), кремнистый
3,83	94,98	Доломит (94,38%) с кальцитом (3,83%) и терригенной примесью (1,15%)
4,94	93,01	Доломит (93,01%) с кальцитом (4,94%) и терригенной примесью (1,94%)
6,03	92,20	Доломит (92,20%) с кальцитом (6,03%), со следами окварцевания
35,55	59,53	Доломит (59,53%) известковый (35,55%) с терригенной примесью (4,81%)
23,66	73,60	Доломит (73,60%) известковистый (23,66%), слабо окварцованный
9,78	88,70	Доломит (88,70%) с кальцитом (9,78%) и терригенной примесью (1,60%)
12,84	84,50	Доломит (84,50%) известковистый (12,84%) с терригенной примесью (1,85%)
1,92	87,19	Доломит (87,19%), кремнистый

Возраст формации	„Сынта“	Толща	Пачка	Номер слоя	Номер образца	Содержания основных номенклатурных фракций, в весовых % к нерастворимому остатку			Процентное содержание	
						То же, к породе			нерастворимой в 10% HCl части породы	растворимой в 10% HCl части породы
						песок 1-0,1 мм	алеврит 0,1-0,01 мм	иллит 0,01 и < мм		
Нижний—верхний девон	Доломитовая	Доломитовая	3-я	21	1621		$\frac{100}{0,87}$		0,87	99,43
				22	1622		$\frac{100}{0,70}$		0,70	99,41
				23	1623	Σ	$\frac{100}{3,65}$		3,65	86,21
				24	1624		$\frac{100}{1,37}$		1,37	97,73
				26	1625		$\frac{100}{1,27}$		1,27	98,63
			4-я	27	1627		$\frac{100}{1,69}$		1,69	98,70
				28	1629		$\frac{100}{0,93}$		0,93	98,75
				29	1631		$\frac{100}{1,77}$		1,77	98,35
				30	1635		$\frac{100}{1,66}$		1,66	97,56
				Средние значения						

*При подсчете среднего содержания доломита в породе исключен обр. 1633.

Примечание. Разделение обломочного материала на фракции по крупности зерна производилось в шлифах.

8%, нерастворимый остаток мал (1,5—3%). Мощность пачки 77,6 м.

Пачка 2-я (слои 8—18) представлена то темно- то светло-серыми доломитами. Отличительной чертой их является часто наблюдающаяся полосчатость, в значительной мере обусловленная наличием тонких прослоев с нацело метаморфизованными органическими остатками (амфипоры, габулятоподобные кораллы и др.). Сложение доломитов изменяется от массивного до тонкоплитчатого. Сланцеватые текстуры подчеркиваются ориентированным линейным расположением чешуек мусковита. Под микроскопом у большинства доломитов наблюдается тонкокристаллическая структура и параллельная текстура, которая подчеркивается взаимопараллельным расположением тонких чешуек мусковита. Они характеризуются высоким содержанием доломита—свыше 92—93% (табл. 3), заметно снижающимся в верхней части пачки до 60% (обр. 1613).

Химико-минералогический состав растворимой в 10% HCl части породы, в весовых % к породе		Наименование породы
CaCO ₃ (кальцит)	CaMg(CO ₃) ₂ (доломит)	
3,14	96,20	Доломит (96,20%) с кальцитом (3,14%) и терригенной примесью (0,87%)
12,81	86,60	Доломит (86,60%) известковистый (12,81%) с терригенной примесью (0,70%)
7,01	89,20	Доломит (89,20%) с кальцитом (7,01%) и терригенной примесью (3,65%)
9,59	88,19	Доломит (88,19%) с кальцитом (9,59%) и терригенной примесью
10,35	88,28	Доломит (88,28%) известковистый (10,35%) с терригенной примесью (1,27%)
3,72	94,98	Доломит (94,38%) с кальцитом (3,72%) и терригенной примесью (1,69%)
7,34	91,41	Доломит (91,41%) с кальцитом (7,34%) и терригенной примесью (0,93%)
8,14	90,21	Доломит (90,21%) с кальцитом (8,14%) и терригенной примесью (1,77%)
12,89	84,67	Доломит (84,67%) известковистый (12,89%) с терригенной примесью (1,66%)
4,13	90,22*	

Количество кальцита в таких образцах достигает 35%, что указывает на некоторое распреснение в этот период морского бассейна, в котором протекал процесс доломитообразования (снижение концентрации MgO). Мощность пачки 210,60 м.

В стратиграфическом отношении обе описанные пачки—1-я и 2-я соответствуют 2-й пачке западного разреза.

Пачка 3-я (слои 19—26) сложена преимущественно светло-серыми, перекристаллизованными доломитами, отличающимися мерцающим песчаниковидным изломом. Они обладают преимущественно массивным, или толстоплитчатым сложением. Под микроскопом порода имеет либо неравномернозернистую, либо мелкозернистую мозаичную структуру. Содержание доломита в породе колеблется от 84,5 до 96% (табл. 3). Мощность пачки 179,50 м.

Пачка 4-я (слои 26—30) состоит из мраморизованных доломитов светло-серой, почти белой окраски, с тонкоплитчатым сложением. Под микроскопом обнаруживается преимущественно неравномернозернистая мелко- и среднезернистая гранобластовая структура. Химические анализы показывают довольно высокое содержание в них доломита, достигающее 95—96%. В верхних слоях, ближе к подошве за-

Гранулометрический состав нерастворимой и химико-мине

„Свита“	Толща	Пачка	Номер слоя	Номер образца	Содержание основных номенклатурных фракций, в весовых % к нерастворимому остатку			Процентное содержание		
					То же, к породе			нерастворимой в 10% HCl части породы	растворимой в 10% HCl части породы	
					песок 1—0,1 мм	алеврит 0,1— —0,01 мм	пелит 0,01 и < мм			
Известняковая	Нижняя известняковая	1-я	31	1637	$\frac{100}{0,82}$			0,82	99,73	
			32	1638	$\frac{100}{0,50}$			0,50	99,51	
			36	1640	$\frac{100}{3,95}$			3,93	95,90	
			37	1641	$\frac{100}{0,91}$			0,91	99,41	
		2-я	38	1642	$\frac{100}{4,01}$			4,01	96,53	
			38	1572	$\sum \frac{100}{3,11}$			3,11	96,87	
			39	1575	$\sum \frac{100}{2,37}$			2,37	97,98	
			40	1578	$\frac{100}{2,44}$			2,44	96,75	
			41	1579	$\frac{100}{3,54}$			9,54	96,52	
		3-я	43	1583	Окремненные породы			7,21	93,35	
		4-я	44	1584	$\sum \frac{100}{9,36}$			5,36	95,01	
			45	1587	$\sum \frac{100}{2,16}$			2,16	97,08	
			46	1590	$\frac{100}{0,34}$			0,34	99,85	
			48	1592	$\sum \frac{100}{2,57}$			2,57	96,58	
			49	1593	$\sum \frac{100}{6,49}$			6,49	93,36	
		Средние значения							3,05	96,96

Примечание. Разделение обломочного материала на фракции по крупности

ралогический состав растворимой частей известняков Актау

Химико-минералогический состав растворимой в 10% HCl части породы, в весовых % к породе		Наименование породы
CaCO ₃ (кальцит)	CaMg(CO ₃) ₂ доломит	
69,52	30,21	Известняк (69,52%) доломитовый (30,21%) с терригенной примесью
67,79	31,72	Известняк (67,79%) доломитовый (31,72%) с терригенной примесью (0,50%)
95,51	0,39	Известняк (95,51%) с терригенной примесью
83,11	16,30	Известняк (83,11%) доломитовый (16,30%) с терригенной примесью (0,91%)
96,29	0,24	Известняк (96,29%) с терригенной примесью (4,01%)
89,46	7,41	Известняк (89,46%) с доломитом (7,41%) и терригенной примесью (3,11%)
91,38	6,60	Известняк (91,38%) с доломитом (6,10%) и терригенной примесью (2,37%)
90,65	6,10	Известняк (90,65%) с доломитом (6,10%) и терригенной примесью (2,44%)
84,44	12,08	Известняк (84,44%) доломитистый (12,08%) с терригенной примесью (3,54%)
89,46	3,89	Известняк (89,65%) с доломитом (3,89%), кремнистый
91,54	3,47	Известняк (91,54%) с доломитом (3,47%), слабо окварцованный
94,79	2,29	Известняк (94,79%) с доломитом (2,29%) и терригенной примесью (2,16%)
96,27	3,58	Известняк (96,27%) с доломитом (3,58%)
88,05	8,53	Известняк (88,05%) с доломитом (8,53%) и терригенной примесью (2,57%)
92,40	0,96	Известняк (92,40%) с доломитом (0,96%) и терригенной примесью (6,49%)
88,04	8,92	

зерна производилось в шлифах.

легающей на ней толщи известняков в составе доломитов заметно возрастает примесь кальцита—10—13% (табл. 3, обр. 1635). Мощность пачки 254,0 м.

Четвертая пачка по стратиграфическому положению соответствует 4-ой и 5-ой пачкам западного разреза. Общая мощность доломитовой свиты 721,7 м.

Известняковая «свита». Разрезом охвачена только нижняя половина известняковой «свиты», сложенная известняками светлой окраски, обладающими перекристаллизованной неравнозернистой, мелко- и среднезернистой структурой. По стратиграфическому положению (с учетом степени метаморфизации пород) рассматриваемая толща соответствует нижней известняковой толще западного разреза.

Нижняя известняковая толща согласно залегает на доломитах. По литологическим признакам в ее составе выделяются следующие пачки.

Пачка 1-я (слои 31—37) сложена преимущественно светло-серыми, почти белыми мраморизованными известняками, включающими прослойки серых полосчатых известняков (ширина полосок от долей миллиметра до 2—3 см). Под микроскопом у известняков обнаруживается неравнозернистая и мелкозернистая гранобластовая структура. Химические анализы (табл. 4) показывают сравнительно низкое (до 69—67%) содержание кальцита и соответственно большую примесь доломита, достигающую в нижних слоях пачки 30—31,72% (обр. 1637, 1639, табл. 4), что указывает на постепенность опреснения бассейна, в котором до известняков шло отложение доломитов. Мощность пачки 145,9 м.

Пачка 2-я (слои 38—41) состоит из серых, тонкогоризонтально-слоистых перекристаллизованных известняков, содержащих маломощные линзовидные прослойки нацело метаморфизованных органических остатков, иногда светло-серых, почти белых мраморизованных известняков.

Известняки, слагающие эту пачку, отличаются большой чистотой химико-минерального состава. Среднее содержание кальцита в них около 90—96,29% (табл. 4, обр. 1642). Мощность пачки 68,0 м.

Пачка 3-я (слои 42—43) слагается светло-серыми, почти белыми мраморизованными известняками, заметно ожелезненными. Среди них встречаются прослойки темно-серых горизонтально-тонкослоистых известняков, к плоскостям напластования которых приурочены чешуйки мусковита. Известняки имеют преимущественно неравнозернистую, гранобластовую структуру. Мощность пачки 56,40 м.

Пачка 4-я (слои 44—49). Ведущее место в строении пачки принадлежит светло-серым, почти белым мраморизованным известнякам, перемежающимся с рассланцованными, тонкоплитчатыми, серыми известняками. Участками породы интенсивно пропитаны гидроокислами железа. Под микроскопом у них обнаруживается преимущественно мелкозернистая гранобластовая структура, а в верхних горизонтах пачки—микрористаллическая. Известняки отличаются высокой чистотой состава. Содержание в них кальцита, как правило, выше 90%, в среднем около 92% (табл. 4), примесь нерастворимого остатка 2—3%, в единичных образцах выше 5%. Доломит присутствует в количестве 2,2—3,6%, в единичных образцах—8,5%. Мощность пачки 166,3 м.

Мощность известняковой толщи, соответствующей нижней известняковой толще западной части Актау, в этом разрезе равна 436,6 м. Полная мощность карбонатных отложений по разрезу 1158,3 м.

Сопоставление изученных разрезов карбонатных формаций Актау позволяет сделать следующие выводы.

Выделенная нами мощная (985,0 м) доломитовая «свита» в опорном разрезе западнее возвышенности Актау (рис. 3) прослеживается вдоль всей гряды и занимает всюду аналогичное стратиграфическое положение (залегает непосредственно на базальных слоях). Мощности ее в восточном разрезе массива равна 725 м, так как здесь нижние горизонты подситы закрыты молодыми отложениями. Вместе с тем, в восточном разрезе доломитовая «свита» по сравнению с западным отличается большей однородностью состава. Здесь толща доломитовых пород не включает ни линз, ни прослоев известняков. Среднее содержание доломита постоянно высокое (выше 92%), примесь кальцита около 8% (среднее значение), тогда как в западной части массива Актау среднее содержание доломита снижается до 77%, а кальцит постоянно присутствует в количестве 15% (среднее значение).

В результате анализа взаимосвязи химико-минералогического состава доломитовых пород с их структурными особенностями, закономерностей их пространственного размещения (в фациальном поясе), морфологии пластов и т. д. установлена решающая роль процессов седиментации в формировании доломитов восточной части Актау. Напротив, в образовании менее однородной, разновозрастной толщи доломитов Западного Актау, включающей линзы, пласты и пачки известняков, преобладающее значение, по-видимому, имели процессы седиментационно-диагенетические (Абрамович, 1967).

В целом доломитовая «свита», характеризующаяся специфическим литологическим составом и занимающая идентичное положение в стратиграфическом разрезе и динамическом фациальном поясе, рассматривается нами с некоторой долей условности в качестве стратиграфо-литологической единицы. С той же долей условности подобной стратиграфо-литологической единицей может считаться согласно залегающая на доломитах мощная (1045,5 м) толща известняков, выделенная нами в известняковую «свиту». Она, как мы убедились, в литологическом отношении характеризуется однородностью и полностью представлена известняками, отличающимися высокой чистотой состава. Вместе с тем сама известняковая «свита» по некоторым макропризнакам и главное—по структурным особенностям слагающих ее известняков делится на две толщи—нижнюю и верхнюю.

Нижняя известняковая толща мощностью 634,5 м (рис. 3) слагается более интенсивно метаморфизованными раскристаллизованными известняками. Окраска их преимущественно светлая, светло-серая и в основании толщи белая, иногда темно-серая.

Верхняя известняковая толща мощностью свыше 400 м состоит преимущественно из тонкогоризонтальнослоистых известняков серого и темно-серого цвета, под микроскопом обнаруживается криптокристаллическая структура. Здесь часто встречаются различные метаморфизованные органические остатки. К основанию этой толщи и приурочены линзы наждаков и бокситов (Соседко, 1933; Набиев и др., 1965). В пределах верхней известняковой толщи в 1964 г. М. Абдужабаров собрана фауна¹, позволившая ей отнести включающие известняки к среднему карбону (C₂m₁).

ЛИТОЛОГИЯ И ФАЦИИ КАРБОНАТНЫХ ФОРМАЦИЙ ГОР АКТАУ (D₁—C₂?)

В строении гор Актау участвуют доломиты и известняки, а также терригенные породы, залегающие в основании трансгрессивной серии карбонатных осадков. По химико-петрографическим признакам эти по-

¹ *Choristites* ex. gr. *mosguensis* Fisch.

роды делятся на три группы, внутри которых по генетическому признаку выделяются подгруппы и более дробные единицы—литогенетические типы: группа I — доломитовые породы — карбонатные осадки, содержание доломита в которых превышает 50%; группа II — известняки — карбонатные породы, содержащие более 50% кальцита; группа III — терригенные породы (конгломераты — алевролиты).

Вследствие высокой степени метаморфизации карбонатных формаций гор Актау выяснение генетических особенностей и соответственно литостратиграфическое расчленение их представляют известную трудность, которая усиливается в связи с заметной фацальной изменчивостью этих отложений. Некоторым исключением являются породы, слагающие верхние части разреза карбонатных формаций

Таблица 5

Схема классификации карбонатных пород Актау

Группа I — доломитовые породы	Группа II — известняки
седиментационные и седиментационно-диагенетические	хемогенные и смешанные хемогенно-органогенные
Литогенетические типы карбонатных пород	
Доломиты, микро- и тонкозернистые (толстоплитчатые)	Известняки крипто- и микрокристаллические (как правило, тонкослоистые), часто содержащие органогенный детритус
Доломиты перекристаллизованные, разнозернистые с исходной тканью, обладающей крипто- и микрозернистой структурой (толсто- и тонкоплитчатые)	Известняки (микро- и тонкозернистые преимущественно тонкослоистые)
Доломиты, полностью перекристаллизованные (мраморизованные), с мелко- и среднезернистой гранобластовой мозаичной структурой (толстоплитчатые и массивные)	Известняки неравномернозернистые, мраморизованные (главным образом толстоплитчатые)
	Известняки, полностью перекристаллизованные (мраморизованные), мелко- и среднезернистой гранобластовой структуры (часто полосчатые)

гор Актау (C_2b_2 — C_2m_1). Они представлены преимущественно крипто- и микрозернистыми яснослоистыми известняками тонко- и среднеплитчатого сложения. В шлифах фиксируются остракоды, обломки криноидей, брахиопод, из которых определены *Choristites ex. gr. mosguensis* Fisch. (C_2m_1) и другие организмы. В изученных разрезах криптокристаллические известняки появляются примерно на одном и том же расстоянии от подошвы нижней известняковой толщи ($C_1V_2?$)—примерно в 500—550 м стратиграфически выше контакта с подстилающими доломитами (D_1 — $D_3?$).

Наши данные, полученные в результате комплексных и полевых лабораторных исследований, позволили выделить семь основных литогенетических типов карбонатных пород (табл. 5). Ниже приводится петрографическое описание указанных типов пород и излагаются представления об условиях их формирования.

Группа I — доломитовые породы

Доломиты в Актау широко развиты. Они занимают строго определенное стратиграфическое положение, залегая в виде мощной (до 985 м) толщи на базальных слоях, представленных обломочными по-

родами (конгломератами, алевролитами). Доломитовой толщей слагается северный склон возвышенности Актау. На долю доломитов в разрезе карбонатных формаций (D_1-C_2) приходится 741,8 м, что составляет около 36% общей мощности разреза. Характерным является относительная невыдержанность доломитовой толщи по простиранию. Так, в восточной части гор Актау доломиты слагают непрерывную толщу мощностью около 720 м, выше сменяющуюся известняковой. В западной части (рис. 3) среди доломитовой толщи мощностью 985,5 м встречаются многочисленные прослои линзовидных тел мраморизованных известняков, суммарная мощность которых 243,7 м. Если контакты кровли доломитовой толщи с перекрывающими ее известняками четкие (т. е. седиментационные), то с залегающими среди нее известняками (западный разрез) они часто бывают неправильными и устанавливаются с трудом.

Литогенетические типы доломитовых пород и их петрографо-минералогическая характеристика. Доломиты интенсивно перекристаллизованы, встречающиеся в них многочисленные биогермы — строматопороидеи, табуляты, амфипоры и другие органические остатки почти нацело метаморфизованы. Микроскопическим изучением устанавливаются следующие структурные разновидности доломитов, помогающие выяснению генетических особенностей описываемых пород в целом: 1-ый тип — доломиты микро- и тонкозернистые; 2-ой тип — перекристаллизованные, разнотернистые с исходной тканью, обладающей крипто- и микрозернистой структурой; 3-ий тип — полностью перекристаллизованные, с мелко- и среднезернистой гранобластовой мозаичной структурой.

Тип 1-й — доломиты с микро- и тонкозернистой структурой (табл. 1, рис. 1, 2) широко развиты в разрезах, слагающих восточную часть возвышенности Актау, где они встречаются главным образом в основании доломитовой толщи (слои 1, 3, 8—16, 21).

Макроскопически доломиты преимущественно светло-серые, иногда почти белые, тонкокристаллические, массивного и толстоплитчатого сложения. В прослоях и линзах, отличающихся в основном темно-серой окраской (слои 8—13), содержатся многочисленные включения нацело перекристаллизованных органических остатков.

Под микроскопом порода состоит из мелких (от тысячных долей до 0,05 мм), довольно чистых прозрачных зерен, имеющих, как правило, неправильноромбоэдрическую форму. В некоторых разностях зерна обладают вытянутостью, обуславливающей сланцевую текстуру породы (табл. 1, рис. 1, 2). В большинстве размер доломитовых зерен колеблется в пределах 0,01—0,1 мм, приближаясь в одних случаях к микро-, в других — тонкозернистой размерностям. Породы довольно однородны по составу и структурным особенностям. Характерно отсутствие постепенности переходов тонкозернистых агрегатов в наблюдающиеся среди них более крупнозернистые, выделения которых имеют чаще всего правильные округлые и овоидные формы и представляют собой, по всей видимости, метаморфизованные органические остатки. Довольно часто образования, сложенные более крупными зернами доломита, отделяются от окружающей основной тонкозернистой ткани каймой микрозернистого карбоната. В качестве примеси присутствует кварц в мелких призматических зернах, ассоциирующихся с перекристаллизованными участками доломита. Наличие в карбонатных породах свободного кремнезема, представленного кварцем, подтверждается химическим анализом нерастворимого остатка этих пород (табл. 6). Очевидно, этот кварц метаморфогенный. Кроме этого, встречаются чешуйки

новообразованного мусковита, располагающиеся по сланцеватости. Изредка отмечаются четковидные прожилки, в которых кварц ассоциирует с низкодвупреломляющим минералом, по-видимому, серпентин-хлоритом (табл. I, рис. 3). Довольно часто наблюдаются рассеянные и кучнораспределенные мелкие выделения гидроксидов железа.

Таблица 6

Результаты химического анализа нерастворимого остатка карбонатных пород

Место взятия образца	Номер образца	Порода	Нераствори- мый остаток, г	В % к нерастворимому остатку									
				SiO ₂	Fe ₂ O ₃	MnO	TiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	MgO	щелочи		Сумма
											Na ₂ O	K ₂ O	
Му- рун- тау	263	Известняк	0,109	70,27	—	—	—	21,30	3,48	2,61	0,28	3,96	101,90
	278	Доломит	0,130	58,52	—	—	—	23,73	5,44	3,81	0,00	0,00	96,50
	377	Известняк	0,400	72,43	0,54	0,00	0,62	10,19	3,10	4,41	0,34	0,84	92,57
Актау	489а	Известняк Вмещающие наждаки	0,092	75,54	—	—	—	9,79	4,29	4,39	2,06	0,78	96,94
	499	Известняк	0,327	74,43	0,83	Сл.	0,72	13,15	4,18	2,99	1,53	2,72	100,55
	501	Доломит	0,791	93,48	0,13	0,00	0,20	1,29	0,98	1,53	—	—	97,61
	527	Доломит	0,386	58,72	0,74	0,00	1,35	27,56	1,44	2,39	0,51	4,22	97,43
	589	Известняк	0,631	88,05	0,26	0,04	0,25	6,94	1,02	1,26	—	—	97,82
Место взятия образца	Номер образца	Порода	В % к породе										Нер- ост. в %, Σ
			SiO ₂	Fe ₂ O ₃	MnO	TiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	MgO	щелочи			
										Na ₂ O	K ₂ O		
Му- рун- тау	263	Известняк	3,88	—	—	—	1,12	0,20	0,14	0,01	0,21	5,56	
	278	Доломит	0,15	—	—	—	0,07	0,02	0,01	0,00	0,0	0,25	
	377	Известняк	5,79	0,04	0,00	0,03	0,91	0,28	0,34	0,02	0,06	7,7	
Актау	489а	Известняк Вмещающие наждаки	0,23	—	—	—	0,03	0,13	0,01	0,006	0,002	0,408	
	499	Известняк	1,62	0,01	Сл.	0,01	0,32	0,07	0,06	0,03	0,05	2,17	
	501	Доломит	12,27	0,01	0,00	0,02	0,30	0,10	0,22	—	—	12,92	
	527	Доломит	0,45	0,05	0,00	0,01	0,00	0,01	0,02	0,004	0,03	0,55	
	589	Известняк	9,26	0,02	0,01	0,02	0,68	0,08	0,13	—	—	10,20	

Примечание. Анализы выполнены в химической лаборатории Института геологии и геофизики (руководитель П. Л. Приходько) химиком-аналитиком А. Н. Хан (1962).

Химический состав рассматриваемых пород характеризуется высоким содержанием доломита, изредка снижающимся до 90% (табл. 3). Примесь нерастворимого остатка невелика (табл. 6). Кальцит, как правило, составляет меньше 10%. Иногда в разностях, обладающих сланцеватой текстурой и явно перекристаллизованных, он занимает существенную часть породы (35%, табл. 3, обр. 1613), присутствуя в ней, по-видимому, в виде реликтового материала, слагающего участки микрозернистого строения.

Дифференциальные кривые нагревания образцов соответствуют доломитам (рис. 2, обр. 1491, 1499, 1601 и др.). Доломиты микротонкозернистой структуры в доломитовых субформациях, развитых в западной части гор Актау, имеют подчиненное значение, встречаясь в

виде слоев небольшой мощности в нижних и средних частях доломитовой толщи.

Макроскопически породы характеризуются от светло-серого до темно-серого цветом, крепкие с шероховатым изломом, горизонтально-слоистые, преимущественно тонкоплитчатого сложения. Под микроскопом порода состоит из мелких, размером 0,01—0,05 мм, довольно чистых, плотно прилегающих друг к другу зерен доломита, обладающих простыми незубчатыми ограничениями, в скрещенных николях производящих впечатление мозаики. Среди микро- и тонкозернистого агрегата располагаются округлые жеодоподобные образования до 2—3 мм в диаметре, выполненные средне- и крупнозернистым кальцитом (табл. 1, рис. 4). В однородном микро- и тонкозернистом агрегате наблюдаются перекристаллизованные, более светлые неправильной формы участки, присутствуют рассеянная тонкая вкрапленность гидроокислов железа и мелкие скопления тонкодисперсного глинистого вещества.

Химический состав рассматриваемых пород (табл. 1) характеризуется сравнительно небольшим количеством нерастворимого остатка (около 1%) и в отличие от тонкозернистых доломитов, распространенных в восточной части Актау, содержат большое количество кальцита (до 15%). Доломит в породе составляет не более 85%, т. е. в этом разрезе доломитовые породы являются, как правило, известковистыми (табл. 1, обр. 555, 527, 537 и др.). Кривые нагревания образцов соответствуют доломитам (рис. 2, обр. 527 и др.).

В составе тяжелой фракции нерастворимого остатка этих пород (табл. 7, обр. 495, 1491, 1601 и др.), кроме окислившегося пирита, и лимонита, установлены циркон, рутил, турмалин, минералы эпидотцоизитовой группы. В единичных зернах встречаются амфибол и хлорит.

Тип 2-й — доломиты неравномернозернистые (с основной тканью, обладающей крипто- и микрозернистой структурой) в разрезах доломитовой толщи, слагающей восточную часть Актау, распространены несколько меньше микро- и тонкозернистых. Здесь они встречаются в нижней и в основном в средней частях разреза. В нижней части они находятся в переслаивании с тонкозернистыми, а также перекристаллизованными мелко- и среднезернистыми доломитами.

Рассматриваемые доломиты представляют собой крепкие породы, преимущественно светло-серой окраски, с мерцающим изломом и толстоплитчатым сложением. Они состоят из зерен различной размерности, изменяющейся от тысячных (микро-) и сотых (тонко-) долей миллиметра до десятых долей (мелкой и средней). В большинстве случаев в строении их преобладает тонкозернистый агрегат, среди которого различаются разнообразной формы и величины участки, слагающиеся то более мелкими (приближающимися к микро-), то более крупными (до 0,1—0,3 мм) зернами доломита. Распределение отдельных зерен и участков чаще всего беспорядочное. Взаимопереходы участков различной структуры постепенные.

Химические анализы пород (табл. 3, обр. 1497, 1618, 1623, 1624 и др.) показывают преимущественно высокое и относительно однородное содержание в них доломита (до 90%, редко ниже). Примесь кальцита колеблется от 3 до 10%. Нерастворимый остаток невелик. Высокое содержание его в обр. 1618 обусловлено присутствием кварца, образующего прерывистые четковидные прожилки, в которых он ассоциирует с чешуйками слюды.

Неравномернозернистые доломиты в западной части массива Актау наиболее широко распространены. Они встречаются в основании разреза как в виде мощных слоев (рис. 3, слой 5, обр. 497), так и в

Свигла*	№ образца	Наименование пород	Рудный минерал			Циркон бесцветный	Циркон окрашенный	Рутил	Сфен	Турмалин	Эпидот
			лимонит	пирит	магнетит						
Доломитовая	1603	Доломит			Ед. з.					20	Ед. з.
	1601		Много		Ед. з.						
	1497		289		39			16		3	12
	1495		176		56			4	4	8	72
	1491		Состоит из карбоната с N, близким к магнезиту								
	576	Доломит	45	200	8	4		5		3	12
	562		Ед. з.					4		5	
	555		Ед. з.					5			3
	540		Много								
	532		16		5			3	5	4	15
	520		83		4	1			3	4	20
	512		40		3	2		4		5	8
502		17		4			4	4	4	27	
497	Микстолиг (дол. 40%)	61		12			5				
496	Доломит	110		15			8			8	

виде прослоев среди доломитов, обладающих иными структурными особенностями. Описываемые разновидности доломитовых пород широко развиты в средней части разреза доломитовой толщи, в интервале слоев 19 (обр. 530) и 25 (обр. 546), где они образуют довольно мощные пласты (см. рис. 3).

Макроскопически доломиты преимущественно серого цвета. Они обладают среднеплитчатым и массивным сложением, часто имеют мерцающий шероховатый излом. В виде линзовидных прослоев в них присутствуют метаморфизованные органические остатки.

Под микроскопом основная ткань доломитовой породы состоит из буроватого крипто- и микрозернистого агрегата, в котором наблюдаются перекристаллизованные участки разнообразной формы, состоящие из ромбоэдрических и неправильноромбоэдрических зерен доломита мелкой (0,1—0,3 мм) и средней (0,3—0,5 мм) размерности. Зерна перекристаллизованного доломита, как правило, чистые и отличаются от основной мутноватой крипто- и микрозернистой ткани большей прозрачностью. Вместе с тем встречаются породы с иной прозрачностью основной ткани и перекристаллизованных участков. Так, в породе слоя 5 (обр. 497) более темными (мутноватыми) оказываются крупные зерна доломита, слагающие участки округлой формы, располагающиеся среди более светлого крипто- и микрозернистого агрегата.

Цоцит	Пироксен (моноклинный)	Гранат бесцветный (гроссуляр)	Гранат бурый (меланит)	Ставролит	Амфибол	Бурая роговая обманка (баркевикит)	Биотит	Биотит с высоким содержанием железа (сидерофиллит)	Хлорит зеленый (клинохлор)	Хлорит фиолетовый (пеннин)	Барит	Вермикулит	Мусковит	Неопр. минерал	Примечание
		4			Ед. з. Ед. з. 5 87				9			1	2		Бесцветная слюда с N = 1,565
															Карбонат с N, близким к 1,699 (магнезит)
4		5		3 5	3 5 16 3 3 12 3 4	4			4					1	Амфибол с N = 1,710 дис-тен (?)

Формы перекристаллизованных участков и их отношение к наслонению не однотипны. Участки обладают то прихотливыми извилистыми очертаниями, неориентированными к наслонению породы, то образуют послойные и секущие прожилки среди первичного криптокристаллического агрегата (табл. I, рис. 5). В контурах перекристаллизованного доломита наблюдаются поры.

Весьма характерным для доломитовых образований, развитых в западной части Актау, в отличие от пород этого типа, распространенных в восточной части, является крайняя изменчивость их состава и относительно невысокое содержание в них доломита (порядка 60—80%). В значительном количестве присутствует кальцит (20—30%, табл. I). Дифференциальные кривые нагревания образцов соответствуют доломитам (рис. 2, обр. 533 и др., обр. 1495 и др.). Из акцессорных минералов в них (табл. 7) встречены циркон, турмалин, рутил, эпидот, амфибол (табл. I, рис. 6, табл. II, рис. 7, 9). В единичных зернах отмечаются гранат (табл. II, рис. 8), сфен, ставролит. Установлена бурая роговая обманка, встречается хлорит.

Тип 3-й—доломитовые породы, полностью перекристаллизованные, мраморизованные, сложены яснокристаллическим агрегатом, обладающим мелко- и среднезернистой мозаичной структурой, наиболее развиты в верхней части доломитовой толщи, однако встречаются и в низах разреза.

В противоположность описанным выше типам доломитовых пород из разных разрезов, различающимся по химико-минеральному составу, доломиты 3-го типа из обоих разрезов

Таблица 8

Результаты рентгенометрического анализа образца 496 г (режим съемки: Fe—антикатод, $\lambda=1,93$, $I=14$ та, $V=40$, экспоз.—5 час, $D_{\text{кам}}=57,3$ мм, $D_{\text{обр}}=0,5$ мм)

Обр 496 г		Гидрослюда	
l	$\frac{d}{n}$	l	$\frac{d}{n}$
3р	10,1	4	10,1
3р	6,6		
3	5,56	2	5,56
4р	4,95	4	4,99
10ш	4,46	7	4,48
3	4,14		
8	3,72	4	3,70
5	3,44		
4р	3,34	9	3,34
4р	3,09	2	3,07
5р	3,00		
4р	2,81		
9	2,71	1	2,69
3	2,64		
4р	2,54	10	2,56
5	2,44	4	2,45
2р	2,34	5	2,38
3р	2,27	2	2,24
2р	2,14	3	2,19
3	1,976	6	2,00
5	1,910	1	1,963
2	1,761	1	1,788
2	1,729	1	1,729
3р	1,603	2	1,598
3р	1,502		
Слабые линии			

Примечание. Эталон гидрослюды взят из отчета „Иргиредмет“, 1955.

Эталон гидрослюды взят из отчета „Иргиредмет“, 1955. малин, эпидот, амфибол, бурая роговая обманка, циркон, рутил и хлорит (табл. 7). В единичных зернах встречаются сфен, ставролит, бурый и бесцветный гранат.

Химический состав этих пород характеризуется высоким и однородным содержанием в них доломита—около 90—96% (табл. 1 и 3, обр. 524, 1424 и др.), изредка снижающимся до 80—84% (обр. 513 и др.). Кривые нагревания образцов соответствуют доломитам (рис. 2, обр. 524, 1615 и др.). Присутствующий в незначительном количестве в составе нерастворимого остатка доломитов тонкодисперсный глинистый материал представлен гидрослюдой (табл. 8). Электронно-микро-

имеют не только сходные структурные особенности, по которым они главным образом и выделяются в самостоятельные типы пород, но и близкий химико-минеральный состав. Эти особенности позволяют дать доломитам 3-го типа из обоих разрезов общую петрографическую характеристику.

Макроскопически они преимущественно светло-серой, почти белой окраски, крепкие и «искристые» в изломе. Отличаются толстоплитчатым, либо массивным сложением. При выветривании раскальваются перпендикулярно слоистости на неправильные остроугольные куски. Органические остатки в них, как правило, отсутствуют. Под микроскопом они состоят из неправильноромбоэдрических и изометрических, полигональных, мелких (0,1—0,3 мм) зерен, образующих агрегаты мозаичного строения. В некоторых шлифах можно наблюдать как бы зональное строение кристаллов доломита, проявляющееся в виде прозрачной узкой каймы вокруг мутноватых зерен доломита (табл. II, рис. 10). Характерным для пород является наличие среди мелкозернистых агрегатов линзообразных и гнездообразных участков, отличающихся микро- и тонкозернистым строением (табл. II, рис. 11). У образцов доломитов из разреза западной части Центрального Актау под микроскопом обнаруживается пористость.

В составе тяжелой фракции нерастворимого остатка доломитов установлены лимонит, окислившийся пирит, тур-

скопический снимок (табл. II, рис. 12) этого образца показывает присутствие гидрослюды и примесь игольчатых кристаллов какого-то магнезиального минерала, природа которого пока осталась невыясненной. Показатели преломления глинистых минералов (в ориентированных препаратах) следующие: $N_{m1} = 1,60$ и $N_{m1} = 1,580$.

Изменение доломитов проявляется в слабом окремнении. Однако кремневых стяжений, подобных тем, которые распространены в карбонатных отложениях Мурунтау, здесь не наблюдается, но, судя по шлифам (табл. III, рис. 13), процесс окремнения является сингенетично-эпигенетичным.

Фациальная характеристика и условия образования доломитовых пород. Сопоставление химико-минералогического состава структурных типов доломитовых пород по двум изученным разрезам—в восточной и западной частях центрального массива Актау позволяет сделать следующие выводы.

Доломитовые породы всех трех структурных типов, выделенных в разрезе карбонатных формаций ($D_1—C_2$) восточной части массива Актау, имеют близкую химико-минералогическую характеристику. Химические анализы этих пород независимо от структурных особенностей (табл. 3) показывают высокое и относительно однородное содержание в них доломита (90%, изредка ниже, среднее—92,2%). Кальцит, как правило, присутствует в количестве ниже 10—15%, среднее содержание его около 4%. Иногда в доломитах 1-го структурного типа (с микро- и тонкозернистой структурой) он фиксируется в значительном количестве (табл. 3, обр. 1613, 1614), что указывает на присутствие в породе первичного кальцита, обладающего микрозернистой структурой. Примесь терригенного материала ничтожна и составляет в большинстве проанализированных образцов около 1,5—2,5%.

В целом однородный химический состав доломитовых пород и отсутствие зависимости содержания доломита от степени их раскристаллизации скорее всего свидетельствуют о первичном генезисе главной массы доломитовых пород, т. е. о преобладании седиментационных процессов над диагенетическими (метасоматическими) в формировании доломитов восточной части центрального массива Актау.

Напротив, в химико-минеральном составе доломитовых пород западной части массива Актау обнаруживаются не только неоднородные и более низкие содержания доломита (среднее около 77%), но и постоянное присутствие высокой примеси кальцита (среднее 15,3%), количество которого находится в самой тесной взаимосвязи со структурными особенностями доломитовых пород. Наиболее низкими содержаниями доломита и значительными изменениями химико-минерального состава в целом характеризуются доломитовые породы 2-го структурного типа—неравнозернистые, содержащие реликтовые участки микро- и тонкозернистого кальцита, количество которого равно 25—37% (табл. I, обр. 517, 530 и др.).

Постоянное и значительное присутствие кальцита установлено в доломитах 1-го структурного типа, обладающих крипто- и микрозернистой структурой. Наряду с этим доломитовые породы 3-го типа с мелко- и среднезернистой гранобластовой структурой характеризуются более однородным и высоким содержанием доломита.

Отмеченные соотношения между химико-минеральным составом доломитовых пород и их структурными особенностями, т. е. наличие явной зависимости степени доломитности пород, распространенных в западной части центрального массива Актау, от степени их перекристаллизации с несомненностью указывают на вторичный характер этих по-

род, т. е. на вероятное участие метасоматических процессов в их образовании.

Соображения о генезисе доломитовых пород западной части гор Актау, сделанные на основании минералого-петрографического изучения (выявление зависимости вещественного состава от структурно-текстурных особенностей), согласуются с теми выводами об их генетических особенностях, которые можно сделать, учитывая региональные общегеологические закономерности их распространения, условия залегания и специфику биоценоза. Остановимся на рассмотрении этих особенностей.

Карбонатные формации гор Актау образовались в морских условиях в период максимального развития трансгрессии. Об этом свидетельствует литологический состав свиты, представленный мощной (выше 2000 м) толщей известняков и доломитов. Известняки содержат сравнительно небольшое количество терригенной примеси, обладают тонкой горизонтальной слоистостью и изобилуют перекристаллизованной морской фауной.

Доломитовые породы являются одним из элементов трансгрессивной серии осадков, формирование которой охватывает весьма значительный отрезок времени (D_1 — C_2m). В фациальном поясе доломитовые породы также занимают строго определенное закономерное положение. Они образуют мощную, местами непрерывную толщу (720 м), всюду залегающую в нижней части разреза карбонатных формаций непосредственно на фациях морских пляжей (конгломераты, песчаники). Это позволяет относить их к фациям прибрежной полосы морского мелководья (прибойно-иловая фациальная зона волноприбойного пояса, по В. И. Попову и др., 1963).

Учитывая современные теоретические представления о процессах доломитообразования (Страхов, 1956), можно сделать допущение о существовании во время формирования рассматриваемых доломитов следующей физико-географической обстановки. Бассейн седиментации, по-видимому, прилегал к континенту с аридным климатом, лишенному речного стока (незначительная примесь терригенного материала в доломитовых породах). Периферическая зона, в которой шло доломитообразование, была мелководной и имела, вероятно, несколько затрудненный водообмен с открытым морским бассейном.

Указанные условия вызывали прогрев вод и обеспечивали возможность садки доломита. Минералого-петрографические особенности доломитовых пород гор Актау, а именно отсутствие парагенных доломитом в условиях высокой солености магнезита и сульфатов свидетельствуют о том, что соленость водных масс, из которых осаждался доломит, не была высокой и гидрологический режим бассейна мало отличался от нормального. Такое заключение согласуется с наличием в доломитовых породах довольно обильной фауны, представленной метаморфизованными амфипорами, табулятами, строматолитами и другими морскими организмами.

Такой вывод не противоречит представлениям об образовании доломитов, которые в настоящее время можно встретить в отечественной и зарубежной литературе. Так, Н. М. Страхов (1956) в своей схеме генетической классификации доломитов выделяет доломитовые породы, образующиеся в условиях нормального морского бассейна (например, доломитовые рифы верхнего триаса в Восточных Альпах и Динаридах). Однако эти породы представляют собой образования седиментационно-диагенетические и могут быть параллелизованы (в генетическом отношении) с доломитами, широко распространенными в западных

частях массива Актау, где они залегают в виде мощных протяженных пластов, имеющих ровные седиментационные контакты с подстилающими породами базальных слоев и со стратиграфически вышележащими известняками. Как указывалось, эти доломиты при общем высоком содержании в них MgO отличаются непостоянством химико-минерального состава в определенном участке пласта и в то же время обладают относительным постоянством химической характеристики пласта в целом (а не отдельного куска породы). Доломитовая толща здесь включает линзы известняков. В доломитах под микроскопом обнаруживаются различной формы и величины участки криптокристаллического кальцита, содержание которого находится в тесной взаимосвязи со степенью раскристаллизации породы. Это указывает на то, что описываемые доломиты по генезису являются в основном породами седиментационно-метасоматическими (Абрамович, 1967).

По всей видимости, воды морского бассейна, в котором шло накопление карбонатных илов (в период доломитообразования), были в значительной степени обогащены магнием, который мог в виде пелитоморфного доломита одновременно с кальцитом осаждаться и накапливаться в илах, а затем в стадии диагенеза подвергаться миграции и перераспределяться. В местах вторичной концентрации доломитовое вещество, как свидетельствуют об этом геологические условия залегания и структурные особенности доломитовых пород, метасоматически замещало кальцит.

К нормальноморским мелководным фациям нами также отнесен и несколько иной генетический тип доломитов, участвующих в разрезе доломитовых формаций, слагающих восточную часть массива Актау, и обладающих, как указывалось, всеми признаками первичных седиментационных доломитов. Они также занимают идентичное положение в фациальном поясе и в стратиграфическом разрезе, залегая в нижней половине разреза карбонатных формаций, т. е. на одном стратиграфическом уровне с седиментационно-метасоматическими доломитами западной части центрального массива Актау. Однако в отличие от последних они образуют мощную (721,0 м), непрерывную толщу, не включающую линз известняков. Подавляющая масса доломитовых пород, как указывалось, отличается высоким и относительно однородным содержанием доломита в пределах пласта и толщи в целом. При этом содержание доломита в породе не зависит от ее структурных особенностей.

Отсутствие в составе доломитовых пород таких минералов, как сульфаты, и наличие органических остатков свидетельствуют о том, что морской бассейн, в котором формировались доломитовые породы, характеризовался гидрологическим режимом, близким к нормальному (Абрамович, 1967).

Из-за высокой степени метаморфизации невозможно выявить все фациальные разновидности доломитов. Однако, наличие перекристаллизованных бюгерм и массивное сложение позволяют считать, что часть доломитов гор Актау имеет рифогенное происхождение.

В зарубежной литературе описаны близкие к рассмотренным доломитам Актау сингенетичные доломиты «трансгрессирующего моря», установленные в меловых отложениях Израиля (Карбонатные породы, 1970).

Группа II — известняки

Известняки в толще карбонатных формаций гор Актау встречаются в виде довольно мощных (28—43 м) и протяженных линз, а также отдель-

ных мелких гнезд в толще доломитовых пород в западной части гор (рис. 3). Суммарная мощность их 243,7 м. Однако особенно широко известняки развиты в верхней части разреза карбонатных формаций, где они слагают непрерывную мощную (1045,6 м) толщу, согласно залегающую на доломитах. В общем по разрезу на долю известняков приходится 1289,3 м или 63,5% общей мощности разреза. При этом только около 16% известняков размещается среди доломитовой толщи (в западной части центрального массива Актау, рис. 3).

Литогенетические типы известняков и их петрографо-минералогическая характеристика. С наибольшей достоверностью, которую допускает степень метаморфизации карбонатных формаций, среди известняков выделяются следующие генетические подгруппы: хемогенные известняки, органогенные (перекристаллизованные биогермы) и смешанного происхождения—хемогенно-органогенные.

Микроскопическим изучением устанавливаются следующие структурные разновидности, представляющие собой (с учетом их генетических особенностей) определенные литогенетические типы (табл. 5).

1) известняки криптокристаллические, как правило, тонко- и среднеплитчатого сложения, часто содержащие включения цельных раковин, органических остатков и раковинный детритус;

2) микро- и тонкозернистые, преимущественно тонкоплитчатые, содержат включения метаморфогенной фауны;

3) неравномернозернистые, мраморизованные, как правило, толстоплитчатые и массивные;

4) известняки, полностью перекристаллизованные (мраморизованные), мелко- и среднезернистой гранобластовой структуры, сахаровидные, часто полосчатые (узорчатые).

В двух последних типах встречаются линзы и прослои с нацело перекристаллизованными остатками организмов.

Глинистые и песчанистые известняки, установленные в верхней части свиты К. К. Пятковым и др. (1963), нами не встречены. Как показывают микроскопическое изучение и химические анализы известняков (табл. 2, 4, 6), нерастворимый остаток в них мал (0,5—4%), примесь песчаных зерен ничтожна. Присутствие нерастворимого остатка в единичных образцах известняков в количестве более 5—7% обусловлено их окремнением.

Наиболее четко пространственно обособляются известняки I-го типа—криптокристаллические, которыми сложена верхняя известняковая толща. По внешнему виду это светло-серые, или темно-серые горизонтальнослоистые, преимущественно тонкоплитчатые породы, часто содержащие включения органических остатков (обломков криноидей, остракод, табулят, брахиопод и др.).

Основная ткань породы состоит из криптокристаллического (размер зерен 0,005 мм) и микрозернистого (0,005—0,01 мм) агрегата кальцита, в котором отмечаются следы частичной перекристаллизации, проявляющейся в виде участков прожилковидной и неправильной формы, сложенных прозрачными, более крупными (0,01—0,1 мм) зернами кальцита. В некоторых породах наблюдается послойная перекристаллизация. Среди темной криптокристаллической массы встречаются прерывистые, субпараллельно располагающиеся прослоечки микро- и мелкозернистого кальцита. Отмечаются рассеянные округлые монокристаллы карбоната размером до 1 мм и более, представляющие собой, по-видимому, измененные остатки организмов, ассоциирующие с перекристаллизованными обломками криноидей, остракод. Отмечаются рассеянные и кучнораспределенные скопления мелких (до 0,02 мм)

кристалликов окислившегося пирита. Текстура пород беспорядочная и слоеватая.

В составе тяжелой фракции установлены турмалин, амфибол, группа эпидот-цоизитовых минералов. В единичных зернах встречаются сфен и ставролит. Характерными минералами являются биотит, из рудных встречаются пирит, лимонит (табл. 7).

Химические анализы известняков (табл. 2, 4) показывают незначительное содержание в них нерастворимого остатка (не выше 3—3,3%), представленного в основном алевролитовыми зернами кварца. Прямая смесь доломита колеблется от 0,1 до 4,5%. Таким образом, породы представляют собой довольно чистую разность известняков. Кривые нагревания образцов соответствуют известнякам (рис. 4, обр. 1, 3, 595).

Тип 2-й—известняки микро- и тонкозернистые, преимущественно тонкоплитчатого сложения, иногда содержащие метаморфизованную фауну (рис. 3, слой 53, обр. 583). В западной части центрального массива Актау они распространены главным образом в средних частях известняковой толщи, залегающей на доломитах (слой 53, обр. 583, слой 71, обр. 590 и др.). Встречаются они также стратиграфически ниже—в самых верхних частях доломитовой толщи (слои 39, 41, соответственно обр. 570, 573).

По внешнему виду это серые, светло-серые, иногда сиреневато-серые, тонкозернистые, преимущественно тонкослоистые известняки. Среди них встречаются породы красновато-бурых оттенков, что связано с интенсивным ожелезнением их. Эти разности распространены в виде упомянутых выше прослоев среди доломитовых пород.

Под микроскопом видно, что порода состоит из мелких (0,02—0,04 мм, агрегат тонкозернистый) и очень мелких (меньше 0,01 мм) зерен кальцита (микрозернистый). Кроме того, среди них встречаются породы со структурами, переходящими в мелкозернистые—гранобластовые. В таких породах отмечаются новообразования хлоритового минерала, ассоциирующего с кварцем, размещающимся в виде четковидных коротких прожилков по слоистости известняка. Какой-либо закономерности в распределении агрегатов, состоящих из зерен кальцита различной размерности, не наблюдается. Вместе с тем встречаются образцы, которые характеризуются послойным чередованием кальцитового агрегата, сложенного зернами разной величины—микро-, тонко- и мелкозернистые. В этих случаях зерна породообразующего кальцита часто оказываются несколько вытянутыми и взаимно параллельно расположены. Отмеченные особенности обуславливают сланцеватую текстуру породы (табл. III, рис. 14). Среди рассматриваемых известняков встречаются линзовидные прослои, содержащие включения метаморфизованных органических остатков. Иногда в шлифах наблюдаются включения крупноволокнистого кальцита, представляющего собой, по всей видимости, метаморфизованные обломки раковин.

В составе тяжелой фракции установлены циркон, турмалин, рутил, эпидот, цоизит и амфибол. Амфибол присутствует в трех разновидностях: бесцветный с $Nm_1=1,644$; плеохроирующий от соломенно-желтого до зеленого с $Nm_1=1,688$ и бурая роговая обманка с Nm_1 , близким к 1,720 (табл. 7, обр. 570, 573, 589);

По химическому составу известняки этого типа неоднородны. Залегающие стратиграфически выше доломитовой толщи известняки являются более чистыми по сравнению с аналогичными в структурном отношении микро- и тонкозернистыми, встречающимися в виде прослоев среди доломитовой «свиты». В составе первых кальцит присутствует в количестве выше 90% (табл. 2, обр. 583, 590 и др.), а вто-

рых—ниже 90% и уменьшается до 82% (обр. 570). Дифференциальные кривые нагревания образцов соответствуют известнякам (рис. 4, обр. 570, 573).

В восточной части массива Актау широко развиты тонкозернистые известняки, состоящие из зерен размером от 0,02 до 0,1 мм, т. е. переходящие в мелкозернистые разности. Они распространены преимущественно в верхних частях известняковой толщи (слои 36, 44, 48 и др.). По химическому составу они близки к известнякам 2-го типа, распространенным в западной части Актау. Несколько повышенное количество в них нерастворимого остатка—свыше 5% (табл. 4) объясняется присутствием рассеянных в породе алевролитовых зерен кварца и четковидных прерывистых прожилков, в которых кварц ассоциирует с чешуйками мусковита (табл. III, рис. 15). Первая разновидность кварца является обломочной, кварц в прожилках, по-видимому, принадлежит к образованиям метаморфогенным. Дифференциальные кривые нагревания образцов соответствуют известнякам (рис. 4, обр. 640 и др.).

Известняки 3-го типа—неравномернозернистые, мраморизованные, широко распространены в западной части центрального массива Актау в нижних (рис. 3, слой 13) и средних (слои 29, 30) частях доломитовой «свиты», а также в нижних (слой 47) и верхних (слои 81, 82) частях известняковой «свиты», где они находятся в переслаивании с криптокристаллическими разностями известняков.

В восточной части Актау неравномернозернистые известняки спорадически встречаются преимущественно в разрезе нижней известняковой толщи известняковой «свиты» (слои 33, 37, 46—49 и др.). Петрографическое описание неравномернозернистых известняков из обоих разрезов дается общее.

Макроскопически это светло-серые, почти белые яснокристаллические породы с песчаниковидным мерцающим изломом, средне- и толстоплитчатого сложения. Реже встречаются более темноокрашенные разности, по внешнему облику производящие впечатление пород, менее перекристаллизованных.

Макроскопическим изучением также устанавливается различная степень перекристаллизации этих известняков. В одной разности известняков преобладающим является мутноватый криптокристаллический агрегат карбоната, среди которого наблюдаются участки прожилковидной и неправильной формы, сложенные прозрачными зернами кальцита микро-, тонко-, мелко- и среднезернистыми (по Хворовой, 1958). Основная ткань другой разности известняков представлена мелко-, реже среднезернистым агрегатом, среди которого наблюдаются участки неправильной формы, сложенные микро- и тонкозернистым карбонатом. В некоторых породах криптокристаллический агрегат сохранился в виде комочкоподобных образований неправильной формы (табл. III, рис. 16).

В отличие от доломита крупные зерна кальцита, как правило, имеют полисинтетическое строение. В некоторых шлифах зерна породообразующего кальцита несколько вытянуты и имеют ориентированное взаимно параллельное расположение, обуславливая тем самым параллельносланцеватую текстуру породы. В некоторых образцах встречаются многочисленные пустотки размером около 1 мм, обрамленные крупнозернистым перекристаллизованным кальцитом, иногда ассоциирующим с выделениями кварца, корродированного кальцитом. Зафиксированное в некоторых образцах известняков значительное количество нерастворимого остатка (табл. 4, обр. 1583) объясняется на-

личием рассеянных алевролитовых зерен кварца, участками образующего совместно с чешуйками мусковита прерывистые четковидные жилки. Ряд образцов характеризуется изобилием какого-то пигментного тонкодисперсного вещества, которое размещается в виде тонкой рассеянной вкрапленности на поверхности зерен кальцита и примазок на стыке последних. Отмечаются стилолитоподобные швы, к которым приурочены гидроокислы железа и глинистое вещество.

В составе тяжелой фракции нерастворимого остатка известняков, кроме рудного минерала, установлены циркон, рутил, турмалин, бесцветный и бурый гранат, амфибол. Резко преобладает эпидот, отмечен пироксен (табл. 7, обр. 551, 601; табл. III, рис. 17, 18).

Химические анализы неравномернозернистых известняков показывают некоторое непостоянство их состава. Содержание кальцита в них колеблется от 83 до 95—98% (табл. 2, обр. 605, 606, 608 и др., табл. 4, обр. 1642 и др.). Нерастворимый остаток, как правило, невелик (0,2—3%), в единичных случаях достигает 5—7%, что объясняется наличием в породе метаморфогенного кварца и мусковита. Доломит лишь в немногих образцах присутствует в количестве более 10% (табл. 4, обр. 1641). Дифференциальные кривые нагревания образцов соответствуют известнякам (рис. 4, обр. 1572, 1639 и др.).

4-й тип—известняки, полностью перекристаллизованные, мраморизованные (табл. 2, обр. 579, 551), мелко- и среднезернистой гранобластовой структуры. В западной части Актау они слагают главным образом нижнюю пачку, залегающую в основании доломитовой толщи (рис. 3, слой 6, 10, 11 и др.). Они наиболее широко распространены в восточной части центрального массива Актау, переслаиваясь с другими типами известняков. Преимущественное их развитие отмечается в трех интервалах—в основании известняковой «свиты»—слои 31, 32 (табл. 4, обр. 1637, 1638), слой 38—41, где они переслаиваются с неравномернозернистыми известняками, а также слой 45—47. Стратиграфически выше они сменяются криптокристаллическими разновидностями известняков.

Известняки представляют собой светло-серые, иногда почти белые или темно-серые яснокристаллические породы, то тонко-, то толстолитчатые, часто обладающие полосчатостью. Ширина полос от долей до 1 см, иногда более. Под микроскопом порода состоит из мелких (0,3—0,4 мм), более или менее изометричных зерен кальцита, имеющих неровные ограничения. Наблюдаются кристаллы кальцита зонального строения. Большинство зерен сдвойничено. Характерна рассеянная и кучнораспределенная вкрапленность гидроокислов железа. Отмечается примесь алевритовых угловатоокатанных зерен кварца. Структура породы мелко- и среднезернистая, гранобластовая, текстура преимущественно массивная. Наблюдалось замещение кристаллов кальцита кварцем, вероятно, обусловленное эпигенетическими (наложенными) процессами (табл. IV, рис. 19).

Из аксессуарных минералов присутствуют (в порядке убывающих количеств): турмалин, эпидот, амфибол, рутил, циркон, бесцветный и бурый гранат. Отмечаются сфен, хлорит (табл. 7). В образце 499 резко преобладающими оказались турмалин и рутил, причем на долю последнего приходится около 50% тяжелой фракции. Рутил представлен двойниками и сложными сростками кристаллов призматической формы (табл. IV, рис. 20). Свежесть кристаллов и правильность форм указывают на их регенерированный характер.

Химический состав известняков непостоянен. Примесь доломита изменяется от 0 до 12—13% (табл. 2, обр. 499, 507 и др.). В единич-

ных образцах (обр. 514, 546) примесь доломита достигает 41,84%. Количество нерастворимого остатка невелико (1,2—1,4%). Содержание кальцита составляет 82—93%.

Химические анализы известняков мелко- и среднезернистой грано-бластовой структуры, слагающих низы разреза известняковой толщи в восточной части возвышенности Актау, показывают высокие содержания примеси доломита — 30—31% (табл. 4, обр. 1637, 1638) и низкие кальцита — 68—69%. Дифференциальные кривые нагревания образцов соответствуют известнякам (рис. 4, обр. 1575).

Присутствующие в небольшом количестве в составе нерастворимого остатка известняков глинистые минералы, как установлено рентгенометрическим анализом и электронно-микроскопическим снимком (табл. IV, рис. 21), представлены гидрослюдой с примесью каолинита. Дебаеграмма обр. 499 г (табл. 9) показывает принадлежность гидрослюды к гидромусковиту. Эти данные подтверждают химическим анализом нерастворимого остатка обр. 499, в составе которого, кроме SiO_2 , устанавливаются Al_2O_3 и щелочи — K_2O и Na_2O (табл. 6). Показатели преломления ориентированных препаратов глинистой фракции (обр. 499 г) следующие: $\text{Nm}_1 = 1,58—1,60$.

Фаціальная характеристика и условия образования известняков. Анализ химико-минералогического состава и структурных особенностей описанных литогенетических

Примечание. Эталон иллита взят из руководства Михеева (табл. 840), гидромусковита из трудов ВИМСа, в. I, 1949 г.

типов известняков гор Актау позволяет сделать следующие выводы.

1. Среди выделенных четырех литогенетических типов известняков наиболее четко в химико-минералогическом и структурном отношении обособляется тип I-й — криптокристаллические известняки, слагающие верхние части известняковой «свиты» (верхнюю известняковую толщу). В других частях разреза они не встречаются.

Высокая чистота химико-минералогического состава этих образований, специфическая структура (криптокристаллическая), свидетельствующая об относительно невысокой степени их метаморфизации, определенное стратиграфическое залегание (C_2m_1 — верхи известняковой толщи) и другие геолого-минералогические признаки дают основание считать их породами, отличными от трех других типов известняков, более интенсивно метаморфизованных и имеющих большую петрографическую близость и взаимопереходы одних разновидностей в другие.

На обособленность криптокристаллических известняков указывает также более однородная геохимическая характеристика в отношении содержания малых элементов, особенно бария и стронция (табл.

Т а б л и ц а 9

Результаты рентгенометрического анализа образца 499 г (режим съемки: Fe — антикатод, $\lambda = 1,93$, $I = 14$ ма, $V = 40$, экспоз. — 5 час, $D_{\text{кам}} = 57,3$ мм, $D_{\text{образ}} = 0,5$ мм)

Обр 499 г		Иллит		Гидромусковит	
I	$\frac{d}{n^\alpha}$	I	$\frac{d}{n^\alpha}$	I	$\frac{d}{n^\alpha}$
2р	10,0	8	9,98	2	10,08
1р	7,17			6	7,21
2р	4,97	4	4,97	2	6,00
9р	4,48	8	4,47	3	4,97
3р	4,06	2	4,11	4	4,24
7	3,70	2	3,70	5	3,70
10	3,31	6	3,31	10	3,34
3р	3,21	2	3,20	1	3,17
2р	3,01	4	2,98	2	2,99
5р	2,70				
4р	2,59	8	2,56	4	2,55
5	2,44	4	2,44	4	2,45
3р	2,11	4	2,11	4	2,12
6р	1,985	6	1,98	5	1,99
7р	1,817			7	1,81
2р	1,541	6	1,64	7	1,53
6р	1,374	4	1,38	7	1,37
2р	1,046				
3р	1,035				
1р	0,988				

10), а также своеобразие парагенного комплекса аксессуарных минералов (в составе нерастворимого остатка). Среди последних присутствуют в более заметных количествах, чем в составе других типов известняков, турмалин, амфибол, эпидот, в единичных зернах—сфен и ставролит, изредка — биотит. Среди рудных минералов, кроме пирита и лимонита, отмечается магнетит (табл. 7).

Таблица 10

Относительные средние содержания Fe, Mn, Cu и малых элементов по данным спектральных анализов в доломитах и известняках гор Актау (Тамдытау, Центральные Кызылкумы)

Порода	Средний нерастворимый остаток, %	Интенсивность спектральных линий по 5-балльной шкале									
		Fe		Mn		Cu		Ba		Sr	
		ко всей породе	на бескарб. часть	ко всей породе	на бескарб. часть	ко всей породе	на бескарб. часть	ко всей породе	на бескарб. часть	ко всей породе	на бескарб. часть
Известняки	3,51	3,49	99,43	1,86	50,71	0,72	20,51	0,43	12,25	1,87	53,27
Доломиты	3,09	3,70	120,07	2,1	67,9	1,21	39,16	0,45	14,56	1,09	33,33

Порода	Средний нерастворимый остаток, %	Интенсивность спектральных линий по 5-балльной шкале										
		V		Cr		Ti		Pb		Zn		Zr
		ко всей породе	на бескарб. часть	ко всей породе	на бескарб. часть	ко всей породе	на бескарб. часть	ко всей породе	на бескарб. часть	ко всей породе	на бескарб. часть	ко всей породе
Известняки	3,51	0,17	4,84	0,36	10,26	1,08	30,77	0,26	7,41	0,13	3,70	0,45
Доломиты	3,09	0,16	5,18	0,35	11,33	0,82	26,53	0,30	9,70	0,44	14,24	0,34

Порода	Средний нерастворимый остаток, %	Интенсивность спектральных линий по 5-балльной шкале										
		Zr	Ag		Ni		Co		Be		Ga	
		на бескарб. часть	ко всей породе	на бескарб. часть	ко всей породе	на бескарб. часть	ко всей породе	на бескарб. часть	ко всей породе	на бескарб. часть	ко всей породе	на бескарб. часть
Известняки	3,51	12,82	Сл.	Сл.	0,13	3,70	—	—	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.
Доломиты	3,09	11,00	—	—	0,37	11,97	0,04	1,29	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.

Описываемые известняки являются более молодыми отложениями ($C_2b_2 + C_2m_1$), несогласно залегающими на толще, сложенной известняками 2-го, 3-го и 4-го типа ($D_3 - C_1v$). Именно к этому стратиграфическому несогласию, соответствующему смене названных петрографических типов известняков, и приурочены найденные в восточном и центральном массивах Актау в 1931 г. А. Ф. Соседко наждаки и обнаруженные в 1964 г. в центральном массиве Актау в том же горизонте Ю. В. Финкельштейном, А. И. Мансуровым и другими последователями тела бокситов.

2. Известняки 2-го, 3-го и 4-го типов различаются только степенью раскристаллизации, что подтверждается наличием промежуточных разновидностей, представляющих собой взаимопереходы одного типа известняков в другой. Какой-либо зависимости химизма породы от степени ее перекристаллизации не наблюдается, что также указывает на генетическую общность в значительной мере условно выделенных петрографических типов известняков. Сказанное дает основание пред-

полагать, что в настоящем виде они представляют собой близкие в генетическом отношении осадки, но претерпевшие в дальнейшем различную степень метаморфизации.

3. Развитие доломитовых известняков среди доломитов и в подошве известняковой толщи, залегающей на доломитах (рис. 3), свидетельствует о непрерывно-прерывистом характере процесса карбонатообразования, т. е. о том, что доломиты и известняки нижней известняковой толщи являются осадками одного и того же морского бассейна с периодически изменяющейся соленостью вод. В периоды некоторого повышения солености вод отлагались доломиты, в периоды опреснения, сначала кратковременные, а затем все более длительные, доломитообразование уменьшалось, а с определенного времени прекратилось вовсе и сменилось формированием мощной толщи известняков. Распреснение бассейна, по всей видимости, вызывалось восстановлением водообмена области седиментации с открытым морем, а не за счет вноса речных вод, на что указывает незначительная примесь кластического материала (табл. 2 и 4). Дальнейшее эпигенетическое изменение карбонатных отложений проявилось главным образом в их перекристаллизации (глубинный синдиогенез и метаморфизм).

Среди известняков 2-го, 3-го и 4-го типов наиболее близкими к исходным осадкам являются, вероятно, наименее перекристаллизованные известняки 2-го типа, представленные микро- и тонкозернистыми разностями.

Характер залегания микрозернистых известняков (довольно мощные и протяженные слои), развитие их в виде непрерывной мощной (около 550—600 м) толщи, вещественный состав (низкие содержания доломита и терригенного материала), текстурно-структурные особенности (микрозернистость и горизонтальная слоистость) свидетельствуют скорее всего о преимущественном формировании этих известняков в участках морского бассейна нормальной солености, располагающихся в некотором удалении от береговой линии. Это подтверждается также подчиненным развитием среди них явно прибрежных мелководных фаций, таких, как детритусовые известняки, и отсутствием в разрезах грубозернистых обломочных пород. Главная масса породообразующего кальцита имеет, по-видимому, смешанное хемогенно-органогенное происхождение. Очевидно, местом садки хемогенного кальцита была прибрежная зона прогретых вод, откуда он по законам механической седиментации заносился в относительно удаленные участки моря, где и формировались рассматриваемые известняки. Таким образом, в фациальном отношении эти известняки можно считать образованиями центрально-отстойного и течениявого фациальных поясов (по классификации В. И. Попова, 1963; см. рис. 3).

Известняки, слагающие верхние части разреза карбонатных формаций гор Актау, представленные криптокристаллическими разностями и содержащие обильный органогенный детритус, являются осадками прибрежными, более мелководными (волноприбойный динамический фациальный пояс, по В. И. Попову и др., 1963, см. рис. 3), а карбонат кальция, участвующий в их сложении, скорее всего имеет смешанное происхождение—хемогенно-органогенное (с преобладанием органогенного кальцита). Вполне возможно, что многие зерна кальцита размером 0,01 мм представляют собой тонкую фракцию раковинного шлама, возникшего не только от перетиранья раковинного детрита, но и от разложения его на составляющие микрокристаллы.

НЕКОТОРЫЕ ДАННЫЕ ПО ГЕОХИМИИ Fe, Mn, Cu И МАЛЫХ ЭЛЕМЕНТОВ (Ti, V, Cr, Ba, Sr, Pb, Zn, Zr, Ni) В КАРБОНАТНЫХ ФОРМАЦИЯХ АКТАУ

На основании имеющихся в нашем распоряжении более двух сотен спектроскопических определений железа, марганца, меди и малых элементов в карбонатных породах гор Актау делается попытка наметить некоторые закономерности в распределении названных элементов в разрезе свиты. Однако при этом не устанавливается каких-ли-

Т а б л и ц а 11

Весовые кларки (%) Fe, Mn, Cu и малых элементов в осадочных породах земной коры, по данным А. П. Виноградова (1962), К. К. Турекяна и К. Х. Велеполя (1961)*

Элемент	Весовые кларки осадочных пород, по А. П. Виноградову	Весовые кларки (%), по Турекяну и Велеполю (1961)		
	осадочные породы	пелитовая порода	песчаная порода	карбонатная порода
Be	$3 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-4}$	$0,8 \cdot 10^{-4}$	$0,8 \cdot 10^{-4}$
P	$7,7 \cdot 10^{-2}$	$7 \cdot 10^{-2}$	$1,7 \cdot 10^{-2}$	$4 \cdot 10^{-2}$
Mg	1,54	1,50	0,70	4,70
Ca	2,53	2,21	3,91	30,23
Ti	0,45	0,46	0,15	0,04
V	$1,3 \cdot 10^{-2}$	$1,3 \cdot 10^{-2}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$2,0 \cdot 10^{-3}$
Cr	$1,1 \cdot 10^{-2}$	$9 \cdot 10^{-3}$	$3,5 \cdot 10^{-3}$	$1,1 \cdot 10^{-3}$
Mn	$6,7 \cdot 10^{-2}$	0,085	$X \cdot 10^{-3}$	0,110
Fe	3,33	4,72	0,98	0,88
Co	$1,5 \cdot 10^{-3}$	$1,9 \cdot 10^{-3}$	$0,3 \cdot 10^{-4}$	$0,1 \cdot 10^{-4}$
Ni	$9,5 \cdot 10^{-3}$	$6,8 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-4}$
Cu	$5,7 \cdot 10^{-3}$	$4,5 \cdot 10^{-3}$	$X \cdot 10^{-4}$	$4 \cdot 10^{-4}$
Zn	$8 \cdot 10^{-3}$	$9,5 \cdot 10^{-3}$	$1,6 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$
Ga	$3 \cdot 10^{-3}$	$1,9 \cdot 10^{-3}$	$1,2 \cdot 10^{-3}$	$4 \cdot 10^{-4}$
Sr	$4,5 \cdot 10^{-2}$	$3 \cdot 10^{-2}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$6,1 \cdot 10^{-2}$
Zr	$2 \cdot 10^{-2}$	$1,6 \cdot 10^{-2}$	$2,2 \cdot 10^{-2}$	$1,9 \cdot 10^{-3}$
Ag	$1 \cdot 10^{-5}$	$7 \cdot 10^{-6}$	$X \cdot 10^{-6}$	$X \cdot 10^{-6}$
Ba	$8 \cdot 10^{-2}$	$5,8 \cdot 10^{-2}$	$X \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$
Pb	$2 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$7 \cdot 10^{-4}$	$9 \cdot 10^{-4}$

* Заимствовано из работы В. И. Попова (1963).

бо заметно повышенных концентраций, поэтому выполненный анализ касается распределения фоновых содержаний этих элементов. Абсолютные концентрации их либо близки к весовым кларкам (Fe, Sr, Ba), либо несколько ниже (Mn, Ti, V, Cr, Pb, Zn, Zr, Ni), и только медь присутствует в количествах, превышающих ее весовые кларки в десятки раз (табл. 10, 11).

Согласно данным автора, полученным в результате литологического изучения, в карбонатных породах, слагающих Актау, выделяются две основные группы—доломиты и известняки. Среди доломитов выделены первичные—седиментационные и седиментационно-метасоматические. Однако в отношении закономерностей распределения в них Fe, Mn, Cu и малых элементов они рассматриваются совместно, по-

сколько имеют близкую характеристику, являясь осадками прибрежно-морского фациального комплекса (волноприбойный и рифогенный фациальные пояса, по В. И. Попову, 1963) и не поддаются пространственному разобщению в разрезе.

Общая геохимическая характеристика в отношении указанных элементов дается и другой группе карбонатных пород — известнякам, генетические особенности которых как осадков (подобно доломитовым породам) в значительной мере оказались затухеванными последующей метаморфизацией. Однако близкая химико-минералогическая характеристика различных литогенетических типов известняков, наличие в них органических остатков и закономерности размещения в структурно-фациальной зоне свидетельствуют о близости их в генетическом отношении — известняки являются образованиями мелкого морского бассейна с нормальным солевым режимом. Все сказанное позволяет дать им в первом приближении совместную геохимическую характеристику.

Некоторое литологическое различие между известняками, слагающими верхнюю и нижнюю известняковые толщи, говорит не столько о принадлежности известняков к различным фациям, сколько об изменении режима питания области седиментации, что связано с разным возрастом этих толщ.

В таблице 10 приведены результаты спектроскопических определений (средние значения) Fe, Mn, Cu и малых элементов в доломитах и известняках, слагающих горы Актау. Результаты анализов даны по пятибалльной шкале оценки интенсивности линий спектрограмм. Для большей наглядности выявленные соотношения в распределении указанных элементов в различных подгруппах карбонатных пород изображены на геохимических профилях-графиках (рис. 5, а, б, в), отражающих смену условий накопления осадков от прибрежно-морских, формирующихся в морском водоеме с несколько повышенной соленостью (доломиты), к фациям, более удаленным от береговой линии, образующимся в участках моря с нормальной соленостью (известняки).

В распределении указанных элементов намечается дифференциация: такие элементы, как Fe, Mn, Cu, Pb, Zn, Ni, ведут себя примерно одинаково. Их абсолютные содержания оказываются более высокими в доломитах, чем в известняках. При этом наибольшая разница в содержании обнаруживается у цинка и никеля, снижение концентраций железа и марганца незначительное. Контрастность в распределении этих элементов в доломитах и известняках выявляется отчетливее при вычислении относительных содержаний (в пересчете на бескарбонатное вещество, рис. 5, а, г). Особенно резко падает относительное содержание цинка и никеля в известняках (табл. 10, рис. 5, г).

Вторая группа элементов — Ti, Zr и Sr — напротив, в наибольших концентрациях устанавливается в известняках (графики б, в). Особенно заметно возрастает содержание стронция. Абсолютные концентрации бария, хрома и ванадия в различных карбонатных породах держатся приблизительно на одном уровне.

Исходя из представлений Н. М. Страхова (1954, 1960) о том, что распределение химических элементов в осадочных толщах контролируется главным образом интенсивностью химического выветривания пород питающей провинции и соответственно формами миграции этих элементов, можно следующим образом объяснить различия в их распределении.

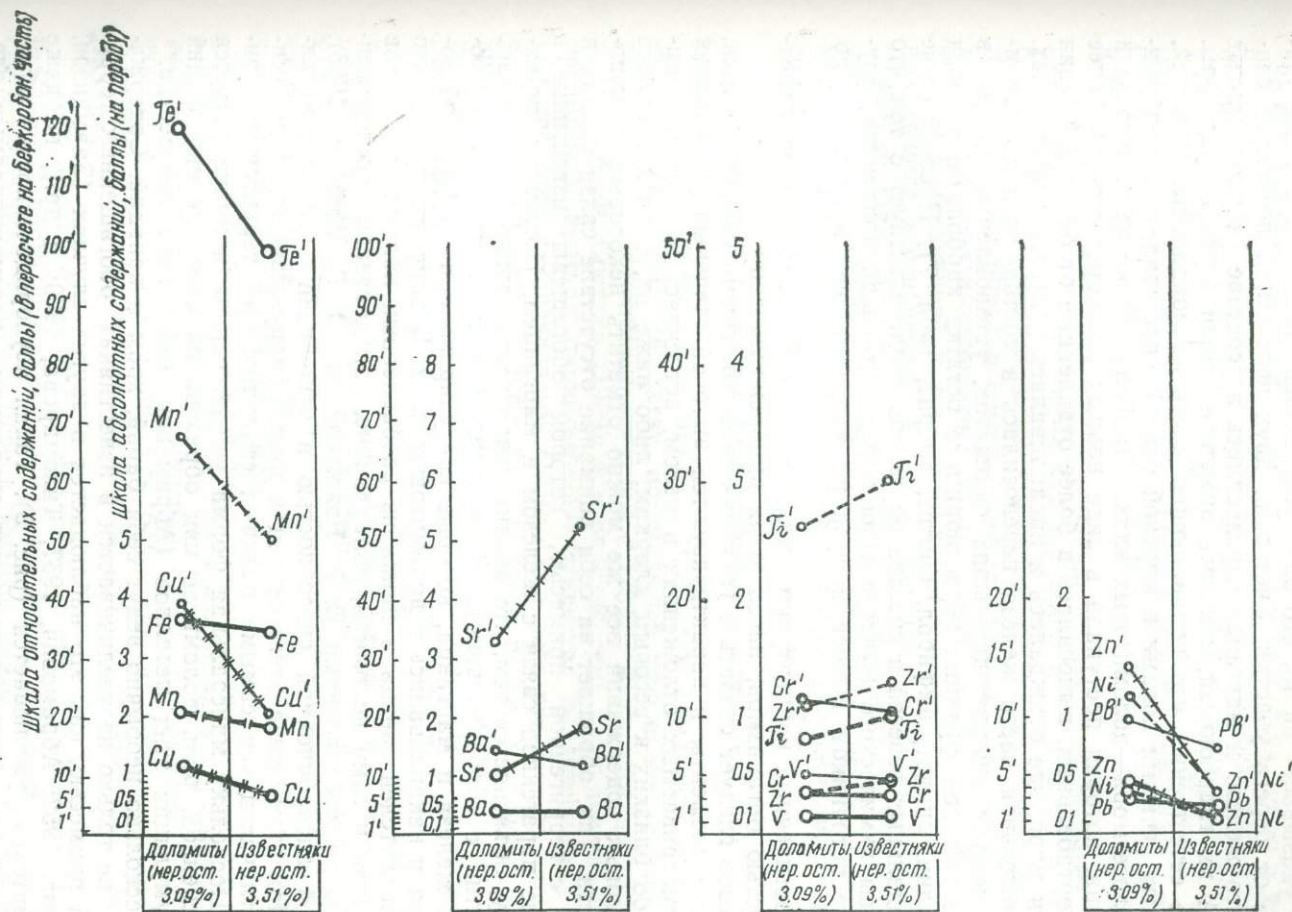


Рис. 5. Графики распределения железа, марганца, меди и малых элементов (Sr, Ba, Ti, V, Cr, Zr, Pb, Zn) в различных петрофациях карбонатных отложений Актау.

Железо, марганец и медь не обнаруживают явной связи с терригенной примесью, которая содержится в известняках в больших количествах, чем в доломитовых породах. Но присутствие железа и марганца в известняках в количествах, немногим меньших, чем в доломитах, указывает на то, что они выносились также и в более удаленные от берега участки. Учет этих двух положений позволяет считать, что железо и марганец переносились в составе коллоидальных взвесей их гидроокисей, меньшее значение имели ионные растворы. Вполне естественно, что подавляющая часть коллоидальных взвесей, вносимых речными водами в морской бассейн, осаждалась в прибрежной полосе моря—доломитовых илах. Наибольшая же часть железа и марганца, которая поступала в виде ионных растворов как наиболее транспортабельных, выносилась в более отдаленные от береговой линии участки моря, где осаждалась и накапливалась в известняковых илах. Незначительная часть железа переносилась в составе мелких обломков и чешуек железосодержащих силикатов, установленных нами в составе тяжелой фракции нерастворимого остатка карбонатных пород (турмалин, эпидот, амфибол, биотит, хлорит, табл. 7). Преобладание коллоидальных взвесей в составе растворов свидетельствует о том, что процессы химического выветривания пород питающей провинции, служившие источником выноса железа и марганца, не проходили до конца.

Повышенные концентрации меди, возможно, связаны с жизнедеятельностью организмов, населявших прибрежную зону моря.

Особо следует сказать о геохимическом поведении свинца и цинка. Хотя эти элементы и характеризуются высокой степенью рассеивания в рассматриваемых отложениях в целом, встречаясь в концентрациях, либо близких к весовым кларкам, либо ниже их, в распределении их фоновых содержаний все же можно отметить некоторые закономерности. Так, обращает на себя внимание отсутствие связи свинца и цинка с терригенной примесью, которой обогащены известняки, и наличие парагенной связи с железом и марганцем. Последнее, по-видимому, объясняется тем, что значительная часть свинца переносилась совместно с сорбиовавшими их коллоидальными частицами гидроокисей железа и марганца, которые коагулировали в прибрежной зоне моря и накапливались в доломитовых илах. Вполне возможно, что роль осадителей свинца и цинка из разбавленных ионных растворов выполняли и сами доломиты, обладающие, как доказано экспериментальными исследованиями Е. В. Рожковой и О. В. Щербак (1956), высокой адсорбционной способностью в отношении тяжелых металлов. При этом, чаще всего свинец и цинк обнаруживаются в доломитах, отличающихся самыми низкими содержаниями терригенной примеси. Поскольку минеральная форма увязки свинца и цинка остается невыясненной, роль доломитов как образований определенных фаций в аккумуляции этих металлов (Абрамович, 1968) пока неизвестна.

Несколько необычно ведут себя барий, хром и ванадий. Содержание их не только не увеличивается в известняках, обогащенных терригенной примесью, как это наблюдается в других случаях (Залманзон, Шишова, 1952; Абрамович, 1957; Тихомирова, 1960; и др.), но даже незначительно уменьшается (рис. 5). Такая неупорядоченность объясняется либо недостаточными концентрациями рассматриваемых элементов, либо недостаточной чувствительностью анализов, искажающих истинную картину их распределения.

Характер распределения титана, стронция и циркония, концентрации которых в противоположность железу, марганцу, свинцу и цинку нарастают в известняках, обогащенных терригенной примесью, объяс-

сняется, по-видимому, тем, что господствующей формой переноса титана и циркония являлась механическая взвесь. При этом более ярко выраженными кластофильными чертами обладает титан (рис. 5).

Особенности геохимического поведения стронция, наиболее высокие концентрации которого отмечаются в известняках, почти в два раза превышающие содержание его в доломитах, обусловлены, по-видимому, его способностью мигрировать в ионных растворах. Вследствие близости ионных радиусов стронция и кальция оба эти элемента должны соосаждаться в более поздний период в форме карбоната кальция. Стронций также накапливался в известковых скелетах планктонных и других организмов.

Таким образом, в период накопления карбонатных осадков D_1-C_2 , слагающих горы Актау, наиболее заметным был привнос в морской бассейн железа, марганца, меди и стронция, а бария, ванадия, хрома, титана, свинца, цинка и никеля—незначительным. Привнос бария стал заметнее в период накопления верхней известняковой толщи (C_2). Наибольшей тенденцией к миграции характеризовались титан и цирконий (в виде механической взвеси), стронций (в ионных растворах). Стронций накапливался в пелагических фациях почти в два раза сильнее, чем в периферических. Наименее интенсивно мигрировали железо, марганец, медь, свинец, цинк, никель, которые осаждались главным образом в прибрежно-морских фациях—доломитах¹.

Проявления наждаков и бокситов в известняках Актау

Наждачно-корундовые линзы в пределах Тамдынского палеозойского массива (Малый Актау, центральный массив Актау, сай Аджи-ректы и горы Шушактау) известны с 1933 г. Здесь они впервые обнаружены А. Ф. Соседко (1939). Им описано семь корундово-наждачных проявлений, краткая геолого-минералогическая характеристика которых сводится к следующему. Общим для всех рудных участков является приуроченность рудных линз к узкой полосе шириной 10—15 м, прослеживаемой в виде прерывистой цепочки более чем на 10—12 км по простиранию. Характеристика этих обособленных рудных проявлений, названных А. Ф. Соседко месторождениями, приводится ниже.

Ащебулакское (наиболее западное) месторождение расположено в Малом Актау. В западной части месторождения проходит крупный сай Ащебулак. Мелкие корундово-наждачные линзы, гнезда, размером до 1,5 м и 0,5 м, со значительными перерывами прослеживаются по простиранию более чем на 1500 м. Руды в основном состоят из корунда (89%), заключенного в маргарите.

Чингильдинское месторождение располагается в 2,5 км к юго-востоку от Ащебулакского, на вершине западного отрога центрального массива Актау. Рудоносная зона с перерывами (три гребня—три участка) прослеживается более чем на 1000 м по простиранию. Преобладает зеленовато-желтая руда с содержанием корунда 50—60%.

Актауское месторождение размещается в светлых мраморах в западной части центрального массива Актау, в 0,5 км к востоку от сая Дженгельды (правый берег). Рудные линзы прослеживаются с перерывами свыше 700 м по простиранию. Преобладает зеленовато-желтая руда, аналогичная рудам Чингильдинского месторождения.

¹ Причины отсутствия повышенных концентраций свинца и цинка в доломитах рассматриваются в заключении.

Сарыбулакское месторождение находится в крайнем северо-восточном отроге Актауского массива, в 4 км к юго-западу от аула Аджиректы. Общая протяженность рудоносной полосы около 800 м, ширина 15—20 м. Форма рудных тел: линзы, гнезда, желваки. Линзы имеют 1—2 м в длину. Здесь преобладают пятнистые руды, в которых простым глазом можно видеть оолитовую структуру. Содержание корунда невысокое.

Аджиректинское месторождение находится в 700 м к югу от аула Аджиректы. Линзы и гнезда наждачной породы прослеживаются в виде узкой полосы с перерывами по простиранию более чем на 2 км. В северной части месторождения преобладают диаспоровые руды, в южной встречаются черные, плотные, мелкозернистые наждачные руды.

Тамдынское месторождение расположено в 3,5 км к западу от сел. Тамды. Здесь отмечено шесть наждачно-корундовых рудных линз, морфологически и по вещественному составу сходных с таковыми Аджиректинского месторождения.

Бастауское месторождение находится в 7 км к северо-востоку от сел. Тамды. Наибольшая рудная линза, размером 9×4 м, которая состояла из сплошного синего корунда, полностью выработана. Вообще подавляющая масса наждачно-корундовых тел, особенно рудных, богатых корундом, выработана. По данным Н. П. Петрова, к 1950 г. из указанных месторождений добыто свыше 40 000 т руды.

При проведении литологических исследований в горах Тамдытау в 1961 г. нами собран некоторый каменный материал с месторождения Сарыбулак.

К настоящему времени названные месторождения, в особенности Сарыбулакское, почти полностью выработаны. Рудные тела имеют резкие контакты с вмещающими светло-серыми и белыми мраморами, которые, как показали химический и термический анализы, являются сравнительно чистыми перекристаллизованными известняками. Содержание кальцита в них достигает 98,8%, примесь доломита незначительна (ниже 3%), количество нерастворимого остатка также невелико—от 0,88 до 3,15%. Микроскопическое изучение шлифов, отобранных из руд Сарыбулакского месторождения, подтверждает резкость контактов их с вмещающими мраморизованными известняками, в которых под микроскопом не обнаружено никаких минералов, за счет которых могли бы образоваться корундово-наждачные руды.

В составе руд Сарыбулакского месторождения под микроскопом нами наблюдались пирофиллит, хлорит, тремолит, мельчайшие зерна корунда. Химический состав изучавшихся нами руд оказался следующим: Al_2O_3 —42,11%, SiO_2 —22,44%, Fe_2O_3 —5,88%, FeO —12,65%, TiO_2 —1,55%, MnO —0,00%, P_2O_5 —следы, CaO —6,82%, MgO —1,52%, Na_2O —1,23%, K_2O —0,25%, CO_2 —1,32% и п. п. п. 4,24=99,5% (хим. лаборатория ИГиГ АН УзССР, химик-аналитик А. Н. Хан, 1962). Спектральным анализом в этих рудах установлены следующие компоненты: барий, стронций, марганец, ванадий, хром, цинк, мышьяк, никель, кобальт, цирконий и галлий—сотые доли процента, медь, свинец, бериллий—тысячные доли, скандий в следах. В количестве около одного процента присутствует титан (спектральная лаборатория ИГиГ АН УзССР, 1962). Как указывалось еще А. Ф. Соседко, в Сарыбулакском и Чингильдинском месторождениях макроскопически встречаются руды с оолитовыми структурами.

Учитывая стратифицированное залегание корундово-наждачных проявлений и наличие оолитовых структур в рудах, А. Ф. Соседко (1934)

пришел к выводу, что описанные им корундово-наждачные рудопроявления Ащебулакское, Бастауское и др. и корундово-наждачные диаспоровые руды месторождений Сарыбулак, Аджиректы и др. являются в разной степени метаморфизованными бокситами, накопившимися во время перерыва в осадконакоплении в верхнесилурийское время (по последним данным — в предверхнебашкирское).

В летний период 1964 г. сотрудники Бокситовой поисковой партии Самаркандской экспедиции Ю. В. Финкельштейн и Е. Т. Канонихин, а также сотрудник тематической экспедиции Министерства геологии УзССР Р. И. Мансуров обнаружили в верхней части известняковой свиты линзы бокситовых пород, приуроченных к тому же горизонту, что и диаспоровые и корундово-наждачные проявления, изученные А. Ф. Соседко.

По данным К. А. Набиева (1964), линзы бокситовых пород, занимающая определенное стратиграфическое положение (основание темно-серых тонкоплитчатых известняков $(C_2b_2 + C_2m_1)$), залегают на светло-серых массивных известняках условно верхневизейского возраста (C_1V_2) , прослеживаются в виде цепочки на 10 км по простиранию. В западном направлении (горы Аджиректы и Шушактау) бокситы переходят в типичные корундово-наждачные проявления. Бокситы, по данным К. А. Набиева (1964), образуют линзообразные залежи протяженностью до 120 м и мощностью до 15 м (?). На выходах они красновато-бурые, в свежем изломе — зеленовато-серые, плотные, массивные. По составу бёмит-диаспоровые с высоким содержанием глинозема — до 56,02% и SiO_2 —12,83%, $Fe_2O_3 + FeO$ —11,91%, TiO_2 —2,20% и п. п. п. 11,24%.

Бокситовые рудные тела Актау разведывались в течение 1965—1968 гг. (С. И. Соколов и др., Министерство геологии УзССР). Однако окончательные перспективы бокситоносных известняковых субформаций Актау остались неизученными. Необходима разубка глубоких горизонтов известняковых субформаций, развитых в юго-восточной и северо-западной частях гор Актау, для подсечения в них предверхнебашкирского несогласия.

Глава IV ЛИТОЛОГИЯ И ФАЦИАЛЬНО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КАРБОНАТНЫХ ФОРМАЦИЙ ГОРНОЙ ГРЯДЫ МУРУНТАУ

Литология девонских отложений Мурунтау изучалась нами в трех пересечениях. Один разрез составлен в 1,4 км восточнее родника Аулие-Куджумды, два—в районе кол. Бесапан-Беликудук (рис. 1). Общая мощность изученных отложений девона на меридиане Бесапан-Беликудук около 1618 м (по О. И. Киму и А. И. Суздальскому—1890 м, 1963; по К. К. Пяткову и др.—1200 м, 1961).

Главнейшими литологическими типами пород, слагающими разрез девона, являются известняки, составляющие 78,4% (1268,1 м) общей мощности разреза (1618 м), и доломиты—21,6% (350,9 м).

ЛИТОСТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ ДЕВОНСКИХ ОСАДОЧНЫХ ФОРМАЦИЙ МУРУНТАУ

Разрез III—III (рис. 6) девонских отложений на меридиане колодца Бесапан-Беликудук

Литологические особенности отложений девона с учетом фаунистической характеристики их в интерпретации, данной им В. А. Анкиной, А. И. Лесовой, З. С. Румянцевой (1959) и О. И. Кимом, А. И. Суздальским (1965), позволили нам расчленить их на следующие свиты¹ и подсвиты.

Нижний отдел девона (жединский и кобленцкий ярусы нерасчлененные)

Дженгельдинская свита. Базальные слои. В подножии южного склона Мурунтауской гряды на песчано-сланцевых отложениях бесапанской свиты (азимут падения СЗ—350°, угол падения 70°) с угловым и азимутальным несогласием залегают базальные слои карбонатной толщи девона (азимут падения СВ—5—26°, угол падения 50°). Они представлены в основании либо мелкогалечными конгломератами, либо крупнозернистыми гравелитами кремнисто-кварцевого состава, пестрой окраски с преобладанием серовато-бурых тонов. Обломки принадлежат кварцу и кварцитовидным породам с роговиковой структурой, галька угловато-окатанная. Цемент порового и контактового типа, по составу кремнистый и кремнисто-серицитовый. В нем отмечается вкрапленность окислившегося пирита. Стратиграфически выше конгломераты (либо гравелиты) сменяются песчаниками крупно- и среднезернистой структуры с примесью мелкого гравия. Песчинки в главной массе представлены кварцем. Цементирующим веществом слу-

¹ Свиты даны по О. И. Киму и А. И. Суздальскому.

жит кремнистый агрегат, пропитанный гидроокислами железа. Тип цементации контактовый, реже поровый. Отмечается окислившийся пирит. Средняя мощность слоя 6,0 м.

На песчаниках, как правило, залегают тонкоплитчатые известняки серой и сиреневато-серой окраски, криптокристаллической структуры. Средняя мощность слоя известняков в изученных разрезах 4,0—5,0 м. Здесь было составлено два разреза на расстоянии 0,5 км друг от друга. В работе приводится описание одного из них (каменный материал по нему изучен с большей детальностью).

Выше по разрезу известняки сменяются мощной толщей карбонатных отложений, в нижней части которых резко преобладают темно-серые, почти черные доломиты с «песчаниковидным» мерцающим изломом («искристым»). По содержащейся в них довольно обильной и разнообразной фауне эта толща относится к нижнему девону (табл. 12). По литологическому составу она расчленяется на три подсвиты (рис. 6).

Нижняя доломитовая подсвита (рис. 6, слои 3—15) сложена преимущественно темно-серыми, почти черными доломитами, отличающимися «искристым» изломом и толстослоистым сложением. В них встречаются многоярусные биогермы табулят, строматопороидей, строматолитов и остатки других организмов. В подчиненном количестве присутствуют слои (7) серых и светло-серых, яснокристаллических доломитов.

Темно-серые доломиты обладают преимущественно тонкозернистой и неравномернозернистой мозаичной структурой (табл. V, рис. 25), встречаются доломиты с псевдобрекчиевой (табл. V, рис. 26), криптокристаллической и реликтивно-органогенной (слой 10, обр. 1322; табл. IV, рис. 24) структурой. Доломитам серой и светло-серой окраски свойственна мелкозернистая мозаичная структура. Доломитовые породы отличаются довольно высоким и устойчивым содержанием доломита (табл. 14). Собранные нами органические остатки оказались принадлежащими к родам *Paramphiroga* ex gr. *tomiensis* Yavog., *Paramphiroga* cf. *apomalis* Less. (определения А. И. Лесовой)¹, датирующими вмещающие отложения как нижний девон. Мощность подсвиты 227,9 м.

Нижняя доломитовая подсвита соответствует нижней подсвите нижнего девона, выделенной О. И. Кимом и А. И. Суздальским (1965).

Средняя известняковая подсвита (слои 16—18) нижнего девона слагается известняками, обладающими неоднородной окраской и различной текстурой. В нижней части пачки преобладают сиреневато-серые тонкоплитчатые известняки криптокристаллической структуры. Они характеризуются довольно высоким содержанием кальцита — около 90% (см. табл. 17, обр. 1331). Примесь доломита незначительна (в среднем около 4,0%). По простираанию эти известняки переходят в серые микро- и тонкозернистые, отличающиеся более толстослоистым сложением.

В подошве известняковой пачки на контакте с подстилающими черными доломитами фиксируется мраморизованная крупнозернистая порода, оказавшаяся тектонической брекчией (обр. 1332). В верхней части известняки приобретают более светло-серую окраску, становятся плотными и толстослоистыми. Содержание в них кальцита остается прежним (90—91%), примесь доломита несколько возрастает (до 6%).

¹ Полные списки комплексов фауны, собранных в отложениях девона Мурунтау, приведены в работах М. Л. Рывкина, А. С. Стародубцевой и др. (1954, 1966), В. А. Аникиной и др. (1959), К. К. Пяткова и др. (1959—1963), Ю. А. Лихачева и др. (1961—1963).

Распространение фауны в девонских отложениях Мурунтау
(по данным О. И. Кима и А. И. Суздальского, 1964)

Наименование фауны	Дженгельдинская свита				Мурунтауская свита - D ₂	Беликудукская свита - D ₃
	базальные слои	нижняя подсвита - D ₁	средняя подсвита - D ₁	верхняя подсвита - D ₁		
Брахиоподы						
<i>Cymostrophia</i> cf. <i>stephani</i> (Barr.)	+	+				
<i>Hysterolites</i> ex gr. <i>neri</i> (Barrande)	+		+			
<i>Athyris</i> sp.	+		+			
<i>Trematospira</i> sp.			+			
<i>Megastrophia uralensis</i> (Tschern.)			+			
<i>Megastrophia</i> sp.			+			
<i>Stropheodonta</i> sp.			+			
<i>Conocardium</i> sp.	+		+			
<i>Atrypa</i> ex gr. <i>reticularis</i> Linn.			+		+	
<i>Atrypa</i> cf. <i>devoniana</i> Webster			+		+	
<i>Machaeraria</i> ex gr. <i>amalthaea</i> (Barr.)			+			
<i>Camarotoechia</i> sp.			+			+
<i>Leptaena rhomboidalis</i> Wilk.			+		+	
<i>Carinatina</i> sp.			+			
<i>Schellwienella</i> sp.			+			
Табуляты						
<i>Favosites</i> cf. <i>preplacenta</i> Dubat.					+	
<i>Favosites</i> cf. <i>nitidus</i> Chapman			+			
<i>Favosites</i> cf. <i>brusnitzini</i> Peetz.			+		+	
<i>F. pseudorobustus</i> Kim (in coll.)			+		+	
<i>Favosites</i> sp.	+		+			
<i>Dyctiofavosites</i> cf. <i>tschernajaensis</i> Dubat.			+			
<i>zquameofavosites</i> aff. <i>bohemicus</i> (Pocta)			+			
<i>Squameofavosites</i> sp.			+			
<i>Pachyfavosites</i> aff. <i>nitella</i> Winchell			+			
<i>Alveolites</i> sp.			+		+	
Брахиоподы						
<i>Cyrtospirifer</i> cf. <i>brodi</i> (Wen).						
<i>Conchidiella</i> ex gr. <i>pseudobaschkirica</i> (Tschern.)					+	
<i>Conchidiella</i> cf. <i>calvata</i> Khod.					+	
<i>Conchidium</i> cf. <i>tenuicostiatum</i> Litwinovith					+	
<i>Dentatrypa</i> cf. <i>kolimensis</i> (Nal.)					+	
<i>Atrypa</i> cf. <i>konvensis</i> Khod.					+	
<i>Atrypa</i> cf. <i>spinosaeformis</i> Khod.					+	
<i>Atrypa</i> cf. <i>aspera</i> Schl.					+	
<i>Carinatina arimaspus</i> (Eichw.)					+	
<i>Carinatina</i> cf. <i>subplana</i> Khod.					+	
<i>Anathyris</i> sp.					+	
<i>Gypidula</i> cf. <i>ivdelensis</i> Khod.					+	
<i>Gypidula acutolobata</i> Sandb.					+	
<i>Stringocephalus burtini</i> Defr.					+	
<i>Karpinskya</i> sp.					+	
<i>Clorinda pseudolinguifera</i> var. <i>oschica</i> Nikif.					+	
<i>Schizophoria</i> cf. <i>striatula</i> Schloth					+	
<i>Theodosie anosofi</i> Vern.					+	
Кораллы						
<i>Acantophyllum</i> sp.					+	
<i>Tryplasma</i> sp.					+	
Криноиден						
<i>Kazachstanocrinus</i> sp.						+

Наименование фауны	Дженгельдинская свита				Мурунтауская свита — D_2	Беликундукская свита — D_3
	базальные слои	нижняя подсвита — D_1	средняя подсвита — D_1	верхняя подсвита — D_1		
Криноидеи						
<i>Cupressocrinites ovatus</i> Schew.					+	
<i>Cupressocrinites planus</i> Schew.					+	
<i>Hexacrinites</i> cf. <i>kartzewae</i> Yelt. et Dubat.					+	
<i>Cyathorinus</i> cf. <i>angustus</i> Velt.						+
Строматопоры						
<i>Ferestromatopora</i> cf. <i>krupennikovi</i> Yavor						+
Табуляты						
<i>Gephyropora</i> sp.		+				
<i>Mastopora</i> sp.		+				
<i>Cladopora</i> sp.			+	+		
<i>Scoliopora</i> sp.			+	+		
<i>Thamnopora</i> cf. <i>siavis</i> Dubat.			+			
<i>Thamnopora</i> sp.			+			
<i>Syringopora</i> cf. <i>crispa</i> Schlüter			+			
<i>Trachypora</i> sp.			+			
<i>Oculipora</i> sp.			+	+		
<i>Striatopora</i> sp.			+			
<i>Thecosbegites</i> ex. gr. <i>compactus</i> Dubat.			+			
Строматопоры						
<i>Anostilostroma</i> sp.	+	+				
<i>Gerronostroma uzbekistanium</i> Less.		+				
<i>Clathrodictyon</i> ex gr. <i>rectum</i> Parks.				+		
<i>Stromatopora</i> cf. <i>carteri</i> Nich		+				
<i>Paramhipora</i> cf. <i>anomalis</i> Less.		+		+		
<i>P. tomiensis</i> var. <i>gracilisporis</i> Less.		+				
Ругозы						
<i>Stenophyllum spinulosum</i> Soshk		+				
<i>Fasciphyllum</i> sp.		+				
<i>Amphipora</i> ex. gr. <i>ramosa</i> Phill.		+			+	
<i>Amphipora</i> sp.				+		

Средняя известняковая подсвита соответствует средней подсвите О. И. Кима и А. И. Суздальского, сложенной амфипоровыми доломитами и известняками, содержащими обильную фауну брахиопод, криноидей, строматопороидей (табл. 12), которая датирует свиту нижним девоном. Мощность подсвиты в изученном разрезе равна 57,5 м, т. е. заметно меньше данных О. И. Кима (150 м). Сокращение мощности описываемой подсвиты по изученному разрезу вызвано тектоникой, проявляющейся в виде разломов в почве и кровле известняковой пачки. Углы падения доломитов и плоскостей смещения разломов 40—45°, известняков — 20°.

Верхняя доломитовая подсвита (слои 19—20) в литологическом отношении близка к нижней. Она представлена толщей темно-серых, почти черных доломитов, которые по линии изученного разреза тектонически контактируют с известняками средней подсвиты. Доломиты неравномернозернистые, то скрытокристаллические (под микроскопом — микро- и тонкозернистые), то яснокристаллические с мерцающим песчаниковидным изломом (под микроскопом — мелкозернистая мозаичная структура). Текстура нередко массивная. Со-

держание доломита в породах 85—90%, примесь кальцита 10—12% (см. табл. 14). В доломитах заключены колонии табулят и строматопорондеев, которые, согласно определениям О. И. Кима и А. И. Лесовой, датируют подсвиту нижним девонем (табл. 12). Мощность верхней пачки доломитов по изученному разрезу около 50,0 м, т. е. она здесь значительно сокращена за счет тектоники, влияние которой подтверждается наличием в верхах пачки своеобразных светло-серых яснокристаллических доломитов (обр. 1341), имеющих обломочный облик.

Общая мощность карбонатных отложений нижнего девона по разрезу равна 330,1 м. Из них 272,6 м составляет суммарная мощность доломитов (82,5%). На известняки приходится 57,6 м (17,5%).

Средний отдел девона

Средний отдел девонских отложений представлен фаунистически охарактеризованными известняками эйфеля и живета. По данным О. И. Кима (устное сообщение), контакт среднего девона с доломитами нижнего почти повсеместно тектонический, за исключением восточной части Мурунтау, где с размывом, но без видимого углового несогласия нижедевонские отложения перекрываются нижеэйфельскими (рис. 6).

Отдельные стратиграфические свиты среднего девона находятся в сложных тектонических взаимоотношениях. По линии разреза они сложены в опрокинутую складку с разорванным южным крылом. Поэтому на доломитах нижнего девона залегает тектонический блок живетских отложений, представленных светло-серыми и кремовато-серыми конгломератовидными известняками (содержащими растащенную известняковую гальку), охарактеризованными фауной живета. На них (мощность 37,0 м) лежат верхние горизонты эйфеля. С кремнистыми известняками эйфеля тектонически контактируют вышележащие отложения живета, охарактеризованные многочисленной фауной, однозначно датирующей вмещающие известняки живетским ярусом (табл. 12).

Эйфельский ярус (южнобоздонская свита). Эйфельский ярус, слагающий южный склон и пригребневую часть Мурунтау, выделен группой П. Н. Подкопаева в 1962 г. в южнобоздонскую свиту, соответствующую известняковой части мурунтауской свиты Ю. А. Лихачева и др. (1961, 1963). Нами по литологическим особенностям в составе южнобоздонской свиты (по Н. П. Подкопаеву) выделяются следующие подсвиты.

Нижняя подсвита—пятнистые известняки (рис. 6, слой 21—25). В свежем изломе пятнистых известняков можно видеть, как в серой яснокристаллической карбонатной массе как бы плавают сглаженные обломки темно-серых тонкокристаллических известняков (обр. 1351). Под микроскопом обнаруживается их комковато-сгустковая структура и горизонтальная микрослоистая текстура, изредка наблюдаются косослоистые серии. Содержание кальцита в пятнистых известняках высокое и устойчивое (90—94%), примесь доломита незначительна (около 2%), количество нерастворимого остатка невелико—2,5% (см. табл. 17, обр. 1348, 1349 и др.). Мощность подсвиты 123,9 м.

Верхняя подсвита—тентакулитовые известняки с кремневыми стяжениями (слой 26—27). Известняки, участвующие в строении этой подсвиты, обладают тонкоплитчатым сложением и часто представляют собой тонкое переслаивание известняковых прослоев различной окраски, то светло-серых, то темно-серых, то

зеленовато-серых. Характерной особенностью их является обилие в них кремневых конкреций, образующих мелкие, овальные, либо неправильной формы линзочки, реже сферические образования, располагающиеся по напластованию (табл. IV, рис. 23). Размер стяжений 15—25 см и более. Эти известняки также отличаются высоким содержанием кальцита (93—94%) и небольшой примесью доломита (около 2%). Количество нерастворимого остатка в них невысокое, но резко возрастает в кремневых разностях. Мощность яруса по разрезу 240,7 м.

Живетский ярус (аулие-куджумдинская свита). Карбонатные отложения живетского яруса выделены группой П. Н. Подкопаева в аулие-куджумдинскую свиту и соответствует верхней известняковой части мурунтауской свиты Ю. А. Лихачева и др. (1961—1963). Отложения свиты слагают северный склон Мурунтау и контакт их с вышележащими образованиями верхнего девона проходит по подножью центральной водораздельной гряды, морфологически несколько выше коллота Беликудук. В литологическом отношении нами в составе свиты выделяются две подсвиты.

Нижняя подсвита—серые и темно-серые тонкоплитчатые известняки (рис. 6, слои 29—50). В основании подсвиты залегают светло-серые и кремовато-серые конгломератовидные известняки, стратиграфически выше сменяющиеся серыми и темно-серыми тонкоплитчатыми известняками, среди которых встречаются прослои сиреневатых тонкослоистых, обычно тонкорассланцованных и легче поддающихся выветриванию. Поэтому прослои серых известняков рельефно выступают в виде нескольких сглаженных гривок над известняками сиреневатой окраски.

Известняки серые и темно-серые характеризуются высоким содержанием кальцита (93—97%, см. табл. 17, обр. 1268, 1277 и др.). Значение нерастворимого остатка невелико (2—3%), количество доломита колеблется от 0,5 до 5%. Известняки сиреневатой окраски в общем близки по составу к серым, отличаясь несколько повышенным содержанием железа (обр. 1272 и др.). Под микроскопом у большинства известняков обнаруживаются крипто- и микрозернистое строение и тонкослоистая текстура. Известняки часто имеют комковатую и комковато-сгустковую структуру (обр. 1277, 1285 и др.). В верхних слоях свиты они закарстованы и содержат межпластовые четковидные жилы и гнезда крупнокристаллического кальцита, часто ассоциирующего с кварцем. Мощность подсвиты по разрезу 272,9 м.

Верхняя подсвита—разлистованные известняки (слои 51—61). Известняки этой подсвиты отличаются ясно- и тонкослоистым сложением, сообщающим породе облик сланцев. В свежем изломе видна тонкая перемежаемость слоев серого и темно-серого цвета с окрашенными в сиреневые тона. При этом окраска согласуется со слоистостью пород, строго совпадая с границами слоев, что говорит о первичном происхождении ее. Такая тонкая перемежаемость различно окрашенных слоев известняков может быть вызвана колебанием окислительно-восстановительной границы в формирующихся известковых илах. Наблюдаются косослоистые серии (обнажение 125 и др.) и наличие на плоскостях напластования знаков ряби (струйчатая рябь донных течений, табл. IV, рис. 22), свидетельствующих о движении придонных вод в период образования осадков.

Известняки отличаются высоким содержанием кальцита (91—94%; см. табл. 17) и незначительной примесью доломита (2,5—3%). Терригенная примесь довольно заметна (3,5—5%). Она представлена главным образом тонкодисперсным веществом (преимущественно гидро-

мусковитом). Преобладают известняки с криптокристаллической и неравнозернистой структурой. В составе их превалирует криптокристаллический агрегат, который либо переслаивается с перекристаллизованным прозрачным микро- и тонкозернистым кальцитом (известняки микрослоистой структуры), либо слагает основную ткань породы, в которой перекристаллизованный кальцит находится в виде неправильных скоплений. Заметную роль в строении подсвиты играют известняки комковатой и комковато-сгустковой структуры. Известняки с комковатой структурой, как правило, заметно ожелезнены. Среди органических остатков преобладают брахиоподы (табл. 12).

Характерной чертой известняков является интенсивная дислоцированность их, проявляющаяся как в виде мелкой слоистости, гофрированности, так и в общем изменении элементов залегания. Они отличаются повышенной закарстованностью и широким развитием кварцево-карбонатных гнезд и четковидных жил, размер которых в местах раздува достигает 15—25 см. Кварц прозрачный, гребенчатый. В обособленных образованиях представлен молочно-белой разностью. Кальцит крупнокристаллический, в ассоциации с кварцем имеет кремовый цвет. Подавляющая масса кварц-карбонатных образований размещается вдоль напластования известняков. Мощность подсвиты 172,50 м.

Мощность живецких отложений по изученному разрезу 445,4 м, что согласуется с данными О. И. Кима (290—630 м). Общая мощность отложений среднего девона по изученным разрезам 686,1 м.

Верхний отдел девона

Сиреневато-серые тонкослоистые известняки живета согласно перекрываются темно-серыми тонкокристаллическими и органогенными толстослоистыми известняками (детритусовыми и строматопоровыми), содержащими обломки *Cyrtospirifer* sp., *Theodossie anosofi* Vern. и др., датирующими отложения франским ярусом.

В основании разреза (на левом склоне сая Беликудук, на 150 м гипсометрически выше поймы сая) нами собраны крупные особи *Actinostroma* ex gr. *Clathratum* Nich. (определения А. И. Лесовой), датирующие вмещающие известняки как переходные от D₂ к D₃. По литологическим признакам в составе свиты, названной О. И. Кимом и др. беликудукской, нами выделяются две подсвиты.

Нижняя подсвита — известняки, ритмически переслаивающиеся с доломитовыми породами (рис. 6, слой 62—223). В основании описываемой подсвиты развиты прослой (слой 75) известняково-доломитовых микстолитов мощностью до 8 м, в которых содержится доломита 47—48% (см. табл. 21, обр. 1367 и др.). Количество кальцита достигает 29—30%. Микстолиты находятся в переслаивании с известняками. Микроскопически они представляют собой плотные, тонкоплитчатые породы, при ударе молотком распадаются на осколки, поперечные напластования.

В группе известняков преобладают комковатые разности с органогенным детритусом и строматопоровые известняки. Макроскопически они обладают преимущественно темно-серой окраской, отличаются неоднородным комковатым сложением. Встречаются как тонко-, так и толстоплитчатые известняки, часто содержащие включения метаморфизованной фауны, среди которой преобладают строматопороиды.

Под микроскопом у известняков обнаруживается чаще всего комковатая, либо комковато-реликтивно-органогенная структура. Комковатые известняки постепенно переходят в разности с микро- и тонкозер-

нистой структурой. Они характеризуются высоким содержанием кальцита (до 93%, см. табл. 17, обр. 1430). Такие доломитовые известняки являются переходными разностями к доломитовым породам, в которых содержится 50% и более доломита (см. табл. 14 и 15).

Доломитовые образования представляют собой породы серого цвета, однородные, плотные, то тонко-, то толстослоистого сложения. При ударе молотком дробятся на остроугольные обломки, поперечные напластованию.

В нижней части подсветы мощность доломитовых пластов не превышает 3—4 м, в верхней — 7—15 м (слои 207—209; 218—222). Содержание доломита в породе изменяется от 55—56 до 80% (табл. 14, обр. 1382, 1417), кальцит присутствует в количестве до 13—26% (обр. 1401, 1380) и образует, как правило, криптокристаллический агрегат. Количество нерастворимого остатка более 5—10%. Структура доломитовых пород преимущественно тонко- и мелкозернистая, мозаичная. Мощность подсветы 378 м.

Верхняя подсвета—известняковая (слои 224—244) сложена известняками, обладающими в основном криптокристаллической и микрозернистой структурой. В верхних частях подсветы встречаются известняки с реликтово-органогенной структурой. Мощность подсветы 223,7 м.

Полная мощность отложений верхнего девона по разрезу 601,8 м. Из них лишь 77,3 м (12,8%) приходится на долю доломитов. Общая мощность изученных отложений девона по разрезу равна 1618,0 м. Из них 1268,1 м составляет суммарная мощность известняков, 349,9 м (21,6%) — доломитовых пород.

Разрез IV—IV через отложения девона, составленный в 1350—1400 м восточнее колодца Аулие-Куджумды

Нижний отдел (жединский и кобленцкий ярусы нерасчлененные)

Дженгельдинская свита. Карбонатные отложения нижнего девона в этом разрезе представлены мощной толщей доломитов с небольшим азимутальным и резким угловым несогласием (аз. пад. 350° , $<38-40^\circ$), залегающих на тонколистоватых сланцах бесапанской свиты (аз. пад. 345° , $<68-70^\circ$).

Пачка 1-я (слои 16—23). Разрез доломитовой толщи начинается пачкой серых афанитовых доломитов мощностью 39 м. В 28 м от подошвы доломиты включают тонкий (15—20 см) пропласток плотного кварцевого мелкозернистого песчаника (обр. 220). Доломиты характеризуются средне- и толстоплитчатым сложением. Под микроскопом они оказываются состоящими из криптокристаллического, или микро-, реже тонкозернистого агрегата доломитов. Отмечается наличие в доломитах остатков перекристаллизованной фауны. Реликты органических остатков наблюдаются как в сложенных криптокристаллическим кальцитом доломитах (табл. IV, рис. 24), так и в перекристаллизованных, обладающих микро- и тонкозернистой гранобластовой структурой. Мощность пачки 39,0 м.

Пачка 2-я (слои 24—28)—тонкозернистые темно-серые доломиты, средне- и толстоплитчатого сложения, содержат прослои доломитов то более светлой, то более темной окраски. Среди прослоев более темной окраски (почти черной) часты скопления амфибор. Мощность таких прослоев от 10—15 см до 0,5 м и более. Они повторяются через

0,5—10 м. В черных доломитах, кроме того, встречаются строматопоридеи и реже ругозы. По данным А. И. Лесовой (1959), наиболее распространены *Paraphipora gracilisporis* sp. nov. и *Actinostroma wellens* sp. nov. и другие виды.

Доломиты черные (битуминозные) под микроскопом состоят из неравнозернистой массы, сложенной неправильноромбоэдрическими и ромбоэдрическими кристаллами доломита. Порода имеет пятнистый облик, что объясняется перемежаемостью участков, сложенных микро- и тонкозернистым агрегатом, состоящим из замутненных зерен кальцита размером 0,01—0,05 мм, с участками, сложенными прозрачными, более крупными (0,1—0,2 мм) кристаллами карбоната кальция. Такие осветленные участки, имеющие правильную округлую, либо овальную форму и четкие границы, по всей видимости, представлены начело перекристаллизованными органическими остатками.

В периферической части участков, сложенных крупнозернистым прозрачным карбонатным агрегатом, встречаются ромбоэдрические зерна доломита, внутри которых находятся скопления темного пигментного вещества неправильной или ромбоэдрической формы, подчеркивающие зонарное строение кристаллов доломита. По периферии перекристаллизованных осветленных участков и реже внутри них наблюдаются гидроокислы железа, рассеянные в виде мельчайших (0,01—0,02 мм) зерен, иногда группирующихся кучками. Отмечаются извилистые и прерывистые тонкие прожилочки органического вещества (битума?), ассоциирующего с глинистым материалом. Мощность пачки 55,9 м.

Пачка 3-я (слой 29) сложена серыми афанитовыми доломитами брекчиевидного сложения. Под микроскопом порода оказывается состоящей из участков, сложенных мутноватым криптокристаллическим карбонатным агрегатом, сцементированным прозрачным мелкокристаллическим агрегатом доломита. Размеры брекчиевых включений изменяются от долей до нескольких сантиметров. Форма их угловатая. Они очень напоминают брекчии взрыхления, описанные И. В. Хворовой (1958). Мощность пачки 7,7 м.

Пачка 4-я (слои 30—36) состоит из темно-серых битуминозных, средне- и толстоплитчатых доломитов, переслаивающихся с более светлыми, однако, преобладают темно-серые разности, характеризующиеся неравнозернистой гранобластовой структурой. Под микроскопом видно, что порода состоит из участков замутненного криптокристаллического агрегата, сочетающихся с участками, сложенными прозрачным крупнозернистым агрегатом доломита с размером зерен до 0,3 мм. Часть таких осветленных образований с правильными контурами, по всей видимости, принадлежит метаморфизованному органическим остаткам. Наблюдается тонкая вкрапленность окислившегося пирита. Встречаются участки и прослои, сложенные агрегатами доломита с криптокристаллической и реликтово-органической структурой.

В составе тяжелой фракции нерастворимого остатка этих доломитов отмечаются циркон, турмалин, рутил и единичные зерна амфибола и эпидота (см. табл. 16, обр. 236).

Прослои темно-серых доломитов содержат органические остатки, среди которых нами собраны многочисленные перекристаллизованные *Amphipora* sp. По данным А. И. Лесовой (1959), эта пачка характеризуется наличием колоний табулят (преобладают в верхней части) и *Rugosa*. Строматопоридеи в этих слоях редки. Мощность пачки 56,4 м.

Пачка 5-я (слой 37) представлена тонкозернистыми, темно-серыми, почти черными доломитами. В прослоях доломитов, обладаю-

щих наиболее темной окраской, «искристых», присутствуют включения органических остатков. Мощность пачки 10,0 м.

Пачка 6-я (слой 38) слагается буровато-серыми, тонкозернистыми доломитами, брекчированными и пропитанными красновато-бурыми гидроокислами железа (обр. 240). Мощность пачки 5,8 м.

Пачка 7-я (слой 39) включает темно-серые, почти черные доломиты, битуминозные (?), толстослоистые, «искристые» в изломе. Присутствуют многочисленные органические остатки. По данным А. И. Лесовой, здесь преобладают строматопороидеи. Нами собраны *Ampiroga* sp. Мощность пачки 27,4 м.

Пачка 8-я (слои 40—42) состоит в основном из серых тонкозернистых средне- и тонкослоистых доломитов, среди которых наблюдаются прослои темно-серых битуминозных «искристых» доломитов с плохо сохранившимися остатками организмов. Под микроскопом (обр. 243) порода состоит из мелких (0,05—0,15 мм), неправильноромбоэдрических и изометрических зерен, плотно прилегающих друг к другу, в скрещенных николях обнаруживающих тонко- и мелкозернистую мозаичную структуру. В породе сохраняются участки, сложенные микрозернистым агрегатом доломита. Мощность пачки 120,3 м.

Общая мощность доломитовой толщи нижнего девона по изученному разрезу равна 322,4 м.

Отличительной чертой рассматриваемых доломитовых пород является высокое и однородное содержание в них доломита (как правило, выше 90%), примесь кальцита незначительна (не превышает 3—6%), терригенный материал присутствует в количестве 3—6% (см. табл. 15, обр. 223, 231, 236).

Средний отдел девона

Разрез среднего девона начинается тонкослоистыми афанитовыми известняками. Непосредственного налегания известняков на доломиты нижнего девона по разрезу не наблюдается. В этой части площади контакт между доломитами нижнего девона и известняками, относимыми к эйфельскому ярусу, тектонический.

Эйфельский ярус (южнобоздонская свита). Карбонатные породы эйфельского яруса представлены известняками тонкоплитчатого сложения. Углы падения достигают 55—60°, т. е. значительно превышают углы падения доломитов (38—40°). Цвет известняков изменяется от светло-серого и кремовато-серого до темно-серого.

На 100 м выше подошвы в известняках появляются желваки кремня округлой, эллипсоидной и неправильной формы. Размер их колеблется от долей до 20—30 см. Наиболее распространены кремневые стяжения, достигающие 5—7 см в диаметре. Цвет их изменяется от кремового и светло-серого до черного. Подавляющая масса кремневых желваков приурочена к напластованию пород (табл. IV, рис. 23). Под микроскопом известняки состоят либо из криптокристаллического агрегата кальцита, участками перекристаллизованного, либо из зерен кальцита различных размеров — от тысячных долей до 0,1—0,2 мм (известняки с неравномернозернистой гранобластовой структурой). Криптокристаллические разности известняков часто обладают микрослоевой текстурой. Широко развиты криптокристаллические известняки, изобилующие остатками планктонных организмов — тентакулитов. Известняки в той или иной мере окремненные. Химические анализы их (см. табл. 18) показывают незначительную примесь доломита и, как правило, высокое содержание нерастворимого остатка за счет окремнения.

Общая мощность известняков эйфельского возраста равна 184,6 м.

Живетский ярус (аулие-куджумдинская свита). Нижняя часть разреза аулие-куджумдинской свиты сложена тонкокристаллическими массивными доломитами (слои 53—68). Они имеют серую и светло-серую окраску и на протяжении 48,0 м по мощности (считая от контакта их с нижележащими известняками эйфеля) содержат желваки кремня, аналогичные встречающимся в известняках. Отличаются неоднородностью структурных особенностей и массивностью слоения. Химические анализы (см. табл. 15) показывают неравномерное, часто невысокое содержание в них доломита — 68,06—90,78%. Постоянно присутствует примесь кальцита (в количестве до 15—16%). Наблюдающееся высокое содержание нерастворимого остатка в доломитах объясняется их окремнением. Под микроскопом в них обнаруживается неравномернозернистая гранобластовая структура, сочетающаяся в одном образце и даже шлифе с реликтовой комковато-органогенной. Наиболее распространены доломиты с мозаичной структурой с реликтовыми участками криптокристаллического кальцита. В верхней части доломитовой толщи встречен слой серых толстослоистых известняков 14,5 м мощностью (слой 64). Мощность данной толщи 224,1 м.

Доломиты вверх по разрезу сменяются афанитовыми тонко- и среднеслоистыми известняками (слои 69—75), обладающими то темно-серой, то более светлой окраской. В тонкослоистых серых известняках наблюдаются многочисленные, плохо выбиваемые крупные створки *Stringocephalus vurtini* Derf. По данным А. И. Лесовой (1959), здесь встречаются строматопоридеи, амфипоры и табуляты. А. И. Лесовая и др. (1959) отмечают, что несмотря на обильные скопления брахиопод, колоний строматопоридей, табулят и ругоз, видовой состав их беден.

Под микроскопом у большинства известняков обнаруживается криптокристаллическая и микрозернистая структура. В них встречаются мелкие сферические образования размером 0,1—1 мм двуслойного строения. Генезис их не ясен. Возможно, они являются перекристаллизованными микроорганизмами, хотя В. П. Маслов (1955) отмечает, что микросферы химического происхождения в осадочных породах обычны. Часто вследствие перекристаллизации известняки оказываются разнозернистыми. Иногда наблюдается метасоматическое замещение перекристаллизованных зерен кальцита кварцевым агрегатом. Реликты кальцита в заместивших его зернах кварца сохраняют свою прежнюю ориентировку.

На 43 м выше контакта известняков с подстилающими их доломитами находится крупная линза разногалечного известнякового конгломерата (слой 71). Галька, слагающая конгломерат, угловатая, сплюснутая по напластованию. Размер ее изменяется от долей до 10—12 см. Распределение ее среди цементирующей массы неравномерное. Цемент базальный, известковый. Мощность известняков живета, залегающих на доломитах, равна 135,3 м, отложений живетского яруса—360,4 м. Общая мощность среднедевонских отложений по разрезу 545,0 м.

Верхний отдел девона

Нижняя подсвита. На известняках живетского яруса согласно залегают мраморизованные серые известняки, испещренные прожилками белого кальцита. В верхней части встречаются прослои серых янокристаллических доломитов мощностью 10—14 м. В основа-

нии их отмечены две маломощные линзы темно-серых «искристых» доломитов (слои 75, 76). В нижней пачке преобладают известняки криптокристаллические и микрозернистые, выше появляются комковатые и сгустковые. Все разности известняков в той или иной степени перекристаллизованы. Мощность пачки 122,9 м. Выше следует тектонически надвинутые на описываемые известняки черные «искристые» доломиты нижнего девона.

Общая мощность изученных по разрезу отложений девона (до тектонического контакта известняков верхнего девона с доломитами нижнего девона) около 1000,0 м. Из них 322,5 м приходится на толщу доломитов нижнего девона, суммарная мощность отложений среднего девона около 546,0 м, 130,0 м, как указывалось, характеризуют тектонически сокращенную на этом участке мощность верхнедевонских отложений, на которые надвинуты черные доломиты нижнего девона.

Суммарная мощность доломитов по изученному разрезу отложений девона 543,3 м, что составляет 54,8% общей мощности разреза. На долю известняков приходится 447,3 м или 45,2% общей мощности.

Сопоставление изученных разрезов карбонатных формаций девона Мурунтау показывает, что наиболее выдержанной по мощности и наиболее однородной по составу является толща доломитов нижнего девона, названная О. И. Кимом дженгельдинской свитой. Доломиты подстилаются базальными слоями и в случае отсутствия последующих тектонических смещений всюду залегают непосредственно на грубообломочных терригенных породах (мелкогалечных конгломератах, гравелитах, либо крупнозернистых песчаниках), подтверждая тем самым свою принадлежность к морским прибрежным фациям. Доломиты обладают специфическим биоценозом (табл. 12). На всем протяжении гряды Мурунтау они спорадически содержат включения сложных колоний строматопороидей и микроводорослей, по всей видимости, участвовавших в их образовании.

Значительным постоянством литолого-фациальных особенностей обладают карбонатные отложения эйфельского яруса, всюду представленные относительно глубоководными тентакулитовыми известняками, в значительной мере окремненными. Наиболее полно отложения эйфеля обнажаются в районе колодца Аулие-Куджумды, где их мощность достигает 210 м. На меридиане Бесапан-Беликудук мощность известняков эйфеля 203,0 м в районе сел. Сугралы, по данным А. И. Лесовой, она снижается до 65,0 м.

Нами в разрезах эйфеля нигде не встречены известковистые песчаники, на наличие которых во второй пачке мурунтауской свиты, соответствующей эйфельским отложениям, указывает Н. А. Лихачев и др. (1963). Не исключено, что названными исследователями за песчаники приняты окремненные известняки (с большим нерастворимым остатком).

Значительная литолого-фациальная изменчивость обнаруживается в нижней подсвите живетского яруса, сложенной по Бесапан-Беликудукскому разрезу серыми и темно-серыми тонкоплитчатыми известняками, сменяющимися по простиранню в районе кол. Аулие-Куджумды серыми неоднородными массивными доломитами, обладающими всеми признаками седиментационно-диагенетических доломитов, образующихся в мелководных (межотмелевых) участках морского бассейна. Литологический состав карбонатных отложений нижней части разреза верхнего девона своеобразен и заметно отличается от состава подстилающих их карбонатных отложений среднего девона. В этом отношении наши данные расходятся с данными В. А. Аникиной и др. (1959) о

литологическом тождестве карбонатных отложений живета и верхнего девона. Литологическое своеобразие карбонатных отложений верхнего девона проявляется в ритмическом переслаивании комковатых и органогенных тонкослоистых известняков с микрозернистыми известняками и прослоями серых оскольчатых доломитов. Изученный нами разрез на меридиане Беспан-Беликудук хорошо сопоставляется с литолого-стратиграфическим разрезом, составленным здесь также О. И. Кимом (устное сообщение), но данные по нему находятся в некотором противоречии с данными В. А. Аникиной и др. (1959), а также с документацией этого разреза Ю. А. Лихачева и др. (1961), выделяющими в основании разреза верхнего девона две пачки серых и темно-серых известняков мощностью около 200 м.

Полученные результаты свидетельствуют о том, что несмотря на значительное разнообразие литогенетических типов карбонатных пород, участвующих в строении девонских отложений, последние при прослеживании их по простиранию относительно постоянны в фациальном отношении.

ЛИТОЛОГИЯ И ФАЦИИ КАРБОНАТНЫХ ФОРМАЦИЙ ГОРНОЙ ГРЯДЫ МУРУНТАУ

В составе отложений девона, кроме карбонатных пород, отмечаются смешанные обломочно-карбонатные (микстолиты) и единичные

Таблица 13

Схема классификации карбонатных пород девона Мурунтау

Группа I — доломитовые породы		Группа II — известняки		
подгруппа А — первичные седиментационные доломиты	подгруппа Б — седиментационно-диагенетические доломитовые породы		подгруппа А — хемогенные известняки	подгруппа Б — органогенные и обломочно-органогенные известняки
	доломитовые известняки	собственно-доломитовые породы (доломиты известковистые и известковые)		
Литогенетические типы карбонатных пород				
Доломиты криптокристаллические с реликтами органогенной структуры	Доломитовые известняки с основной тканью, обладающей смешанной структурой (криптокристаллической и микро- и тонкозернистой гранобластовой)	Доломиты с основной тканью, обладающей крипто- и микрозернистой структурой	Известняки криптокристаллические и микрозернистые	Известняки органогенно-детритусовые
Доломиты неравномернозернистой гранобластовой структуры с реликтами криптокристаллического доломита и органических остатков	Доломитовые известняки с основной тканью, обладающей микрокомковатой структурой	Доломиты тонко- и мелкозернистой мозаичной структуры с реликтами криптокристаллического кальцита	Известняки кристаллические, обладающие неравномернозернистой гранобластовой структурой	Известняки шламово-детритусовые
Доломиты микро- и тонкозернистой гранобластовой структуры		Доломиты неравномернозернистой мозаичной структуры		Известняки комковатые:
Доломиты мелкозернистой мозаичной структуры				а) собственно микрокомковатые, б) микрокомковатые с органогенным детритусом

маломощные прослои терригенных—песчаников, алевролитов. Терригенные породы заметную роль играют в строении базальных слоев. По формальному химико-петрографическому признаку все породы делятся на пять групп, внутри которых по генетическому признаку выделяются подгруппы и типы (литогенетические; табл. 13).

Группа I—доломитовые образования различных типов. Сюда относятся карбонатные породы, содержащие доломиты в количестве более 50%.

Группа II—известняки различных типов. Содержание кальцита в составе известняков превышает 50%.

Группа III—смешанные обломочно-карбонатные породы (микстолиты), состоящие из кальцита, доломита и нерастворимого остатка, при этом содержание ни одной из указанных составных частей не достигает 50%.

Группа IV — карбонатные брекчии и конгломераты, состоящие из обломков карбонатных пород различных литогенетических типов.

Группа V—терригенные породы (конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты).

Главнейшими группами пород являются доломиты и известняки.

Группа I — доломитовые породы

Доломитовые породы широко распространены в отложениях девона Мурунтау. Как указывалось, в изученном разрезе на меридиане Бесаян-Беликудук на их долю приходится около 22% общей мощности изученного нами разреза (1618,0 м, рис. 6). По генетическому признаку выделяются две подгруппы доломитов. Первая подгруппа—А—первичные седиментационные доломиты, образовавшиеся в процессе седиментогенеза, которые в стадию диагенеза по существу лишь уплотнились, не испытывая заметного перераспределения вещества. Вторую подгруппу—Б составляют седиментационно-диагенетические доломиты, формировавшиеся в стадию диагенеза путем метасоматоза доломитового вещества по биогенному или хемогенному кальциту (в илах).

Подгруппа А — первичные седиментационные доломиты участвуют в строении разрезов нижнего девона. Толща доломитов занимает строго определенное положение в стратиграфическом разрезе и в фациальном поясе, находясь в тесном соседстве с грубыми терригенными отложениями, слагающими базальные слои карбонатной толщи девона. Они образуют мощные (до 350 м) и протяженные толщи, обладают ровными и четкими типичными седиментационными контактами с нижележащими базальными слоями и перекрывающими их известняками. Доломитовые породы не образуют линзовидных тел среди известняковых толщ и не содержат линз известняков. Они имеют очень характерный внешний облик, отличаются темно-серой, почти черной окраской, вызванной присутствием в породе пигментного вещества (вероятно, битумов), обладают яснокристаллическим строением, обуславливающим мерцающий («искристый»), песчаниковидный излом. Сложение доломитовых пород чаще всего либо толстослоистое, либо массивное. В толще доломитов заключены многоярусные колонии табулятоподобных кораллов, строматопороидей, микроводорослей и других организмов, образующих свой специфический биоценоз (табл. 12). Палеоэкология указанных организмов детально изучалась А. И. Лесовой (1959). Химические анализы доломитов (табл. 14 и 15) показывают высокое и, как правило, однородное содержание в них доломита (около 90%, в одном образце — 83%). Количество кальцита в них также более или менее

постоянно и не превышает 8%. Примесь терригенного материала, представленного фракциями алевропелитовой размерности, незначительна.

Гранулометрический состав нерастворимой и химико-минералогический

Отдел	Ярус	Свита	Под-свита	Номер слоя	Номер образца	Содержание основных номенклатурных фракций, в весовых % к нерастворимому остатку			Процентное содержание	
						То же, к породе			нерастворимой в 10% HCl части породы	растворимой в 10% HCl части породы
						песок 1-0,1 мм	алеврит 0,1-0,01 мм	пелит 0,01 и < мм		
Нижний девон	Жединский, коблендский (нерасчлененные)	Джентельдинская	Нижняя доломитовая	3	1253	$\Sigma \frac{100}{10,66}$			10,66	88,83
				3	1254		$\frac{100}{5,24}$	5,24	95,25	
				5	1316		$\frac{100}{3,18}$	3,18	96,07	
				10	1323	$\Sigma \frac{100}{9,66}$			9,66	90,92
Верхний девон		Беликудукская	Нижняя — органоген. изв-ки в переслаивании с доломитами	112	1382	$\Sigma \frac{100}{17,20}$			17,20	82,52
				131	1392		$\frac{100}{10,85}$	10,85	88,91	
				141	1395		$\frac{100}{13,12}$	13,12	86,29	
				142	1396	$\Sigma \frac{100}{29,81}$			29,81	69,27
				145	1399		$\frac{100}{6,17}$	6,17	94,33	
				159	1401		$\frac{100}{9,25}$	9,25	91,41	
				176	1408	$\Sigma \frac{100}{21,85}$			21,85	78,94
				181	1417		$\frac{100}{5,99}$	5,99	93,49	
				191	1421	$\Sigma \frac{100}{9,35}$			9,35	90,95
			1487				$\frac{100}{3,43}$	3,43	95,61	

Примечание. Разделение обломочного материала на фракции по крупности

Дифференциальные кривые нагревания доломитовых пород (Термическая лаборатория ИГиГ АН УзССР, Э. Е. Рабаева) соответствуют доломитам (рис. 7, обр. 231, 236, 1318).

Петрографо-минералогическая характеристика доломитовых пород.
Микроскопическим изучением установлены следующие структурные

Т а б л и ц а 14

состав растворимой частей доломитов девонских отложений Мурунтау

Химико-минералогический состав растворимой в 10% HCl части породы, в весовых % к породе		Наименование породы
CaCO ₃ * (кальцит)	CaMg(CO ₃) ₂ (доломит)	
2,74	86,09	Доломит (86,09%) с кальцитом (2,74%) и терригенной примесью (10,66%)
7,11	88,15	Доломит (88,15%) с кальцитом (7,11%) и терригенной примесью (5,24%)
8,34	87,73	Доломит (87,73%) с кальцитом (8,34%) и терригенной примесью (3,18%)
7,89	83,03	Доломит (83,03%) с кальцитом (7,89%), окремненный
26,62	55,90	Доломит (55,90%) известковый (26,62%), алевролитопелитовый (17,20%)
22,31	66,60	Доломит (66,60%) известковистый (22,31%) с терригенной примесью
18,86	67,43	Доломит (67,43%) известковистый (18,86%) с терригенной примесью (13,12%)
15,03	54,24	Доломит (54,24%) известковистый (15,03%), алевролитопелитовый (29,81%)
12,59	81,74	Доломит (81,74%) известковистый (12,59%) с терригенной примесью
13,37	78,04	Доломит (78,04%) известковистый (13,37%) с пелитом (9,25%)
13,39	65,55	Доломит (65,55%) известковистый (13,39%), алевролитопелитовый (21,85%)
13,59	79,90	Доломит (79,90%) известковистый (13,59%) с терригенной примесью (5,99%)
16,61	74,34	Доломит (74,34%) известковистый (16,61%) с терригенной примесью
12,16	83,45	Доломит (83,45%) известковистый (12,16%) с терригенной примесью (3,43%)

зерна производилось в шлифах.

разновидности доломитовых пород: 1) криптокристаллические с реликтами органогенной структуры; 2) неравномернозернистой гранобластовой структуры с реликтами криптокристаллического доломита и орга-

ногенных остатков; 3) микро- и тонкозернистой гранобластовой структуры; 4) мелкозернистой мозанчной структуры (табл. 13).

Гранулометрический состав нерастворимой и химико-минералогический

Ярус	Свита	Номер слоя	Номер образца	Содержание основных номенклатурных фракций, в весовых % к нерастворимому остатку			Процентное содержание	
				То же, к породе			нерастворимой в 10% HCl части породы	растворимой в 10% HCl части породы
				песок 1-0,1 мм	алеврит 0,1-0,01 мм	пелит 0,01 и < мм		
Нижний девон	Дженгельдинская	21	219	$\frac{100}{5,12}$			5,12	95,77
		26	223	$\frac{100}{2,74}$			2,74	97,23
		31	231	$\frac{100}{6,59}$			6,59	93,16
		36	236	$\frac{100}{4,41}$			4,41	96,09
		40	243	$\frac{100}{2,17}$			2,17	96,06
Живетский	Аулие-куджумдинская		1228	Окремнение			20,04	80,59
		54	289	Окремнение			13,96	85,10
		59	294	$\frac{100}{4,75}$			4,75	94,47
		60	296	$\frac{100}{4,33}$			4,33	93,53
		61	300	$\frac{100}{3,17}$			3,17	95,82
		62	302	$\frac{100}{5,41}$			5,41	94,67
		67	309	$\frac{100}{3,48}$			3,48	95,78
Верхний девон	Беликудская	81	333	$\frac{100}{2,64}$			2,64	97,15
		98	343	$\frac{100}{2,87}$			2,87	96,37
		118	368	$\frac{100}{4,61}$			4,61	95,30

Примечание. Разделение обломочного материала на фракции по крупности

Тип 1-й—доломитовые породы криптокристаллические с реликтами органогенной структуры (табл. IV, рис. 24) и тип 2-й—доломиты

неравномернозернистой гранобластовой структуры с реликтами криптокристаллического доломита и органических остатков описываются сов-

Т а б л и ц а 15

состав растворимой частей доломитов девонских отложений Мурунтау

Химико-минералогический состав растворимой в 10% HCl части породы, в весовых % к породе		Наименование породы
CaCO ₃ (кальцит)	CaMg (CO ₃) ₂ (доломит)	
4,36	91,35	Доломит (91,35%) с кальцитом (4,36%) и терригенной примесью (5,12%)
5,86	91,39	Доломит (91,39%) с кальцитом (5,86%) и терригенной примесью (2,74%)
6,34	86,82	Доломит (86,82%) с кальцитом (6,34%) и терригенной примесью (6,59%)
2,96	93,23	Доломит (93,23%) с кальцитом (2,96%) и терригенной примесью (4,41%)
5,30	90,76	Доломит (90,76%) с кальцитом (5,30%) и терригенной примесью (2,17%)
12,53	68,06	Доломит (68,06%) известковистый (12,53%), окремненный
15,35	69,75	Доломит (69,75%) известковистый (15,35%), окремненный
5,62	88,85	Доломит (88,85%) с кальцитом (5,62%) и терригенной примесью (4,75%)
8,40	85,13	Доломит (85,13%) с кальцитом (8,40%) и терригенной примесью (4,33%)
5,04	90,78	Доломит (90,78%) с кальцитом (5,04%) и терригенной примесью (3,17%)
8,25	86,42	Доломит (86,42%) с кальцитом (8,25%) и терригенной примесью (5,41%)
7,08	88,70	Доломит (88,70%) с кальцитом (7,08%) и терригенной примесью (3,48%)
20,94	76,11	Доломит (76,11%) известковистый (20,94%) с терригенной примесью (2,64%)
16,09	81,28	Доломит (81,28%) известковистый (16,09%) с терригенной примесью (2,87%)
12,16	83,14	Доломит (83,14%) известковистый (12,16%) с терригенной примесью (4,61%)

зерна производилось в шлифах.

местно, так как между ними устанавливаются постепенные переходы. Эти два типа в генетическом отношении представляют для нас наи-

большой интерес, так как дают возможность поэтапно проследить процесс перекристаллизации первичных пород и переход одних разновидностей в другие.

Доломитовые породы неравномернозернистые наиболее широко распространены. Для них характерна различная степень раскристаллизации. Они состоят из зерен доломита различной размерности, изменяющейся от тысячных и сотых долей до десятых долей миллиметра, соответственно образующих агрегаты крипто-, микро-, тонко- и мелкозернистой гранобластовой структуры (по Хворовой, 1958; табл. V, рис. 25 и 26). Количественные соотношения указанных разнозерни-

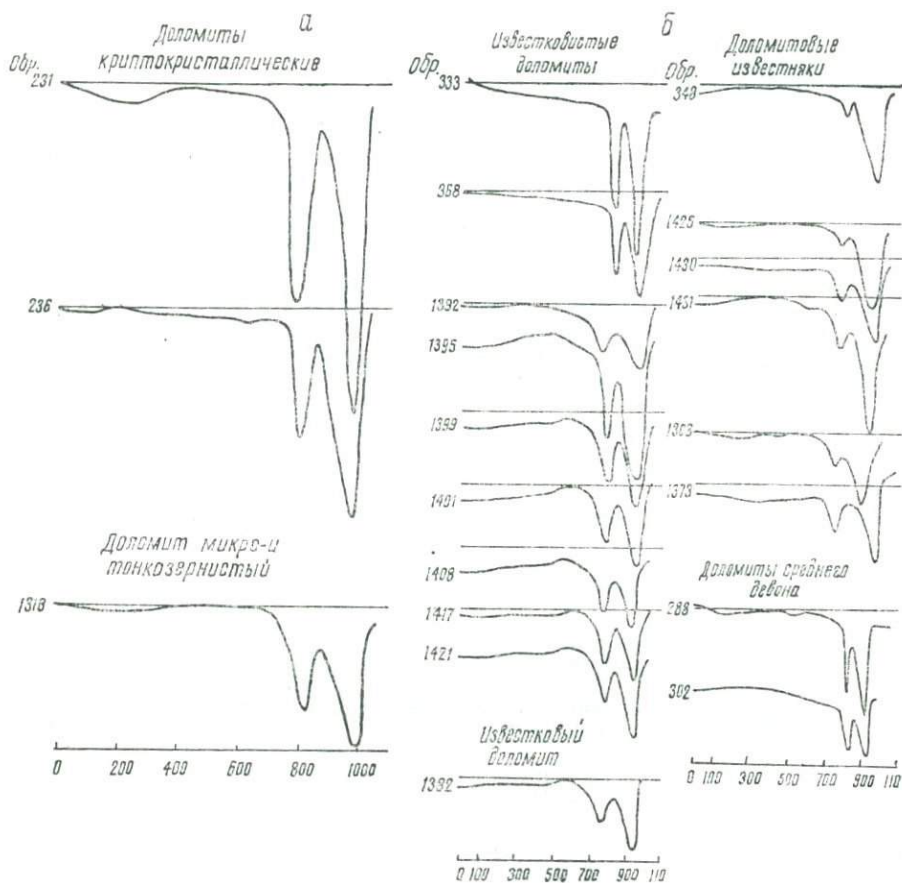


Рис. 7. Дифференциальные кривые нагревания доломитовых пород девона Мурунтау.

а—доломитовые породы седиментационные (нижний девон); *б*—доломитовые породы седиментационно-диагенетические (верхний девон).

стых агрегатов доломита колеблются в широких пределах. Встречаются породы, состоящие из резко преобладающего мутновато-криптокристаллического агрегата (табл. IV, рис. 24). Широко развиты также породы, имеющие своеобразный пятнистый облик, обусловленный сочетанием в одном кусочке породы участков неправильной формы, сложенных зернами доломита различной величины и прозрачности. Мутноватость криптокристаллического агрегата объясняется наличием тонкодисперсной примеси какого-то пигментного вещества, возможно,

доломитовой пыли, от которой зерна, перекристаллизовываясь, самоочищаются в процессе диагенеза, глубинного синдиагенеза (Попов, 1966) и метаморфизма. Характерным для этих доломитовых пород является наличие включений перекристаллизованных органических остатков, сообщающих породе реликтовую органогенную структуру. Степень перекристаллизации органических остатков находится в прямой зависимости от степени раскристаллизации основной доломитовой массы породы. Наименьшую степень перекристаллизации имеют органические остатки, заключенные в доломитовых породах, характеризующихся преобладанием криптокристаллической структуры (табл. IV, рис. 24). В шлифах перекристаллизованные органические остатки отличаются от перекристаллизованных участков неорганогенного происхождения более правильными формами (округлыми, овоидными) и четкими ограничениями. Эти образования резко выделяются своей прозрачностью на фоне окружающего их мутноватого, более тонкозернистого агрегата.

В целом в доломитовых породах, обладающих неравномерной структурой, преобладают агрегаты микро- или тонкозернистой структуры. Криптокристаллические разности с сохранившимися реликтами органических остатков встречаются реже. Доломитовые породы с брекчиевидной структурой, по всей видимости, являются брекчиями взрыхления.

В рассматриваемых доломитах почти всегда отмечается рассеянная вкрапленность гидроокислов железа (0,01 мм), часто развивающихся по пириту. В некоторых образцах наблюдается много ветвящихся трещин и трещинок, выполненных относительно крупными (0,05—0,3 мм) кристаллами доломита и кальцита. Там, где их мало, они, пересекаясь, делят породу на неправильные участки, приобретающие вид обломков; так возникают псевдобрекчиевые структуры (табл. V, рис. 26).

Данные химических анализов рассматриваемых доломитовых пород (табл. 14 и 15, обр. 219, 223, 1323 и др.) показывают небольшие содержания нерастворимого остатка (1,9—5,1%), кальцита (2,74—7,89%) и высокие — доломита (86—92%). При этом следует обратить внимание на следующую весьма важную особенность химического состава рассматриваемых доломитов, помогающую с учетом их структурно-текстурной характеристики и особенностей биоценоза правильному пониманию их генезиса. По мере раскристаллизации основной карбонатной массы сколько-либо заметного повышения степени доломитности породы не происходит, т. е. образцы доломитовых пород с преобладающей крипто- и микрогранобластовой структурой агрегата и с реликтами органических остатков (табл. IV, рис. 24) содержат доломита не меньше, чем наиболее раскристаллизованные разности (табл. V, рис. 27), а порой отличаются более высоким содержанием его. Это дает нам основание предполагать, что никакого замещения известнякового агрегата доломитом в процессе перекристаллизации первичной породы (за исключением, может быть, некоторых организмов) не происходило и что, следовательно, изначальным веществом современных доломитовых пород являлся доломитовый ил.

Тип 3-й — доломитовые породы микро- и тонкозернистой гранобластовой структуры (обр. 1322) также широко распространены. Они состоят в основном из очень мелких (0,01—0,05 мм) плотно прилегающих друг к другу зерен доломита, в скрещенных николях дающих мозаичное погасание (тонкозернистая мозаичная структура). Интерес представляет остаточный крипто- и микрозернистый доломитовый аг-

регат в виде кружевоподобной ткани, пронизывающий основную тонкозернистую массу породы. Наряду с остаточным криптокристаллическим доломитом наблюдаются выделения перекристаллизованного мелко- (0,1—0,2 мм) и среднезернистого (0,2—0,3 мм) доломитового агрегата. Формы их различны. Чаще наблюдаются выделения неправильной и прожилковидной формы, реже округлой и овоидной. Участки неправильной формы постепенно сливаются с микро- и тонкозернистой основной тканью породы, подчеркивая тем самым тесную генетическую связь с ней.

Напротив, участки перекристаллизованного доломита округлой и овоидной формы имеют резкие ограничения. Размер таких образований достигает 1—2 мм. Правильные формы и резкие контуры позволяют считать их метаморфизованными остатками организмов. Характерно наличие в остаточном криптозернистом доломитовом агрегате тонкораспыленного пигментного вещества (возможно, битумов?). Перекристаллизация сопровождается очищением ромбэдров доломита от пигментного вещества, которое сохраняется в центральной части кристаллов. Отмечается тонкая вкрапленность окислившегося пирита. Текстура доломитов массивная, отдельность средне- и толстоплитчатая.

Химический состав микро- и тонкозернистых доломитов мало отличается от состава доломитов с неравномернозернистой гранобластовой структурой. Главные составные части микро- и тонкозернистых доломитовых пород—доломит, кальцит, нерастворимый остаток—присутствуют примерно в тех же количествах, что и в неравномернозернистых доломитах (табл. 14 и 15, обр. 231, 236, 1316). Несколько пониженное содержание доломита в обр. 1316 и 1323 (табл. 14) объясняется присутствием в породе эпигенетических прожилок кальцита.

Тип 4-ый—доломитовые породы мелкозернистой мозаичной структуры состоят из мелких (0,1—0,2 мм), неправильноромбэдрических и изометрических полигональных зерен доломита, обладающих простыми прямолинейными ограничениями. Зерна плотно прилегают друг к другу и в скрещенных николях обнаруживают мелкозернистую структуру (табл. V, рис. 27). В породе наблюдаются неправильной формы участки, сложенные среднезернистым (0,25 мм) доломитовым агрегатом. Контуры участков более крупнозернистой структуры в подавляющей массе нечеткие и переходы их в окружающую основную доломитовую ткань постепенные. Указанные взаимоотношения однозначно свидетельствуют об образовании участков, сложенных более светлым крупнозернистым доломитовым агрегатом, за счет перекристаллизации более мелкозернистого доломита.

Из новообразованных минералов в период глубинного синдианеза—начального метаморфизма в доломитах развивались кварц и хлорито-серпентин (В. Н. Лодочников). В составе тяжелой фракции нерастворимого остатка доломитов нижнего девона устанавливаются такие аутигенные минералы, как окислившийся пирит и лимонит. Среди терригенных минералов в наибольшем количестве обнаружены циркон и турмалин. Присутствуют рутил, гранат (бурый и бесцветный) и минералы эпидот-цоизитовой группы (табл. V, рис. 28). В единичных образцах отмечаются магнетит, анатаз, сфен, хлорит и барит (табл. 16).

Реликтовые выделения криптокристаллического кальцита среди основной доломитовой ткани и метасоматическое замещение кальцита доломитом нами не наблюдались. В них отсутствуют поры, являющиеся одним из характерных признаков седиментационно-диагенетических доломитов.

Фациальная характеристика и условия образования доломитов нижнего девона. Изученные разновидности доломитов с различной степенью раскристаллизации (от криптокристаллических до мелко- и среднекристаллических) характеризуются высокой насыщенностью MgO (19—21%), что обуславливает высокое и однородное содержание в них доломита (как правило, выше 90%) независимо от их структурных особенностей, т. е. при переходе от криптокристаллических доломитов с наименее метаморфизованными остатками организмов к доломитам кристаллически-зернистым не происходит сколько-либо заметного увеличения в них содержания чистого доломита.

Указанная особенность, находящаяся в полном соответствии с другой характерной чертой—наличием совершенно постепенных взаимопереходов различно раскристаллизованных разностей, свидетельствует о первичности доломитовых пород, обладающих криптокристаллической структурой, и об образовании всех других кристаллических разностей за счет перекристаллизации первых. Обогащенность рассматриваемых доломитов, в особенности их криптокристаллических разностей, органическим веществом, присутствующим в породе в виде мелких просечек (вероятно, битумов), сообщающих породе черный цвет, может также рассматриваться с учетом данных В. Б. Татарского (1936, 1939) как признак, указывающий на первичное образование доломитов. В. Б. Татарский считает, что доломиты и битумы сингенетичны и парагенны.

О первичности доломитовых пород свидетельствуют их пластовая форма и условия залегания—идентичное стратиграфическое и фациальное положение во всех разрезах Мурунтауской гряды, значительная мощность (свыше 300 м), ровные и четкие типично седиментационные контакты с нижележащими породами базальных слоев и вышележащими известняками. Они не образуют линзовидных тел в известняковых толщах, в них не обнаружены реликтовые образования известняков.

Нижнедевонские доломиты являются одним из первых элементов мощной трансгрессивной серии карбонатных осадков (D_2-C_1). Они возникли в прибрежной зоне мелкого моря, покрыв ее непрерывной широкой илистой полосой, примыкающей к галечным пляжам (конгломераты), оконтуривающим древнюю береговую линию. Таким образом, прибрежно-мелководный генезис доломитов, помимо других признаков (наличие мелководной донной фауны и флоры—водорослей), подтверждается непосредственным соседством их с грубыми терригенными отложениями, относящимися к прибрежно-морским (волноприбойно-фациальный пояс, по В. И. Попову) и прибрежно-континентальным фациям—молам.

О прибрежном генезисе доломитов свидетельствует также комплекс аксессуарных минералов, среди которых преобладают терригенные, устойчивые к истиранию и с большим удельным весом—циркон, рутил, турмалин, гранат и сфен (рис. 8; Абрамович, 1970).

Попытаемся проанализировать правдоподобность нашего вывода о первичном (седиментационном) генезисе нижнедевонских доломитов, сформировавшихся в прибрежной зоне морского бассейна, с позиций современных представлений о процессах доломитообразования.

Сделанный нами вывод не противоречит взглядам Н. М. Стрехова (1956), допускающего возможность непосредственной садки доломитов в краевых частях морских бассейнов. Примером доломитов указанного фациального типа являются доломиты Иркутского амфитеатра в нижнем кембрии (Қоролюк, 1956), доломитовые толщи нижнего кембрия по рекам Лене и Амге (Зеленов, 1956) и др. Н. М. Стрехова

хов (1956) указывает на необходимость трех условий, которые могли бы вызвать повышенную соленость в краевых частях карбонатнакоп-

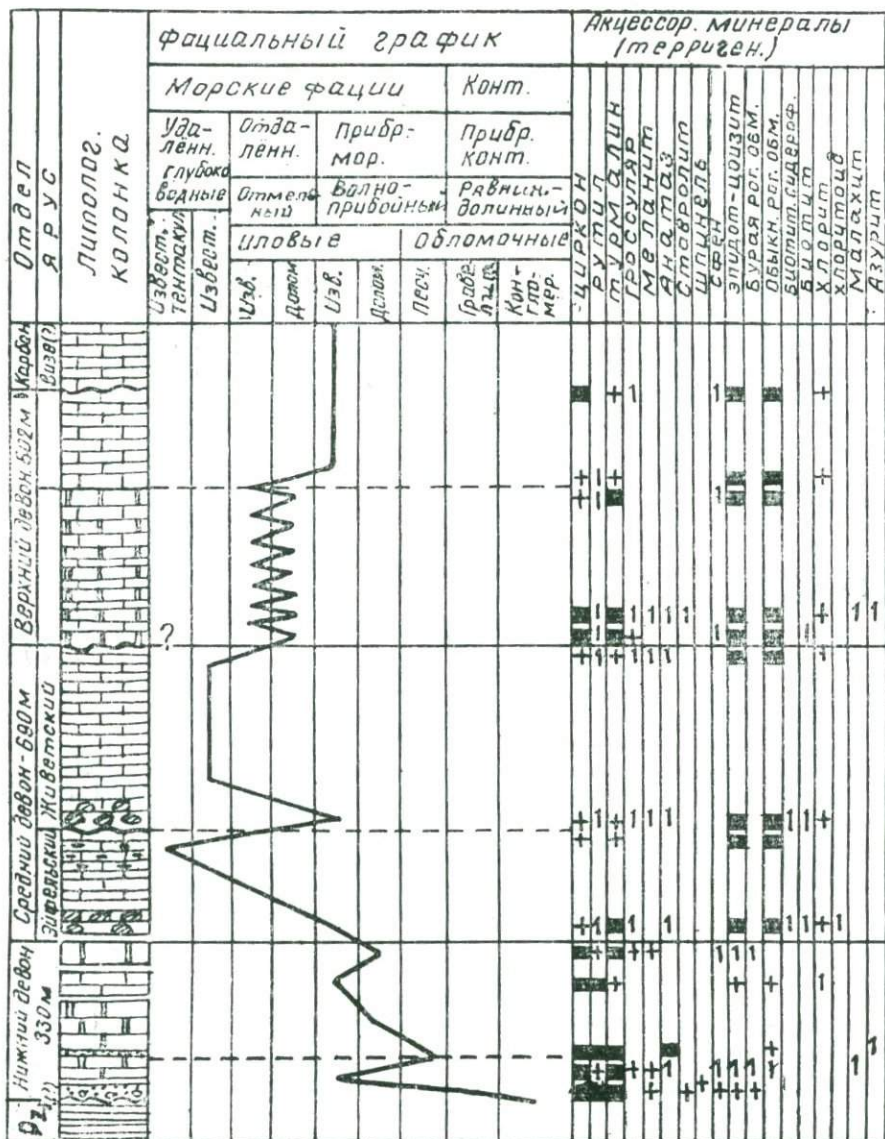


Рис. 8. Ассоциации аксессуарных минералов главнейших фацциальных разновидностей карбонатных пород.

1 — известняки; 2 — известняки с кремнями; 3 — конгломератовидные известняки; 4 — доломиты; 5 — песчаники; 6 — конгломераты; 7 — сланцы; 8 — тектонический контакт; 9 — стратиграфическое несогласие; 10 — минералы преобладающие; 11 — минералы, присутствующие в подчиненном количестве; 12 — минералы, встречающиеся в единичных зернах.

ляющих морей и привести к садке доломита: прилегание моря к ариднему континенту, лишенному речного стока (могущего вызвать сни-

жение солености вод и разбавление терригенным материалом карбонатных илов), сильное мелководье и плоский, слегка неровный рельеф дна.

На примере Каспийского моря, заметно осолоненного в северо-восточной части, прилегающей к пустынной зоне Закаспия, Н. М. Страхов (1956) показывает достаточность даже одного прилегания береговой зоны к аридному континенту, чтобы заметно поднялась соленость вод в широкой периферической полосе моря. Несомненно, что при определенном расположении островов и отмелей, затрудняющих свободный водообмен между водной массой моря и его периферической зоной, возможность осолонения ее заметно возрастает.

Однако минералого-петрографические особенности изученной нами доломитовой толщи и в первую очередь отсутствие включений сингенетично-парагенных с доломитом минералов—гипса и других сульфатов (не говоря уже о хлоридах), образующихся в условиях явно осолоненных бассейнов, свидетельствуют о том, что, во-первых, соленость водных масс, из которых осаждались нижнедевонские доломиты, не была высокой, и, во-вторых, повышенная соленость не являлась единственным и решающим фактором в их осаждении.

Наличие в доломитах относительно богатой и разнообразной фауны (табл. 12) и подводной растительности также служит доказательством того, что прибрежная зона нижнедевонского моря представлял собой бассейн с солевым режимом, почти не отличающимся от нормального.

Н. М. Страхов (1956), доказывая необходимость повышенного осолонения морских вод для образования в них доломита, делает оговорку, что указанная закономерность относится к платформенным водоемам, в то время как в геосинклинальных морях имеются достоверные случаи массового развития доломитов даже в условиях заведомо нормального морского бассейна. Например, доломитовые рифы верхнего триаса в Восточных Альпах, доломитовые породы Ишимбайского Приуралья и др. Поэтому Н. М. Страхов выделяет нормально-морские доломиты в самостоятельный фациальный тип. Однако, согласно литературным данным, нормально-морские доломиты оказываются в большинстве случаев пятнистыми метасоматическими или, как их называет Н. М. Страхов (1956), седиментационно-диагенетическими. Между тем нижнедевонские доломиты, как уже указывалось, обладают всеми признаками первичных—седиментационных пластовых доломитов. Как же увязать все эти кажущиеся на первый взгляд противоречия и восстановить действительные природные соотношения, существовавшие в период образования доломитов нижнего девона.

Учет вышеизложенных общетеоретических установок и литологических особенностей рассматриваемых доломитов, а также некоторых данных по палеоэкологии девонских отложений, полученных В. А. Аникиной, А. М. Лесовой, З. С. Румянцевой и др. (1959), позволяет нам высказать следующие соображения об условиях формирования доломитов нижнего девона Мурунтау.

Доломиты формировались в мелководной, хорошо прогреваемой (аридный климат) прибрежной полосе трансгрессирующего нижнедевонского моря, непосредственно прилегая к галечным пляжам. Морские воды характеризовались соленостью, близкой к нормальной, о чем свидетельствует не только минералого-парагенный комплекс изученных отложений, но и относительно богатая фауна и подводная растительность. Органические остатки в доломитах представлены богатым и разнообразным комплексом строматопороидей, табулятами и

ругозами. Судя по такому пышному расцвету биоценоза, хотя и специфическому, т. е. резко отличающемуся от характерного для известняковых илов (табл. 12), можно заключить, что условия жизни для организмов были благоприятными.

Наибольший интерес в палеоэкологическом отношении представляют строматопоронидеи, детально изученные А. И. Лесовой (1959). Наличие строматопоронидей в доломитах не противоречит отнесению их к прибрежно-морским фациям. Так, по наблюдениям Р. Ф. Геккера (1935), строматопоронидеи могли жить в открытом море вблизи от берега и даже в полосе прибоя, где они образовывали сложные желваки совместно с водорослями. Эти указания подтверждают наше мнение о принадлежности доломитов к прибрежно-морским фациям и находятся в полном соответствии с данными А. И. Лесовой, которая установила в доломитах нижнего девона Мурунтау сложные колонии, состоящие из чередующихся слоев строматопоронидей и микроводорослей.

По данным В. Н. Рябинина (1951), строматопоронидеи достигают полного развития в чистых водах, так как заиливание вызывает частичное отмирание живой ткани ценостеума строматопоронидей. Это также свидетельствует в пользу отнесения доломитов к фациям зон прибоя, где морское дно было каменисто-песчаным, не заиленным и где в условиях отсутствия распресняющего действия речного стока (что подтверждается незначительной примесью терригенного материала в доломитах) могла осуществляться садка доломитовых пород.

Однако В. Н. Рябинин (1951) считает, что строматопоронидеи редки в доломитах и даже их присутствие свидетельствует о вторичной доломитизации этих пород. Между тем Д. В. Наливкин (1955) указывает на широкое развитие среди ископаемых доломитов сингенетичных морских доломитов, заключающих в себе нормально-морскую фауну. Часть из них отложилась химическим путем, часть сформирована скелетными образованиями водорослей и животных. Среди небольшого числа организмов, обладающих доломитовыми скелетами, он называет строматопоронидеи. Так, хорошую сохранность фауны, в том числе ругоз и строматопоронидей, в большом количестве присутствующих в мощных (400—500 м) и протяженных (сотни километров) доломитовых толщах западного склона Южного Урала, Д. В. Наливкин считает одним из достоверных признаков, указывающих на первичное происхождение этих доломитов. В качестве другого примера он (1955) приводит доломитовые известняки франского яруса подмосковного бассейна, образование которых он связывает с разрушением доломитовых строматопоронидей.

Как указывалось, в доломитах нижнего девона Мурунтау содержатся многочисленные включения сложных колоний строматопоронидей и микроводорослей, как раз тех представителей фауны и флоры, которые, согласно Д. В. Наливкину (1955), являются организмами доломитообразующими. Что касается микроводорослей, то указание на их присутствие в первичных доломитовых породах встречается довольно часто в работах исследователей, занимавшихся изучением условий образования доломитовых толщ, распространенных в различных районах нашей родины. Например, И. К. Королюк (1956), изучавшая генезис доломитовых пород ленского яруса кембрия Иркутского амфитеатра, пришла к выводу об их первичном характере, несмотря на присутствие в них многочисленных колоний строматолит. К. Н. Зеленев (1956), занимавшийся изучением условий образования нижнекембрийских карбонатных толщ северного склона Алданского массива, ссыла-

ясь на данные В. П. Маслова (1953) о том, что химический состав строматолитов близок к химическому составу окружающих карбонатов, рассматривает строматолиты как фактор доломитообразующий.

Все сказанное позволяет сделать следующие выводы. Процесс доломитообразования осуществлялся в прибрежной полосе бассейна, находящегося в зоне аридного климата. Фактором доломитообразования, помимо нагрева воды, переводившего доломит в стадию пересыщения, являлся фотосинтез фитобентоса, который резко поднимал рН воды и вызывал пересыщенность водных масс доломитовым веществом. Наряду с химическим осаждением доломита шла биогенная садка его в виде микроводорослей и строматопороидей (Абрамович, 1968).

В отношении фациальной принадлежности рассматриваемых доломитовых субформаций нижнего девона Мурунтау можно заключить следующее. Залегание их непосредственно на сероцветных обломочных осадках шпировой формации (осадки волноприбойного динамического фациального пояса, по В. И. Попову и др., 1963), подстилаемых красноватыми молассами (рис. 6), позволяет считать эти доломиты образованиями волноприбойного фациального пояса, в составе которого выделяются доломитовые осадки двух фациальных зон: волноприбойно-иловой и волноприбойно-обломочной.

В то же время наличие биогерм, сложенных доломитообразующими животными и растительными (водоросли) остатками, и массивное сложение свидетельствуют о том, что часть доломитовых пород, несомненно, имеет рифогенное происхождение (рис. 6, рифогенный динамический фациальный пояс, по В. И. Попову, 1963).

Поскольку среди описанных доломитов наряду с разностями, обладающими криптокристаллической и реликтово-органогенной структурой, широко распространены разности, имеющие кристаллическую мозаичную структуру и возникшие за счет перекристаллизации первых, остается решить, когда и под влиянием каких причин происходила эта перекристаллизация.

Против эпигенетической доломитизации (замещения доломитом) уже сформировавшейся карбонатной породы и диагенетической доломитизации первичного известнякового осадка, как уже указывалось, свидетельствуют условия залегания доломитов и их литологические особенности, а именно: значительная мощность доломитов (сотни метров), четкая стратификация и главное—однородность их химического состава. Содержание кальцита в доломитах не превышает 8% и, как правило, колеблется в пределах 2—5% (табл. 14 и 15). Не наблюдается избыточного кальцита и в разностях доломитовых пород, отличающихся криптокристаллической и реликтово-органогенной структурой. Все сказанное позволяет допустить возможность диагенетической перекристаллизации криптокристаллического первичного доломитового осадка. Это подтверждается наличием в яснокристаллических разностях доломитов остаточного криптозернистого доломитового агрегата и широким развитием доломитовых пород с различной степенью раскристаллизации. К. К. Зеленев (1956), ссылаясь на Н. М. Страхова, объясняет причины перекристаллизации первичных доломитовых пород высокой диагенетической подвижностью доломита, которая может привести к перераспределению его и образованию в конечном счете пород, обладающих сравнительно однообразной яснокристаллической структурой.

Подгруппа Б—седиментационно-диагенетические доломиты отличаются различной степенью доломитизации, изменяющейся от 30 до 80%. Они распространены в верхнем девоне, а также встречены нами

Гранулометрический состав нерастворимой и химико-минералогический

Отдел, ярус	Свита	Под-свита	Номер слоя	Номер образца	Содержание основных номенклатурных фракций, в весовых % к нерастворимому остатку			Процентное содержание	
					То же, к породе			нерастворимой в 10%-ной HCl части породы	растворимой в 10%-ной HCl части породы
					песок 1-0,1 мм	алеврит 0,1-0,01 мм	пелит 0,01 и < мм		
Нижний девон	Дженгельдинская	Средняя		1036			$\frac{100}{4,23}$	4,23	96,46
				16	1331	$\sum \frac{100}{7,61}$		7,61	93,00
				16	1332		$\frac{100}{1,94}$	1,94	98,30
				18	1338		$\frac{100}{3,94}$	3,94	96,62
Эйфельский	Южнобоздонская	Нижняя		21	1342		$\frac{100}{2,35}$	2,35	97,53
				24	1348		$\frac{100}{4,22}$	4,22	95,88
				25	1352		$\frac{100}{3,45}$	3,45	95,87
		Верхняя		1357		$\frac{100}{1,17}$	1,17	97,98	
				1354	Окремнение			16,99	82,80
Живетский	Аулие-куджундинская	Нижняя		28	1268		$\frac{100}{4,41}$	4,41	96,56
				31	1272	Окремнение		16,85	83,33
				31	1276		$\frac{100}{2,95}$	2,95	97,52
				32	1277		$\frac{100}{2,74}$	2,74	98,18
				41	1286	$\sum \frac{100}{3,65}$		3,65	96,15
		Верхняя		50	1296		$\frac{100}{8,56}$	8,56	90,50
				56	1302		$\frac{100}{4,59}$	4,59	96,18
				58	1303	$\sum \frac{100}{5,60}$		5,60	94,99

Таблица 17

состав растворимой частей известняков девонских отложений Мурунтау

Химико-минералогический состав растворимой в 10%-ной HCl части породы, в весовых % к породе		Наименование породы
CaCO ₃ кальцит	CaMg(CO ₃) ₂ доломит	
92,09	4,37	Известняк (92,09%) с доломитом (4,37%) и терригенной примесью (4,23%)
90,62	2,47	Известняк (90,62%) с доломитом (2,47%) и алевритом и пелитом (7,61%)
96,47	1,83	Известняк (98,30%) с доломитом (1,83%) и терригенной примесью (1,94%)
90,56	6,06	Известняк (90,56%) с доломитом (6,06%) и терригенной примесью (3,94%)
97,38	0,15	Известняк (97,38%) с терригенной примесью (2,35%)
93,87	2,01	Известняк (93,87%) с доломитом (2,01%) и терригенной примесью (4,22%)
93,88	1,99	Известняк (93,88%) с доломитом (1,99%) и терригенной примесью
91,38	6,60	Известняк (91,38%) с доломитом (6,60%) с терригенной примесью (1,17%)
79,87	2,93	Известняк (79,87%) с доломитом (2,93%), кремнистый
93,06	3,50	Известняк (93,06%) с доломитом (3,50%) и терригенной примесью (4,41%)
79,24	4,09	Известняк (79,24%) с доломитом (4,09%), кремнистый
91,92	5,60	Известняк (91,92%) с доломитом (5,60%) и терригенной примесью (2,95%)
97,68	0,50	Известняк (97,68%) с терригенной примесью (2,74%)
95,74	0,41	Известняк (95,74%) с терригенной примесью (3,65%)
90,50	—	Известняк (90,50%) с терригенной примесью (8,56%)
93,52	2,66	Известняк (93,52%) с доломитом (2,66%) и терригенной примесью (4,59%)
94,65	3,34	Известняк (94,65%) с доломитом (3,34%) и терригенной примесью (5,60%)

Отдел. ярус	Свита	Под- свита	Номер слоя	Номер образца	Содержание основных но- менклатурных фракций, в весовых % к неперест- воримому остатку			Процентное содержание	
					То же, к породе			нерастворимой в 10%-ной HCl части породы	растворимой в 10%-ной HCl части породы
					песок 1-0,1 мм	алевроит 0,1-0,01 мм	пелит 0,01 и < мм		
Верхний девон	Живет.	Верхняя	62	1307			$\frac{100}{5,46}$	5,46	93,69
			62	1311			$\frac{100}{2,81}$	2,81	96,45
	Беликудукская ¹	Нижняя	69	1362	$\sum \frac{100}{6,00}$			6,00	94,52
			74	13 6	$\sum \frac{100}{4,78}$			4,78	95,78
			113	1383			$\frac{100}{3,99}$	3,99	96,52
			182	1412			$\frac{100}{4,20}$	4,20	96,13
			205	1430			$\frac{100}{16,26}$	16,26	84,20
			212	1433			$\frac{100}{3,58}$	3,58	96,93
		Верхняя	228	1448	$\sum \frac{100}{6,69}$			6,69	93,12
			232	1472	$\sum \frac{100}{3,51}$			3,51	97,06
Средние значения							5,65		

¹ Названия свит по О. И. Киму.

Примечание. Разделение обломочного материала на фракции по крупности в районе родника Аулие-Куджумды, где ими слагаются нижние горизонты живетского яруса.

Седиментационно-диагенетические доломиты верхнего девона участвуют в строении его нижней подсвиты, где они находятся в переслаивании с органогенными и криптокристаллическими известняками (рис. 6). Мощность их здесь измеряется первыми единицами метров, максимальную мощность (7—8 м) имеют пласты, развитые в верхних частях подсвиты. Протяженность пластов значительная. Цвет пород серый, светло-серый и кремовато-серый, реже темно-серый. Текстура меняется от средне- до толстослойной. Характерны также неслоистые массивные разности с поперечной, как бы «столбчатой» отдельностью. Отличительной особенностью их является способность дробиться на

Химико-минералогический состав растворимой в 10-ной HCl части породы, в весовых % к породе		Наименование породы
CaCO ₃ (кальцит)	CaMg(CO ₃) ₂ (доломит)	
90,76	2,93	Известняк (90,76%) с доломитом (2,95%) и терригенной примесью (5,46%)
95,38	1,07	Известняк (95,38%) с доломитом (1,07%) и терригенной примесью (2,81%)
87,20	7,32	Известняк (87,20%) с доломитом (7,32%) и терригенной примесью (6,00%)
93,20	2,58	Известняк (93,20%) с доломитом (2,58%) и терригенной примесью (4,78%)
96,24	0,28	Известняк (96,24%) с терригенной примесью (3,99%)
93,58	2,55	Известняк (93,58%) с доломитом (2,55%) и терригенной примесью (4,20%)
50,88	33,32	Известняк (50,88%) доломитовый (33,32%) с терригенной примесью
92,62	4,31	Известняк (92,62%) с доломитом (4,31%) и терригенной примесью (3,58%)
88,40	4,72	Известняк (88,40%) с доломитом (4,72%) и терригенной примесью (6,69%)
94,22	2,84	Известняк (94,22%) с доломитом (2,84%) и терригенной примесью (3,51%)
83,50	4,13	

зерна производилось в шлифах.

поперечные к напластованию остроугольные обломки.

В большинстве случаев доломиты не содержат органических остатков, если же они встречаются, то представлены теми же организмами, что и в известняковых породах (в частности, брахиоподы).

По содержанию доломита и кальцита среди седиментационно-диагенетических доломитов различаются: доломитовые известняки (единичные образцы), содержание доломита в которых выше 25% (табл. 17, обр. 1430, табл. 18, обр. 348); собственно доломитовые породы с содержанием доломита выше 50%, как правило, известковистые (кальцит присутствует в количестве до 15—22%, табл. 14 и 15) и известковые доломиты с содержанием кальцита выше 26% (табл. 14, обр. 1382 и др.), терригенная примесь присутствует в заметных количествах. Диф-

Гранулометрический состав нерастворимой и химико-минералогический

Отдел, ярус	Свита	Под-свита	Номер слоя	Номер образца	Содержание основных номенклатурных фракций, в весовых % к нерастворимому остатку			Процентное содержание	
					То же, к породе			нерастворимой в 10%-ной HCl части породы	растворимой в 10%-ной HCl части породы
					песок 1-0,1 мм	алеврит 0,1-0,01 мм	пелит, 0,01 и < мм		
Верхний девон	Беликудукская	Верхняя — D ₃ ¹	80	326			100 2,71	2,71	96,57
				100	348	$\Sigma \frac{100}{3,03}$		3,04	96,38
				103	354		$\frac{100}{1,80}$	1,80	97,55
				105	356		$\frac{100}{3,24}$	3,24	96,43
				111	358		$\frac{100}{1,76}$	1,76	97,73
				113	361	$\Sigma \frac{100}{3,14}$		3,14	96,44
				117	366		$\frac{100}{4,01}$	4,01	96,08
				120	371		$\frac{100}{2,10}$	2,10	97,61
				121	373		$\frac{100}{5,70}$	5,70	93,80
				122	377		$\frac{100}{5}$	5	95,0
				123	379		$\frac{100}{3,76}$	3,76	95,73
				125	381	$\Sigma \frac{100}{7,72}$		7,72	91,80
				143	386		$\frac{100}{3}$	3,00	97,00
			Эйфельский	Южнободонская		44	251	Средние значения	
	45	253			Окремнение			26,19	73,54
	46	279			Окремнение			16,64	82,44
					$\Sigma \frac{100}{9,57}$		9,57	89,77	
Живетский	Аулие-куджундинская		68	310		$\frac{100}{4,98}$	4,98	94,88	
			70	313		$\frac{100}{1,32}$	1,32	98,13	
			71	314		$\frac{100}{4,30}$	4,30	98,16	
			72	315		$\frac{100}{1,71}$	1,71	97,80	
			73	317	$\Sigma \frac{100}{1,38}$		1,38	98,56	
			74	319		$\frac{100}{1,04}$	1,04	99,05	

Примечание. Разделение обломочного материала на фракции по крупности

состав растворимой частей известняков девонских отложений Мурунтау

Химико-минералогический состав растворимой в 10%-ной HCl части породы, в весовых % к породе		Наименование породы
CaCO ₃ , кальцит	CaMg(CO ₃) ₂ , доломит	
90,93	5,64	Известняк (90,93%) с доломитом (5,64%) и терригенной примесью (2,71%)
69,05	27,33	Известняк (69,05%) доломитовый (27,33%) с терригенной примесью (3,04%)
88,76	8,79	Известняк (88,76%) с доломитом (8,79%) и терригенной примесью (1,80%)
94,79	1,64	Известняк (94,79%) с доломитом (1,64%) и терригенной примесью (3,24%)
86,20	11,53	Известняк (86,20) доломитистый (11,53%) с терригенной примесью (1,76%)
89,61	7,83	Известняк (89,61%) с доломитом (7,83%) и терригенной примесью (3,14%)
85,82	10,26	Известняк (85,82%), доломитистый (10,26%) с терригенной примесью (4,01%)
93,41	4,20	Известняк (93,41%) с доломитом (4,20%) и терригенной примесью (2,10%)
91,06	2,74	Известняк (91,06%) с доломитом (2,74%) и терригенной примесью (5,70%)
95,00	—	Известняк (95%) с терригенной примесью (5%)
88,43	7,30	Известняк (88,43%) с доломитом (7,30%) и терригенной примесью (3,76%)
91,03	0,77	Известняк (91,03%) с терригенной примесью (7,72%)
97,00	—	Известняк (97,0%), слабо окварцованный (3%)
86,95	7,33%	Известняк (70,66%) с доломитом (2,88%), кремнистый Известняк (79,64%) с доломитом (2,80%), кремнистый Известняк (80,65%) с доломитом (9,12%) и терригенной примесью (9,57%)
70,66	2,88	
79,64	2,80	
80,65	9,12	
84,03	10,85	Известняк (84,03%), доломитистый (10,85%) с терригенной примесью (4,98%)
87,91	10,22	Известняк (87,91%), доломитистый (10,22%) с терригенной примесью (1,32%)
79,39	15,77	Известняк (79,39%), доломитистый (15,77%) с терригенной примесью (4,30%)
86,12	11,68	Известняк (86,12%), доломитистый (11,68%) с терригенной примесью (1,71%)
90,14	8,42	Известняк (90,14%) с доломитом (8,42%), кремнистый
93,23	5,82	Известняк (93,23%) с доломитом (5,82%) и терригенной примесью (1,04%)

зерна производилось в шлифах.

ференциальные кривые нагревания указанных доломитовых пород независимо от высокого содержания в них кальцита (30% и выше, обр. 1382) тождественны и соответствуют доломитам (рис. 7, обр. 1392, 1395 и др., 333, 368 и др.). Кривые нагревания образцов доломитовых известняков имеют дополнительный небольшой эндотермальный эффект в области температур 700—800°, отвечающий разложению доломитовой молекулы (рис. 7, обр. 1425, 1430 и др., 348 и др.).

Петрографо-минералогическая характеристика. При микроскопическом изучении с учетом данных химико-минералогического состава выделяются следующие структурные разновидности седиментационно-диагенетических доломитовых пород, отражающие количественные соотношения, морфологию и взаимоотношения зерен кальцита и доломита.

Доломитовые известняки. Среди них (содержание доломита достигает 33,3%, табл. 17, обр. 1430) различаются следующие структурные разновидности.

1. Породы, основная ткань которых состоит из криптокристаллического агрегата кальцита. В него погружены мелкие (0,03—0,1 мм), рассеянные, либо кучнораспределенные зерна доломита. В первом случае они обладают правильной ромбоэдрической формой, во втором— вследствие плотного прилегания друг к другу правильность формы зерен искажается.

Иногда криптокристаллический кальцит перекристаллизован в микро- и тонкозернистый агрегат, среди которого сохраняется неперекристаллизованный криптокристаллический кальцит. Такие участки содержат остатки микрофауны.

Генетический интерес представляют реликтовые скопления криптокристаллического кальцита в ромбоэдрах доломита, подчеркивающие зональное строение их. Подобные особенности в строении доломитовых зерен объясняются О. И. Некрасовой (1962) как результат метасоматического замещения доломитом криптокристаллического кальцита.

2. Породы, основная ткань которых состоит из агрегата кальцита, обладающего мелкокомковатой структурой. В этих разностях можно наблюдать четко выраженное метасоматическое замещение ромбоэдрами доломита бесструктурных комочков, сложенных криптокристаллическим кальцитом (табл. V, рис. 29).

Собственно-доломитовые породы (известковистые и известковые). Среди описываемых пород устанавливаются следующие структурные разновидности.

1. Доломитовые породы с криптокристаллической структурой основной ткани по своим структурным особенностям близки к доломитовым известнякам, отличаются от них более высоким содержанием доломита (50%). В большинстве случаев доломиты этого типа являются известковыми (табл. 14, обр. 1382 и др.).

Под микроскопом они также состоят из криптокристаллического агрегата кальцита, по которому развивается доломит в зернах ромбоэдрической и неправильноромбоэдрической формы. Доломит распределен в шлифе неравномерно, то рассеян в виде отдельных зерен, то представлен компактными кучками их (табл. VII, рис. 37).

2. Породы с тонко- и мелкозернистой мозаичной структурой, под микроскопом состоят из мелких (0,01—0,2 мм), прилегающих друг к другу кристаллов доломита ромбоэдрической формы, которая определяет мозаичные разновидности гранобластовой структуры (табл. V, рис. 30). В интерстициях доломитовых зерен наблюдаются реликты

крипто- и микрозернистого агрегата кальцита. Иногда в таких породах присутствует непросвечивающееся вещество, пропитанное гидроокислами железа. В доломитовых породах с незавершенной доломитизацией можно наблюдать реликтовые участки первичного крипто- и микрозернистого кальцита. В некоторых разностях реликтовый кальцит присутствует в виде сгустков внутри доломитовых зерен (табл. V, рис. 30).

3. Породы с неравномернозернистой гранобластовой структурой. Они состоят из неправильноромбоэдрических зерен размером от 0,005 до 0,25 мм.

В составе тяжелой фракции нерастворимого остатка доломитов верхнего девона обнаружено много окислившегося пирита. Терригенные минералы представлены (в порядке убывающих количеств): турмалином, амфиболом, минералами эпидот-цоизитовой группы. В заметном количестве присутствует циркон, встречаются гроссуляр и рутил. В некоторых образцах отмечаются сфен, бурая роговая обманка, биотит, хлорит и барит (табл. 16, табл. VI, рис. 31).

Фациальная характеристика и условия образования. При анализе генезиса доломитов, по Н. М. Страхову (1956), должен учитываться не только их состав и структурно-текстурные особенности, но и в первую очередь морфология доломитовых тел и степень обогащения их доломитом. Н. М. Страхов указывает, что учет этих двух факторов при выяснении генезиса доломитовых пород не менее важен, чем учет аналогичных данных в вопросах выяснения условий образования месторождений осадочных руд Fe, Mn, Al и других металлов (1956).

При детальном микроскопическом изучении известково-доломитовых пород (среднего и верхнего девона) с различной степенью доломитности (33, 32—83,4%, табл. 17, обр. 1430, табл. 14, обр. 1487 и др.) со всей наглядностью вы является картина постепенного перехода известняков в доломитовые породы, т. е. степень доломитности пород находится в прямой зависимости от степени перекристаллизации их.

Таким образом, в подгруппе седиментационно-диагенетических доломитов (живета и верхнего девона) наблюдается стадийность процессов доломитизации. По мере замещения доломитом известняки утрачивают свою первичную структуру—крипто- и мелкозернистую, органогенную и мелкокомковатую, которая в виде реликтовых образований разного масштаба сохраняется на ранних стадиях доломитизации известняков (известняки доломитистые и доломитовые) и постепенно исчезают в породах более интенсивно доломитизированных, уступая место гранобластовой мозаичной структуре в собственно доломитовых породах.

Вещественный состав изученных доломитовых пород (сравнительно низкое и изменчивое содержание в них доломита) и их структурные особенности (преобладание в интенсивно доломитизированных разностях мозаичной и неравномернозернистой структуры, сочетающейся с реликтовыми участками криптокристаллического кальцита, ясные следы метасоматического замещения доломитом кальцита и т. д.) свидетельствуют об участии процессов метасоматоза в их формировании. Это подтверждается отсутствием собственного биоценоза в доломитах и наличием реликтов донной фауны, встречающейся в известняках. Вместе с тем, пластовые формы залегания доломитов, относительно однообразная изменчивость степени доломитности внутри пласта, выдержанность по простиранию и приуроченность к определенной фациальной зоне (отдельный динамический фациальный пояс—ритмичное переслаивание доломитов с органогенными и криптозерни-

стыми известняками) говорят о первичном, сингенетичном поступлении доломитного вещества в карбонатный осадок.

Попытаемся восстановить физико-географическую обстановку формирования седиментационно-диагенетических доломитовых пород верхнего девона.

Изучение литологических особенностей всей трансгрессивной толщи девонских отложений, в том числе и верхнедевонских известняков, находящихся в тесном переслаивании с рассматриваемыми породами, а также учет главнейших палеоэкологических черт этих отложений (заметное уменьшение скоплений органических остатков в парагенных с доломитами известняках и резкое обеднение видового состава фауны, Лесовая, 1959) позволяют сделать следующие выводы. Отложения нижней подсвиты верхнего девона, по-видимому, формировались в относительно удаленной от береговой линии области моря. Отсутствие обломочных пород в составе отложений верхнего девона служит подтверждением принадлежности доломитовых образований к фациям, относительно отдаленным от континента. Об этом свидетельствует также минеральный состав тяжелой фракции, в которой минералы прибрежной зоны—циркон и рутил приобретают подчиненное значение по отношению к резко преобладающим эпидоту и амфиболу (табл. 16, рис. 8, Абрамович, 1970).

На несколько большую глубинность этих отложений девона по сравнению с мелководной прибрежной зоной, в которой формировались первичные седиментационные доломиты нижнего девона, указывает совместное нахождение в этих породах строматопоридей с брахиоподами (Наливкин, 1956; Рябинин, 1951). По всей видимости, в этот период происходили синхронные с осадкообразованием восходящие движения земной коры, вызвавшие формирование подводных отмелей, временно затруднявших свободный водообмен этих участков с открытым морем (отдаленный отмельный динамический фациальный пояс, по Попову и др., 1963). Это предположение подкрепляется заключением палеонтологов (В. А. Аникина и др.) о том, что обильное скопление в тот период брахиопод, бедных видовым составом, объясняется спецификой условий обитания организмов, а именно затрудненным водообменом с открытым морем. При наличии сухого, жаркого климата, вызывавшего интенсивное испарение в этих участках, создавалась несколько повышенная соленость поверхностных слоев воды, и могло происходить непосредственное выделение доломита. Но интенсивность садки доломита в данном случае не была особенно сильной, поэтому он в свежем осадке сочетался со значительным количеством биогенного и хемогенного кальцита. В стадию раннего диагенеза, как показал Н. М. Страхов (1954), в осадке благодаря большой неоднородности физико-химической обстановки по рН и Fh доломит, как и многие другие вещества, способен интенсивно перемещаться. По-видимому, именно такой процесс вызвал образование седиментационно-метасоматических доломитовых пород верхнего девона. В сложном карбонатном осадке, состоящем из слоев известнякового ила и рассеянного доломита, последний в ранние стадии диагенеза энергично перераспределится и впоследствии, замещая кальцит, обусловил образование доломитовых пород описываемого типа.

Ритмическое чередование доломитовых пород с органогенными и криптозернистыми известняками, в различной степени обогащенными доломитом, свидетельствует о периодических временных повышениях солености водоема (связанных с периодическим обмелением его), вызывавших садку доломита.

Седиментационно-диагенетические доломиты живетского яруса (петрографические типы, фациальная характеристика и условия образования). Доломитовые породы, распространенные среди живетских отложений выше тентакулитовых известняков эйфеля, в районе родника Аулие-Куджумды, и соответствующие нижней подсвете серых и темно-серых известняков живета Бесапан-Беликудукского разреза (рис. 6), слагают здесь непрерывную толщу мощностью 225 м. Они отличаются от отложений нижнего девона серым и светло-серым цветом и массивным сложением. В нижних частях в них встречаются кремневые стяжения, широко распространенные в подстилающих их тентакулитовых известняках.

Химические анализы описываемых пород (табл. 15, обр. 294 и др.) показывают неоднородное, относительно невысокое содержание в них доломита (69,75—86%). Постоянно в количестве свыше 5—8% и более присутствует примесь кальцита. Кривые нагревания соответствуют доломитам (рис. 7 б, обр. 288, 302).

Микроскопическим изучением устанавливаются следующие структурные разновидности пород:

1) доломиты неравномернозернистые, с реликтовой комковато-органогенной структурой (табл. VI, рис. 32); 2) неравномернозернистые, с реликтами криптокристаллического агрегата кальцита (табл. VI, рис. 33); 3) доломиты мелко-, средне- и крупнозернистой мозаичной структуры (обр. 295, 300, 302 и др., табл. VI, рис. 34).

Рассматриваемые породы от первичных доломитов нижнего девона отличаются более широким развитием полностью раскристаллизованных разностей, к тому же обладающих более крупнокристаллической структурой. Среди них преобладают породы со среднезернистым строением, но встречаются разности с крупнозернистой гранобластовой структурой. При этом у большинства зерен, слагающих породу, отмечается хорошо выраженная спайность по ромбоздру (табл. VIII, рис. 33).

В составе тяжелой фракции нерастворимого остатка этих пород в большом количестве развиты окислившийся пирит и сгустки гидроокислов железа. Отмечен магнетит. Среди терригенных минералов преобладают амфибол и эпидот, встречаются циркон и рутил (табл. VI, рис. 36), сфен, бесцветный гранат, хлорит и барит (табл. 16).

Линзообразная форма залегания доломитовых пород, переменное содержание доломитового минерала в пластах, явные следы метасоматического замещения доломитом кальцита (наличие реликтовых комковато-органогенных структур, характерных для известняковых петрофаций; табл. VI, рис. 32) и т. п., несомненно, свидетельствуют об участии метасоматических процессов в образовании описываемых доломитов. Вместе с тем на осадочное происхождение указывает возрастное взаимоотношение их с окремнением. Так, на микрофотографии шлифа 1227 (табл. VIII, рис. 46) видно проникновение кварцевого агрегата в интерстиции доломитовых зерен и постепенное замещение агрегатом кварца. Более позднее образование кварцевого агрегата по отношению к доломиту подтверждается нарастанием волокнистой разности кремнезема—халцедона (отрицательное удлинение), переходящей впоследствии в кварц (положительное удлинение) на кристаллах доломита. На микрофотографии шлифа 288 также видно более позднее образование кварца по отношению к доломиту, разъеденные реликты которого сохраняются среди скоплений более позднего тонкозернистого агрегата кварца. Все эти факты свидетельствуют о более раннем образовании доломита по сравнению с окремнением, которое

также является сингенетичным (см. раздел «Окремненные карбонатные породы»). Кроме этих возрастных соотношений минералов, в пользу осадочного генезиса доломитов говорят также геологические условия залегания доломитов. Так, рассматриваемые доломиты закономерно расположены в стратиграфическом разрезе и фациальном поясе. Они обладают большой мощностью (сотни метров), значительной протяженностью, четкими седиментационными контактами с подстилающими и покрывающими их известняками. Близ пор в шлифах не наблюдается никаких изменений, которые могли бы указывать на миграцию эпигенетических растворов.

Таким образом, установленные нами геолого-минералогические особенности доломитовых пород свидетельствуют о первичном седиментационном поступлении доломитового вещества совместно с кальцитом в осадок (карбонатный ил) и последующем его перераспределении в илах (в стадию диагенеза), приводящем к образованию седиментационно-диагенетических доломитов.

В фациальном отношении описываемые доломиты живета являются образованиями прибрежной зоны морского бассейна с солоностью, близкой к нормальной. На это указывают заключенные в них реликты метаморфизованной морской фауны (остракоды, фораминиферы; сборы наши, определения Ф. Р. Бенш), а также их парагенезис с типичными нормально-морскими осадками (подстилающими и покрывающими их известняками), содержащими *Stringocephalus burtini* Деф. Массивное сложение доломитов говорит о том, что они могли явиться в значительной мере рифовыми постройками. Интересным обстоятельством, на которое обращает внимание Н. М. Страхов (1956), является то, что этот фациальный тип нормально-морских доломитов — единственный из типов древних доломитовых пород морского генезиса, «доживший» до современности.

В заключение анализа условий образования доломитов девона Мурунтау следует остановиться на существующих по этому вопросу взглядах других исследователей. Так, сотрудники Узглавгеологии В. А. Аникина, А. И. Лесовая и З. С. Румянцева (1959), детально изучавшие органические остатки в отложениях девона и занимавшиеся биостратиграфическим расчленением их, пришли к выводу, что все доломиты являются образованиями метасоматическими (т. е. седиментационно-метасоматическими, в понимании Н. М. Страхова). Названные исследователи считают, что доломиты, участвующие в строении разреза отложений девона (D_1 — D_3), тесно связаны постепенными переходами с известняками и возникли от замещения доломитом кальцита известняковых илов.

Однако изложенные результаты наших исследований позволяют выделить несколько различных генетических групп доломитов, среди которых только доломиты живета и верхнего девона, действительно, являются скорее всего седиментационно-метасоматическими. Доломиты нижнего девона обладают всеми признаками осадков первичных — седиментационных (Страхов, 1956).

Группа II — известняки (петрографо-минералогическая характеристика, фации и условия образования)

Группа известняков включает карбонатные породы с содержанием кальцита выше 50%. Они встречаются в составе всех трех отделов девона, но наиболее развиты в среднем и верхнем (рис. 6). Суммарная мощность их равна 1268,0 м, что составляет около 78% общей мощно-

сти отложений девона (по разрезу Бесапан-Беликудук). По преобладающему значению в формировании породы того или иного генетического признака известняки подразделяются на две главные подгруппы: А—хемогенные известняки, часто содержащие примесь органогенного детрита, и Б—органогенные и органогенно-обломочные известняки. В пределах указанных подгрупп по совокупности ряда признаков (структура, текстура породы, органические остатки и др.), отражающих условиях образования пород, выделяются различные литогенетические типы (табл. 13), связанные между собой постепенными переходами.

Подгруппа А—хемогенные известняки с органогенным детритом участвуют в строении средней подсвиты нижнего девона. Они широко распространены также среди эйфельских отложений среднего девона и верхней подсвиты верхнего девона. В составе пород живетского яруса среднего девона и нижней подсвиты верхнего девона преобладают органогенные комковато-детритусовые известняки и известняки смешанного органогенно-хемогенного генезиса. Характерным для преобладающей массы известняков девонских отложений, в особенности нижне- и среднедевонского возраста, независимо от принадлежности их к тому или иному генетическому типу, является высокое содержание в них кальцита, не ниже 90% (достигающее 97%, табл. 17, обр. 1332 и др.).

Примесь доломита незначительна в известняках среднего и особенно нижнего девона (табл. 17 и 18, обр. 1331, 1307, 1311 и др.), и, напротив, достигает высоких значений в известняках верхнедевонского возраста, находящихся в переслаивании с доломитами седиментационно-метасоматического генезиса. Резкое снижение содержания кальцита до 79—80% в известняках живетского яруса и возрастание нерастворимого остатка до 16—20% связано, как правило, с окремнением породы. Количество терригенной примеси, представленной в главной массе тонкодисперсным материалом, в меньшей мере мелкими песчинками кварца, составляет не более 4%. Наиболее окремнены известняки эйфельского яруса, содержащие фауну тентакулитов.

Как показывают дебаэграммы, тонкодисперсный материал, выделенный из нерастворимого остатка известняков (табл. 19 и 20), состоит в основном из гидрослюды и присутствующего в резко подчиненном количестве каолинита. В обр. 288 г возможна примесь гидрохлорита, так как после прокаливании его при 600—620° на дебаэграмме появляется линия 7,1. В обр. 284 г есть примесь гипса (?) и метагаллузита (одна линия при интенсивности 4—7,66). Электронно-микроскопический снимок (табл. VI, рис. 35) подтверждает присутствие в составе указанных образцов гидрослюды (288 г) с примесью каолинита. Показатели преломления ориентированных препаратов глинистых минералов этих образцов соответствуют гидрослюдам. Кривые нагревания известняков с содержанием доломита меньше 8—10% отвечают известнякам (рис. 9).

Микроскопическим изучением в составе выделенных генетических подгрупп известняков устанавливаются следующие разновидности (литогенетические типы). В подгруппе А—хемогенных известняков с примесью органогенного детрита различаются: 1) известняки криптористаллические и микрозернистые и 2) кристаллические с неравномернозернистой гранобластовой структурой.

Наибольший интерес для восстановления условий образования подгруппы А представляют их крипто- и микрокристаллические разновидности с четко выраженной тонкой слоистостью и крипто-разнозернистые известняки, содержащие включения планктонных организмов.

Тип 1-ый—известняки криптокристаллические и микрозернистые развиты в средней подсвите карбонатных осадков нижнего девона, а также среди известняков эйфельского яруса, участвуют в строении разреза живетского яруса, преобладают в составе верхней подсвиты верхнего девона.

По внешнему виду это плотные, однородные, серого цвета породы, то более, то менее яснослоистые (табл. 17, обр. 1302, 1303, 1305 и др.). Под микроскопом в составе криптокристаллических известняков обнаруживается криптокристаллический ($<0,005$ мм), либо микрозернистый (0,005—0,01 мм) карбонат кальция, среди которого наблюдаются прожилки и линзовидные выделения тонкокристаллического кальцита и отдельные монокристаллики размером до 0,1—0,15 мм. Иногда встречаются более крупные монокристаллы размером до 0,2 мм, а также правильной оvoidной формы образования, сложенные перекристаллизованным кальцитом (метаморфизованная фауна?). Наблюдаются угловатоокатанные алевритовые зерна кварца. Почти во всех шлифах отмечают

Т а б л и ц а 19

Результаты рентгенометрического анализа (обр. 288 г)
Режим съемки: Fe — антикатод, $\lambda = 1,93$, $I = 14$, $V = 40$,
экспоз. = 5 час., $D_{\text{кам}} = 57,3$ мм, $D_{\text{образ}} = 0,5$ мм

Обр. 288 г		Гидрослюдя	
I	$\frac{d \cdot \alpha}{n}$	I	$\frac{d \cdot \alpha}{n}$
2р	6,6		
1р	5,4	2	5,56
2р	4,9	4	4,99
8р	4,5	7	4,48
2р	4,26		
8	3,72	(4)	3,70
10	3,34	9	3,34
4р	3,06	2	3,07
7р	2,71	1	2,69
2р	2,61		
4р	2,45	(4)	2,45
3р	2,27	2	2,24
3р	2,12	3	2,19
4	2,00	6р	2,00
5р	1,925	1	1,963
6	1,822	(3)	1,817
7	1,671	8	1,652

Примечание. Эталон гидрослюдя взят из отчета „Иргиредмет“, 1955.

ся обильная рассеянная и реже кучнорасположенная вкрапленность окислившегося пирита и мелкие (около 0,05 мм) сгусткоподобные выделения гидроокислов железа. При выветривании пиритизированной породы часто образуются желтоватые налеты. Под микроскопом у крипто- и микрозернистых разновидностей известняков обнаруживается микросланцевая текстура, обусловленная взаимно параллельным расположением несколько сплюснутых зерен кальцита. Подобные соотношения определяют вторичную сланцеватость, совпадающую с первичной слоистостью, подчеркнутой послойным обогащением породы органическим веществом.

Тип 2-ой—известняки кристаллические, широко распространены в разрезе девона. Они представлены главным образом породами, об-

ладающими неравномерной зернистой гранобластовой структурой. В строении их участвуют тонко-, мелко-, среднезернистые и реже крупнозернистые карбонатные агрегаты, часто сочетающиеся в одном образце и

Таблица 20

Результаты рентгенометрического анализа (обр. 284 г)
 Режим съемки: Fe — антикатод, λ — 1,93, I — 14 мм, V — 40,
 экспоз. — 5 час., $D_{\text{кам}}$ — 57,3 мм, $D_{\text{образ}}$ — 0,5 мм

Обр 284 г		Гидрослюда № 1		Гидрослюда № 2	
I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$
2p	9,9	4	10,1	8	10,0
4	7,66				
2	5,13	2	5,5	4	5,01
3	4,46	7	4,48	9	4,48
6	4,29			2	4,27
3p	3,72	(4)	3,70	4	3,66
10	3,34	(9)	3,34	6	3,34
8	3,07	2	3,07	4	3,06
5	2,88			3	2,88
5	2,81	6p	2,83	3	2,81
4	2,69	1	2,69		
3	2,58	10	2,56	10	2,58
2	2,49				
2	2,46	(4)	2,45	2	2,46
2	2,39	5	2,38	2	2,40
3	2,30	1	2,34	1	2,25
2	2,20	3	2,19	1	2,19
4	2,07	5	2,13	2	2,08
6	1,99	6p	2,00	3	2,00
2p	1,913				
3p	1,872	1	1,890		
6	1,814	3	1,817		
2p	1,777	1	1,788		
2	1,698	2	1,694		
4p	1,663	8	1,652	1	1,667
4	1,623			1	1,638
4	1,539	2	1,544	1	1,619
5	1,506	10	1,498	5	1,503
2p	1,432	2	1,428	1	1,427
4p	1,377	5	1,373		
2	1,323			1	1,315
3	1,301	7	1,294	2	1,298
4	1,200			1	1,250
4p	1,180	4	1,181		
5	1,151	3	1,115		
3	1,080	2	1,103		
2p	1,045	2	1,040		

Примечание. Эталон гидрослюда № 1 взят из отчета „Иргридмет“, 1955. Эталон с небольшой примесью кварца. У линий гидрослюда, совпадающих с линиями кварца, интенсивности (I) заключены в скобки. Некоторые слабые линии в эталоне опущены. Эталон гидрослюда № 2 взят из Am min, V = 45, № 7, 8, p. 894 — 8.

в одном шлифе и содержащие, как правило, реликтовый криптокристаллический кальцит. К таким промежуточным разностям относятся известняки, структура которых может быть названа неравномерной зернистой комковато-сгустковой. Они (табл. VII, рис. 37) состоят из неправильных выделений (0,5 мм) мутноватого криптокристаллического

кальцита, погруженных в прозрачный микро-, тонко- и мелкозернистый агрегат карбоната кальция. Контакты выделений с окружающей кристаллической массой нечеткие, расплывчатые. Эта постепенность переходов свидетельствует об образовании яснокристаллического аг-

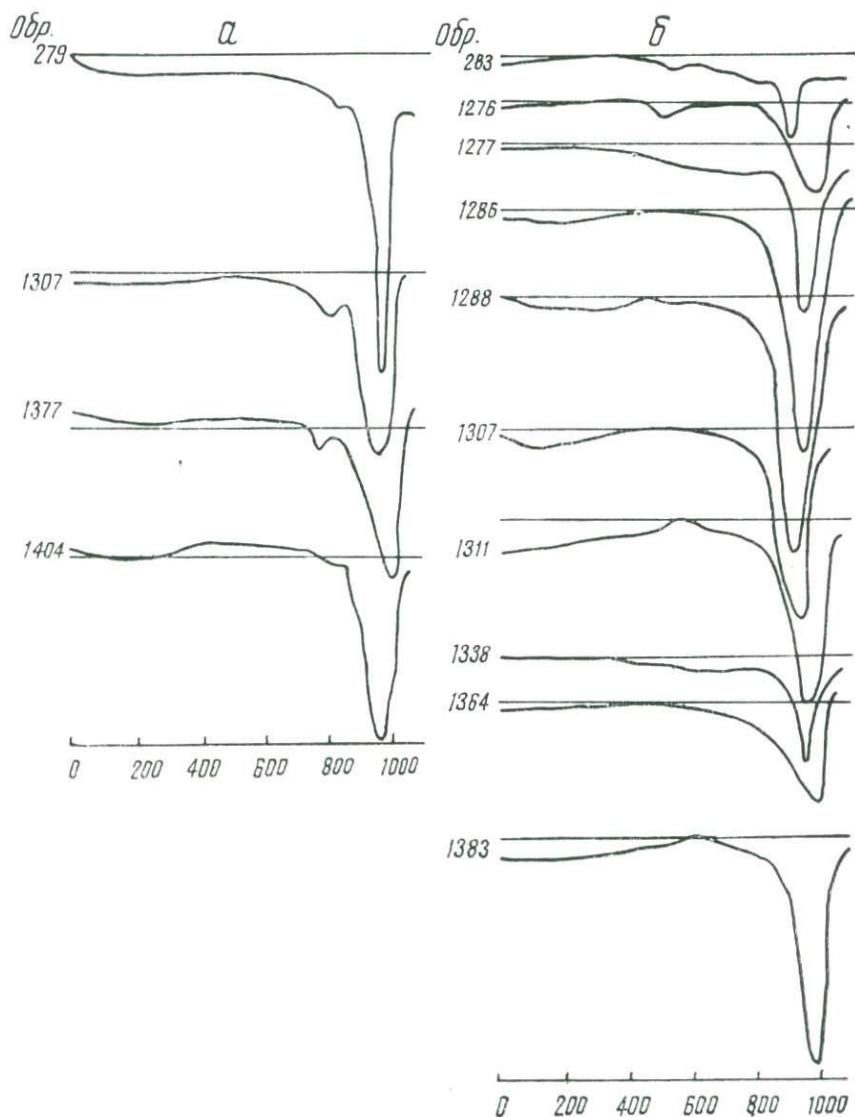


Рис. 9. Дифференциальные кривые нагревания известняков девона Мурунтау с примесью доломита $> 10\%$ (а) и $< 5\%$ (б).

регата за счет перекристаллизации первичного криптокристаллического кальцита. Участками крипто- и мелкозернистые известняки пересекаются многочисленными прожилками кальцита гранобластовой структуры, разобщающими породу на отдельные куски, давая начало брекчиевидным текстурам.

В составе тяжелой фракции нерастворимого остатка известняков преобладают турмалин, эпидот, амфибол, присутствуют циркон и рутил (табл. 16, табл. VII, рис. 38, 39), количество циркона и рутила возрастает в прибрежно-морских известняках, слагающих среднюю подсвиту нижнего девона (рис. 8). В тентакулитовых известняках в составе тяжелой фракции нерастворимого остатка в единичных зернах обнаружен хлоритоид—слодоподобный минерал желтовато-зеленой окраски, с низким дупреломлением, почти изотропный. Показатель преломления минерала высокий—1,715 (табл. 16, обр. 1348).

Кроме рассмотренных криптокристаллических и микрозернистых слонстых известняков, широко распространены те же структурные разновидности, содержащие в небольшом количестве примесь раковинного детрита или реже цельных определенных раковинок организмов. Эти породы в структурном отношении являются переходными к органогенным известнякам и, скорее всего, относятся к образованиям смешанного генезиса. Так, для перекристаллизованных известняков с реликтами крипто- и микрокристаллического карбоната кальция и включениями метаморфизованной микрофауны изначальными осадками могли служить как хомогенные известняковые илы, содержащие включения микроорганизмов, так и органогенные шламово-детритусовые осадки, которые вполне могли формироваться в сходной физико-географической обстановке.

В настоящее время мнение об образовании криптокристаллических известняков путем химического выпадения из воды является общепринятым (Пустовалов, 1940; Теодорович, 1941—1958; Швецов, 1948, 1954; Сюндюков, 1961; Страхов, 1947—1960; и др.). Вместе с тем, как показывает фациальный анализ (учет главным образом парагенного сочетания пород), физико-географическая среда формирования криптокристаллических известняков одного и того же хомогенного генезиса была далеко не одинаковой. Так, крипто- и микрозернистые известняки, залегающие среди нижнедевонских первично-седиментационных доломитов и находящиеся в тесном переслаивании с органогенными известняками, содержащими фауну брахиопод и других организмов (см. табл. 12), являются, несомненно, мелководными прибрежно-морскими осадками. В теплых, хорошо прогреваемых водах (аридный климат) создавались все необходимые условия для химической садки кальцита (волноприбойно-иловая фациальная зона волноприбойного динамического фациального пояса, по В. И. Попову и др., 1963, см. рис. 6). В этих же условиях роль породообразующего компонента мог играть также пелитоморфный обломочный карбонат кальция, который поступал в прибрежную область моря в результате привноса реками континента. Однако едва ли доля терригенного кальцита в этих известняковых осадках могла быть значительной, поскольку они отличаются невысоким содержанием терригенной примеси. По всей видимости, распреснение морских вод (из которых ранее осаждались доломиты) до нормальной солености, обеспечивающей садку кальцита, происходило не столько за счет приноса вод реками, сколько за счет усиления связи области седиментации с открытым морем.

В формировании рассматриваемых крипто- и микрозернистых известняков мог участвовать также органогенный шлам, который возник в зоне прибоя за счет разрушения раковинного материала (прибойно-обломочная зона волноприбойного динамического фациального пояса). Поэтому отнесение криптокристаллических и микрозернистых известняков к подгруппе хомогенных весьма условно, так как они впол-

не могли иметь самое различное и, скорее всего, смешанное—органогенно-хемогенное происхождение.

Крипто- и микрозернистые известняки, слагающие мощные известняковые толщи Эйфельского и живетского ярусов, обладают рядом признаков, характеризующих их как осадки более глубоководные, нежели те же разности криптокристаллических известняков, распространенных в толще нижнего девона. Такими признаками являются отсутствие среди них обломочных пород, тонкая, четко выраженная горизонтальная слоистость, преобладание в составе терригенной примеси глинистого материала над песчано-алевритовым, угнетенный видовой состав фауны (находки брахиопод единичны, кораллы и другие мелководные формы бентоса отсутствуют, табл. 12). В то же время в известняках эйфеля содержатся планктонные организмы, представленные тентакулитами.

Тонкая слоистость сохранялась на относительно больших глубинах, так как здесь волнение водных масс не достигало дна и не разрушало осадка. Присутствие глинистого матернала свидетельствует о значительном удалении области формирования известняковых илов от источника сноса (континента). В такие места в составе тонкой взвеси могли приноситься с континента глинистое вещество и криптокристаллический кальцит, осаждавшийся в прибрежном мелководье или в межотмелевых участках, и детритусовый шлам, образующийся в аналогичных условиях. Что касается такого признака, как наличие включений планктонных организмов, какими являются тентакулиты, то несмотря на то, что по данным Г. П. Ляшенко (1959), условия жизни их мало зависят от фациальных особенностей, большинство исследователей (Страхов, 1939; Слюдюков, 1961; Формозова, 1963; и др.) считают, что тентакулиты чаще встречаются в относительно глубоководных осадках.

В. Е. Хаин (1959) указывает, что формация пелитоморфных (криптокристаллических) известняков с фауной тентакулитов (представителем которой и является в данном случае рассматриваемая толща среднедевонских известняков Мурунтау), «несомненно, отлагалась в осевых частях прогибов на относительно значительных глубинах». Об этом свидетельствует также такой косвенный признак, как окремнение известняков.

Подгруппа Б—известняки органогенные и обломочно-органогенные. К этой подгруппе отнесены: 1) известняки органогенно-детритусовые с подтипом — известняки шламово-детритусовые, микрозернистые с мельчайшим органогенным детритом (обломки $< 0,1$ мм) и 2) известняки микрокомковатые, среди которых различаются два подтипа: а) собственно микрокомковатые и б) микрокомковатые с органогенным детритом (обломки 0,1 мм, табл. 13).

Тип 1-ый — известняки органогенно-детритусовые. Наиболее характерными представителями этой подгруппы являются известняки тентакулитовые. Они распространены среди отложений эйфельского яруса, где переслаиваются с комковато-детритусовыми, крипто- и микрозернистыми известняками, содержащими включения тентакулитов. Переходы между ними постепенные, что еще раз говорит о возможности смешанного происхождения известняков и, следовательно, о значительной условности отнесения изучаемых известняков к тому или иному генетическому типу. Внешне тентакулитовые известняки серого и темно-серого цвета, тонко- и среднеплитчатые, тонкозернистые, часто окварцованные.

Под микроскопом установлено, что они включают 60—80% рако-

винок тентакулитов, сцементированных микро-, тонко- и мелкозернистым агрегатом полупрозрачного и прозрачного кальцита (табл. VII, рис. 40, 41) и состоящих в поперечном сечении из округлого или овального ядра, сложенного криптокристаллическим кальцитом, и прозрачной тонкой оболочки. Диаметр поперечного сечения раковин 0,1—0,3 мм. В продольном сечении они имеют вид вытянутых копьевидных угольников длиной до 1—2 мм, сложенных удлиненными монокристаллами кальцита. В наиболее перекристаллизованных участках обособляются комочки криптокристаллического кальцита. Сходство их по размерам и форме с поперечными кольчатыми сечениями тентакулитов позволяет предполагать, что эти комочки представляют собой гранулированные раковины тентакулитов, возможно, пропущенные через кишечник илоедов, т. е. считать их копролитами.

Интересны наблюдающиеся среди кремневых стяжений кольчатые выделения более крупнозернистого кварца—халцедона, обусловленные псевдоморфным замещением карбонатных раковин тентакулитов кремнеземом (табл. VII, рис. 42).

Переслаивание тентакулитовых известняков с относительно глубоководными хемогенными криптокристаллическими известняками и постепенность взаимопереходов между ними позволяют относить их к тем же сравнительно глубоководным фациям открытого моря.

Тип 2-ой — известняки микрокомковатые. Подтип а — известняки собственно микрокомковатые, серого и темно-серого цвета, чаще среднеплитчатые, встречаются среди известняков, слагающих эйфельский ярус, где находятся в переслаивании с тонкоплитчатыми крипто- и микрозернистыми и органогенно-детритусовыми тентакулитовыми известняками. Микрокомковатые известняки участвуют также в строении разреза живетского яруса и максимально развиты в нижней подсвите верхнего девона, где наблюдаются совместно с микрокомковатыми известняками, содержащими включения органогенного детрита и шлам, и переслаиваются с оскольчатыми известковистыми доломитами.

Под микроскопом обнаруживается неравномернозернистая структура описываемых известняков. Они оказываются состоящими из мелких (от сотых долей до 0,2—0,5 мм), различных по форме комочков мутноватого криптокристаллического кальцита, связующим веществом которых является различно перекристаллизованный кальцитовый агрегат с размером зерен от десятых долей до 0,7—1,0 мм. Связующее вещество присутствует в переменных количествах, образуя то базальный (табл. VIII, рис. 43), то поровый тип цементации. Встречается цемент крустификационный. Некоторые разности комковатых известняков с цементом типа выполнения очень похожи на брекчированные комковатые известняки, сцементированные перекристаллизованным кальцитом. Комочки имеют резкие границы с окружающим прозрачным кристаллическим агрегатом. Они округлые, овоидные и неправильные, сходные по форме с органическими остатками. В некоторых разностях они, сливаясь, образуют более крупные выделения, обладающие прихотливо изгибающимися контурами. Подобные сгустки, заключенные среди крупнокристаллического агрегата, напоминают своеобразные брекчии. При интенсивной перекристаллизации породы комочки утрачивают свою структуру, и от них остаются как бы обрывки.

В некоторых шлифах комковатых известняков наблюдаются узкие углубления (напоминающие ходы илоедов; Хворова, 1955), которые как бы внедряются в криптокристаллические агрегаты (табл. VIII, рис. 44).

Подтип б — известняки микрокомковатые с органогенным детритом

отличаются от собственно микрокомковатых присутствием скелетных остатков организмов, представленных обрывками водорослей и обломками раковинок фораминифер, остракод, криноидей и других организмов. Хорошо сохранившийся детритус редок. Так, в шлифах наряду с комочками криптокристаллического кальцита овальной, неправильно-овальной и часто округлой формы, обладающими четкими ограничениями, различаются овальной (остракоды) и трубчатой формы (водоросли?) образования, которые по сохранившемуся внешнему виду и иногда внутренней структуре могут быть отнесены к скелетным остаткам организмов. Близость размеров и тождество форм комочков криптокристаллического кальцита с некоторыми из этих организмов позволяют предполагать, что они представляют собой гранулированные раковинки. Вполне вероятно, что распад раковинок на составляющие микрокристаллы происходил под влиянием сверлящих водорослей, за которые можно принять присутствующие здесь скелетные остатки трубчатой формы.

Не лишено вероятности, что некоторые раковинки прошли через пищеварительный канал грунтоедов и превратились также в бесструктурные комочки и, следовательно, являются не только остатками раковинок, но и копролитами. Присутствие илоедов подтверждается образованиями, изображенными на рисунке шлифа 1350 (табл. VIII, рис. 44), которые могут быть приняты за ходы илоедов.

На рисунке шлифа 1384 (табл. VIII, рис. 45) наблюдаются бесструктурные комочки криптокристаллического кальцита, близкие по форме с рядом расположенными органогенными остатками со следами внутренней структуры (светлые). Близость размеров и форм бесструктурных комочков со скелетными остатками организмов позволяет хотя бы часть из них считать гранулированными раковинками. Иероглифы, которые были встречены нами на поверхностях напластования тонкоплитчатых живецких известняков, также походят на следы ползания червей-илоедов.

Комковато-детритусовые известняки в нижней подсвите верхнего девона имеют весьма характерный облик. Это темно-серые, неоднородные, брекчиевидного сложения толстоплитчатые известняки, в которых заключены строматопороидеи, либо амфипоры и другие скелетные остатки организмов. По наличию колониальных и мелководных форм организмов (одиночные кораллы) устанавливается образование известняков в относительно неглубоких участках моря, характеризующихся нормальной соленостью. Переслаивание описываемых известняков с известковистыми доломитами седиментационно-диагенетического генезиса свидетельствует о быстро изменяющемся химическом режиме водных масс, что связано с синхронными карбонатонакоплением тектоническими колебаниями морского дна. По этим признакам они относятся нами к отдаленным (отмельным) фациям (по В. И. Попову и др., 1963; см. рис. 6).

Окремненные известняки. Окремнению в той или иной мере подвергнуты многие пласты и слои карбонатной толщи девона. Оно представлено двумя формами. В первом случае крипто- и тонкозернистый кварц как бы пропитывает участки породы, замещая кальцит и реже доломит. Окремненные участки в этом случае не имеют резких границ и постепенно переходят в неизменные карбонатные породы. Во втором случае окремнение проявляется в форме сплошных кремневых образований — стяжений, желваков различного габитуса размером до 15—20 см в диаметре, резко отграниченных от вмещающей породы. Особенно

сильному окремнению подверглись тентакулитовые тонкослойные известняки эйфеля. Окременным оказался определенный стратифицированный горизонт мощностью около 100 м. Окременние с несколько различной степенью интенсивности прослеживается вдоль всей гряды Мурунтау.

Наиболее детально кремневые стяжения изучены нами в районе родника Аулие-Куджумды, где окременние карбонатных отложений проявилось с наибольшей интенсивностью. Здесь окременными оказываются не только тентакулитовые известняки эйфеля, но и нижние части залегающей на них доломитовой субформации живета.

Размещаются кремневые конкреции по отношению к напластованию двояко. Большинство стяжений образует послойные скопления во вмещающих их известняках и доломитах (табл. IV, рис. 23) и реже — сплошные кремневые прослои мощностью до 15 см и протяженностью 8—10 м. Встречаются желваки каравасообразной формы, огибаемые слоями известняка (рис. 10 б). Кремневые конкреции имеют серый и светло-серый цвет и обладают неправильной и червеобразной формой, реже овальной и сферической, достигая 15—20 см и более в поперечнике. Кремневые стяжения имеют резкие контакты с вмещающими известняками и легко отделяются от них руками,

на поверхностных выходах вываливаются из вмещающих известняков и скатываются к подножию склона. Количество слоев, обогащенных кремнями, составляет 4—5 (мощность 3—15 см) на 1 пог. метр (по мощности пласта). Значительно реже удастся наблюдать кремневые образования, секущие вмещающие известняки. В одном из обнажений по разрезу восточнее родника Аулие-Куджумды удалось обнаружить кремневый желвак, как бы обтекающий реликт известняка, т. е. имеющий морфологию энгенетического образования. Здесь же встречаются кремнистые прожилки, секущие известняки, но тесно связанные с кремневыми образованиями, располагающимися по напластованию известняков (рис. 10 а).

Таким образом, формы залегания рассматриваемых кремневых стяжений двоякие. Большинство желваков залегает согласно с вме-

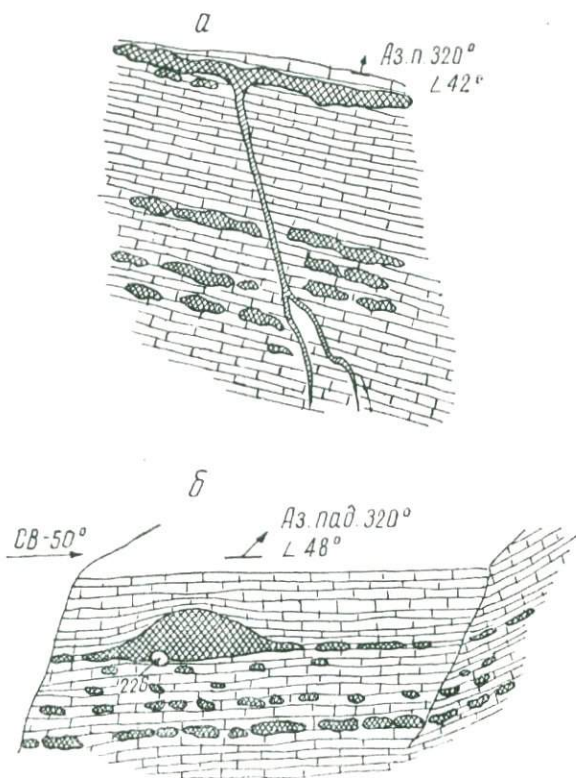


Рис. 10. Сопряжение кремнистых образований, секущих известняки, с согласно залегающими линзами кремней, в 550 м к ЮВ от кол. Аулие-Куджумды (а) и каравасообразные кремневые стяжения в известняках (б).

щающими породами и может считаться сингенетичными образованиями. Часть кремневых пород обладает эпигенетичной формой залегания (выполняет трещинки и полости в известняках).

Под микроскопом видно, что кремневые конкреции сложены мельчайшими зернышками кварца. В некоторых стяжениях отмечаются халцедон и кварцин (переходная модификация кремнезема от халцедона к кварцу). Нередко встречаются агрегаты, состоящие из лапчатых зерен кварца и халцедона. Возможно, в них содержится в виде примеси опал (Абрамович, 1970).

Внутреннее строение конкреций характеризуется бесструктурностью. Иногда наблюдаются округлые сферолитоподобные образования, которые являются остатками организмов, замещенных кварцевым агрегатом (табл. VII, рис. 42). Под микроскопом в карбонатных породах, подвергшихся окремнению, можно наблюдать локализацию аутигенного кварца между зернами карбонатных минералов и явно метасоматическое замещение их кремнеземом. На микрофотографии шлифа 1227 (табл. VIII, рис. 46) видно заливообразное проникновение кварцевого агрегата в карбонатную массу. Внутри окремненных участков сохраняются обрывки ромбоэдров кальцита и доломита, метасоматически замещенных кварцем.

Вопросы генезиса кремневых стяжений затрагиваются во многих руководствах (Крумбейн, Слосс, 1960; Наливкин, 1955; Твенхофелл, 1936 и др.; Хворова, 1958; и др.). Кроме того, условиям образования кремневых стяжений в карбонатных толщах посвящены специальные работы (Архангельский, 1936; Вишняков, 1953; Теодорович, 1935; и др.).

Описание кремневых конкреций и соображения об их генезисе приводятся в некоторых работах, освещающих литологию и фации карбонатных формаций различных регионов Советского Союза (Страхов, 1939; Колотухина, 1966; Маслов, 1940; Некрасова, 1962; и др.).

Большинство названных исследователей высказываются за сингенетичный генезис кремневых стяжений, заключенных в карбонатных толщах. Наиболее проблематичным в этих гипотезах остается вопрос об источниках кремнекислоты. В. П. Маслов (1940), изучавший кремневые стяжения в кембрийских карбонатных толщах Приангарья, предполагает эпигенетичный генезис большинства конкреций. Источником кремнекислоты для образования конкреций, ссылаясь на В. И. Вернадского (1937), он считает силикаты, разрушающиеся природной водой, насыщенной углекислотой и органическим веществом. Эпигенетический генезис кремневых конкреций В. П. Маслов и др. обосновывают главным образом наличием явно метасоматических структур замещения, эпигенетическими формами их залегания, а также невыясненностью источников кремнезема в случае сингенетичного накопления кремневых образований.

Изученные нами кремневые конкреции являются сингенетичными с включающими их известняками и доломитами. Об этом свидетельствуют следующие факты: значительное содержание кремнезема во всех палеозойских карбонатных формациях Тамдытау, определенная стратификация кремневых желваков и прослоек в толще эйфельских известняков, приуроченность большинства кремневых стяжений к напластованию породы, огибание кремневых караваеобразных стяжений слоями известняка. Последний признак У. Х. Твенхофел (1936) наряду с наличием нескольких слоев известняка, оканчивающихся вплотную к конкрециям, считает неопровержимым доказательством сингенетичного генезиса последних.

Относительно наблюдающихся под микроскопом следов метасоматического замещения кремнистым агрегатом перекристаллизованных известняков и доломитов, т. е. признаков эпигенетического генезиса конкреций, можно сказать следующее. Современный теоретический уровень знаний о диагенетических процессах в осадках в целом (Крумбейн и Слосс, Рухин, 1961; Страхов, 1953, 1954 и 1960), результаты изучения кремневых конкреций в карбонатных толщах (Колотухина, 1956; Маслов, 1940; Некрасова, 1962; и др.), а также некоторый наш опыт позволяют утверждать, что метасоматоз является одним из важнейших диагенетических процессов и, следовательно, метасоматические структуры, обнаруживаемые в кремневых конкрециях, сами по себе без учета общегеологических закономерностей размещения и условий локализации кремней не могут расцениваться как признак эпигенетического генезиса их. Структура изученных нами кремневых стяжений с явными следами метасоматоза указывает на то, что окремнение представляет собой длительный многостадийный процесс.

Большинство изученных кремневых стяжений является сингенетичным. Образование их можно объяснить выпадением геля кремнезема в момент формирования осадка (стадия седиментогенеза, в понимании Н. М. Страхова). Процессы собственно окремнения, т. е. стяжения рассеянных в карбонатных илах частиц кремнезема, начались, вероятно, в полужидком иле в стадию раннего диагенеза (Наливкин, 1955). Начавшееся переотложение кремнезема в стадию раннего диагенеза продолжалось и в дальнейшем, в стадию позднего диагенеза (в период литификации) и в процессе последующего эпигенетического изменения пород. Об этом свидетельствуют наблюдающиеся под микроскопом вторые и третьи генерации кварца в виде прожилковых образований в ассоциации с кальцитом, секущие окремненные участки известняков. О многократном перераспределении кремнезема можно судить также по встречающимся маломощным кремнистым прожилкам, секущим известняки и непосредственно связанным с более мощными послойно располагающимися линзовидными прослойками кремней. Таким образом, окремнение карбонатных пород девона Мурунтау рассматривается нами как сингенетичный процесс в широком смысле. Под этим понимается синхронное с вмещающими карбонатными илами накопление аутигенного кремнезема, который в дальнейшем претерпевал многократное перераспределение. Кремнезем, мигрировавший в начальные стадии диагенеза в иловых водах, оседал путем стяжения в виде конкреций сначала в форме опала. В дальнейшем в стадии позднего диагенеза и последующего эпигенеза он мог растворяться и затем вновь в виде опала, переходящего впоследствии в халцедон, кварцин и кварц, отлагаться по трещинкам, возникшим в породах.

Об источниках первичной кремниескислоты можно высказать лишь предположение. Кремневые образования часто связывают с перераспределением кремнезема, слагающего скелетные остатки организмов: Но в карбонатной толще Мурунтау кремневые организмы не были обнаружены. Поскольку вмещающие карбонатные породы в значительной массе являются химическими осадками, мы считаем вслед за С. Е. Колотухиной (1956), что источник кремниескислоты скорее всего нужно искать в химизме самого бассейна. Как известно, приток кремниескислоты в виде химических гелей в моря огромен и по Кларку (1924) составляет 11,67% всех солей, приносимых водами рек. Вероятно, в период формирования эйфельских известняков привнос SiO_2 был наибольшим, что связано с максимальным развитием в этот период на

континенте химического выветривания. Возможным источником кремнекислоты могли быть воднофумарольные выделения, синхронные с карбонатонакоплением (Страхов, 1971).

Вопрос о промышленной ценности кремневых стяжений требует доработки. Необходимо провести технологические испытания для выяснения возможности использования их в приборостроении и машиностроении.

Группа III — смешанные обломочно-карбонатные породы (микстолиды)

К этой группе принадлежат микстолиды, состоящие из кальцита, доломита и нерастворимого остатка, при этом содержание ни одной из указанных составных частей не достигает 50%.

Микстолиды нешироко развиты среди карбонатных отложений девона. Они встречаются в основании верхнего девона по разрезу, составленному на меридиане колодцев Бесапан-Беликудук. Здесь микстолиды переслаиваются с известняками (рис. 6, слои 61, 75, 92). Характерным для них является высокое содержание доломита, достигающее 47—48% (табл. 21). Макроскопически микстолиды представляют собой плотные, тонкоплитчатые породы, при ударе молотком распадающиеся, подобно доломитам, на осколки.

Под микроскопом микстолиды состоят из крипто-, микрозернистого, либо тонкозернистого карбонатного агрегата, в который погружены мелкие (0,05—0,1 мм) зерна доломита ромбоэдрической формы. Наблюдаются кристаллики окислившегося пирита кубического габитуса и сгустковые и кучнораспределенные выделения гидроокислов железа. Эти минеральные образования и присутствующее тонкодисперсное вещество (?) составляют около 20% массы породы. Микстолиды по литологическим особенностям, и в частности химико-минералогическому составу, представляют собой смешанные породы, прилегающие вплотную к известнякам и доломитам. Одни из них близки к известняковым доломитам, так как содержание в них кальцита достигает 29—30%, другие — к доломитовым известнякам — содержание кальцита возрастает до 45%, доломит присутствует в несколько меньшем количестве (табл. 21, обр. 1308). Дифференциальные кривые нагревания микстолидов близки к кривым нагревания доломитовых известняков (рис. 7, обр. 1373, 1308).

В целом морфология микстолидовых тел, условия залегания, химико-минеральный состав и структурные особенности указывают на их близость и генетическую общность с седиментационно-метасоматическими (диагенетическими) доломитами и, стало быть, не было бы ошибкой, если бы они рассматривались с ними совместно.

Группа IV — карбонатные брекчии и конгломераты

Карбонатные брекчии и конгломераты, состоящие из обломков карбонатных пород различных типов, также принимают участие в строении разреза карбонатных пород девона. Они развиты в основании живецких отложений, где с размывом залегают на известняках эйфельского яруса. Наибольший интерес представляют внутрiformационные известняковые конгломераты, которые скорее могут быть названы известняковыми брекчиями. Встречаются они в районе родника

Гранулометрический состав нерастворимой и химико-минеральный состав растворимой частей микстолитов девонских отложений Мурунтау

Отдел	Сынта	Поделита	Номер слоя	Номер образца	Содержание основных номенклатурных фракций, в весовых % к нерастворимому остатку			Метод разделения обломочного материала на фракции по крупности зерна	Процентное содержание		Химико-минеральный состав растворимой в 10% HCl части породы, в весовых % к породе		Наименование породы
					То же, к породе				нерастворимой в 10% HCl части породы	растворимой в 10% HCl части породы	CaCO ₃ кальцит	CaMg(CO ₃) ₂ доломит	
					песок 1—0,1 мм	алеврит 0,1—0,01 мм	пелит 0,01 и < мм						
Верхний девон	Беликулукская	Нижняя	61	1308	$\sum \frac{100}{21,35}$			В шлифах	21,35	78,18	45,02	33,16	Микстолит, известково (45,02%) - доломитовый (33,16%) с нерастворимым остатком (21,35%) Микстолит доломитово- (48,37%) известковый (29,14%) с нерастворимым остатком (23,14%) Микстолит доломитово- (47,39%) известковый (29,74%) с нерастворимым остатком (22,69%)
			75	1367	$\sum \frac{100}{23,14}$			"	23,14	77,51	29,14	48,37	
			92	1373	$\sum \frac{100}{22,69}$			"	22,69	77,13	29,74	47,39	
			Средние значения							22,39%	77,61%	34,63%	

Аулие-Куджумды среди серых тонкослоистых известняков живета. Они кратко описаны в разделе «Литостратиграфическое расчленение отложений девона».

Группа V — терригенные породы

Терригенные породы — конгломераты, гравелиты, песчаники слагают базальные слои карбонатных отложений девона. Они кратко освещены при описании разрезов девона. В составе собственно карбонатной толщи терригенные породы представляют большую редкость. Единичные маломощные прослои мелкозернистых песчаников нами встречены среди доломитов нижнего девона. Эти песчаники под микроскопом состоят из угловато-окатанных обломков, в большинстве принадлежащих к мелкой и меньше средней размерности песчаной фракции (0,1—0,4 мм). Присутствует примесь крупного и меньше мелкого гравия. Подавляющая масса песчинок представлена кварцем, обломочные зерна которого обладают более или менее изометричной формой. В заметном количестве встречаются песчаные зерна роговика и кварцитовидных пород с мелко- и среднезернистой гранобластовой структурой.

Из аксессуарных минералов в песчаниках наблюдаются наиболее устойчивые минералы: бесцветный циркон, уплощенные слюдоподобные зерна турмалина, плеохроирующего бурого рутила (Абрамович, 1970).

Цемент песчаников типа выполнения и контактовый представлен кремнисто-серицитовой массой, в которой присутствует примесь крупнокристаллического карбоната (вторичного), образующего участками пойкилобластовую структуру.

НЕКОТОРЫЕ ДАННЫЕ ПО ГЕОХИМИИ Fe, Mn, Cu И МАЛЫХ ЭЛЕМЕНТОВ (Ti, V, Cr, Ba, Sr, Pb, Zn, Zr) В ДЕВОНСКИХ КАРБОНАТНЫХ ФОРМАЦИЯХ ГОРНОЙ ГРЯДЫ МУРУНТАУ

Нами сделана попытка наметить некоторые закономерности в распределении железа, марганца, меди и малых элементов в карбонатных отложениях девона Мурунтау. В нашем распоряжении имеется около полсотни химических анализов по фосфору, марганцу, титану, хрому, ванадию и свыше пятисот пятидесяти спектроскопических определений железа, марганца, меди и малых элементов для пород, слагающих разрезы карбонатных отложений среднего палеозоя Тамдытау. Свыше двухсот спектральных анализов выполнено по карбонатным породам девонского возраста. Поскольку химические анализы малочисленны и не содержат определений всех указанных элементов, в основу выполненного анализа положены результаты спектроскопических определений, полученные спектральной лабораторией (руководитель М. Я. Камцон) Института геологии и геофизики АН УзССР. Анализ касается фоновых содержаний названных элементов, так как ни один из них не дает сколько-нибудь заметных накоплений (табл. 22). Концентрации малых элементов либо близки к весовым кларкам (Ba, Sr, Ti), либо несколько ниже (Cr, V, Pb, Zn, Zr, Ni). Исключением являются железо и медь, содержание которых близко к их концентрации в карбонатных формациях (D₁—C₂) гор Актау и превышает в десятки раз их кларки (см. табл. 11).

Среди карбонатных пород девона мы выделяем доломиты седиментационные, являющиеся прибрежно-морскими осадками (нижний девон), и седиментационно-диагенетические, образовавшиеся в мелководных межостровных и межотмелевых участках открытого моря (до-

ломиты живетского и франского ярусов). Среди известняков намечаются фации мелководные (хемогенные и органогенно-детритусовые известняки нижнего и верхнего девона) и относительно глубоководные (тентакулитовые известняки эйфельского яруса).

Таблица 22

Относительные средние содержания Fe, Mn, Cu и малых элементов по данным спектральных анализов в известняках и доломитах девона Мурунтау (Центральные Кызылкумы)

Порода	Средний нерастворимый остаток, %	Интенсивность спектральных линий по пятибалльной шкале									
		Fe		Mn		Cu		Ba		Sr	
		ко всей породе	на бескарбон.	ко всей породе	на бескарбон.	ко всей породе	на бескарбон.	ко всей породе	на бескарбон.	ко всей породе	на бескарбон.
Доломиты нижнего девона	4,34	4,43	102,07	2,20	50,69	0,97	22,35	0,93	21,43	1,73	39,86
Доломиты среднего и верхнего девона	10,57	3,69	34,80	2,03	19,20	0,86	8,13	1,00	9,46	1,78	16,74
Известняки девона	5,12	3,26	63,67	1,96	38,48	0,63	12,69	0,80	15,62	2,04	39,84

Порода	Средний нерастворимый остаток, %	Интенсивность спектральных линий по пятибалльной шкале										
		V		Cr		Ti		Zr		Pb		Zn
		ко всей породе	на бескарбон.	ко всей породе	на бескарбон.	ко всей породе	на бескарбон.	ко всей породе	на бескарбон.	ко всей породе	на бескарбон.	ко всей породе
Доломиты нижнего девона	4,34	0,37	8,52	0,80	18,43	1,60	36,87	0,40	9,22	0,33	7,60	0,27
Доломиты среднего и верхнего девона	10,57	0,36	3,45	0,78	7,38	2,11	19,96	0,61	5,76	0,06	0,56	0,11
Известняки девона	5,12	0,10	1,95	0,26	5,07	1,62	31,64	0,52	10,15	0,01	0,23	0,12

Порода	Средний нерастворимый остаток, %	Интенсивность спектральных линий по пятибалльной шкале									
		Zn		Ni		Co		Be		Ga	
		на бескарбон.	ко всей породе	на бескарбон.	ко всей породе	на бескарбон.	ко всей породе	на бескарбон.	ко всей породе	на бескарбон.	ко всей породе
Доломиты нижнего девона	4,34	6,22	0,8	18,43	0,07	1,61	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	
Доломиты среднего и верхнего девона	10,57	1,04	0,50	4,72	—	—	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	
Известняки девона	5,12	2,35	0,21	4,10	—	—	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	

В табл. 22 приведены средние содержания железа, марганца, меди и малых элементов в различных фациальных разностях доломитов и в известняках гор Мурунтау. Результаты анализов даются в условных обозначениях пятибалльной системы оценки интенсивности линий спектрограмм. Для большей наглядности выявленные соотношения в распределении указанных элементов по фациям отражены на геохими-

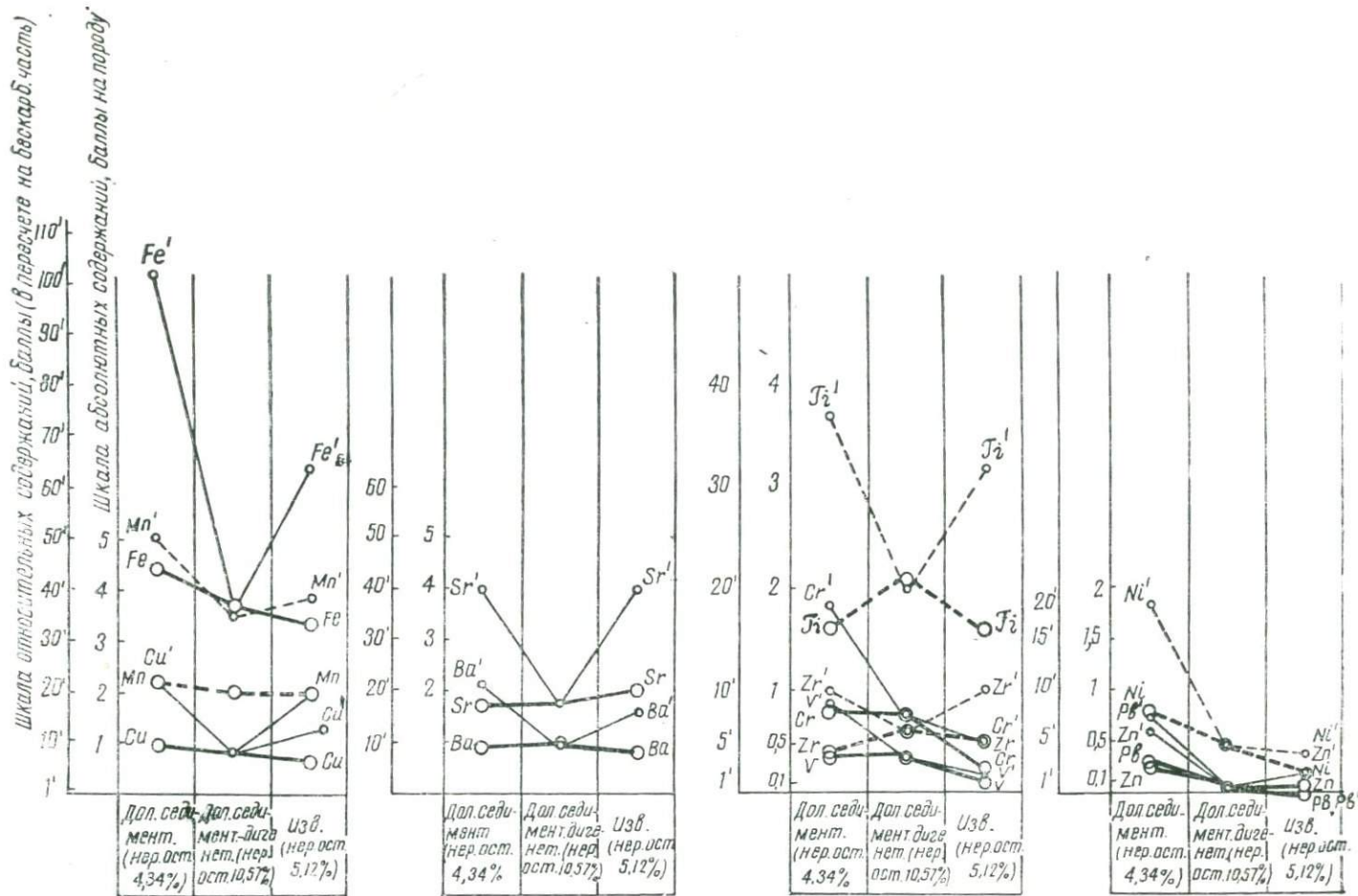


Рис. 11. Графики распределения железа, марганца, меди и малых элементов (Sr, Ba, Ti, V, Cr, Zr, Pb, Zn) в различных петрофациях карбонатных отложений Мурунтау.

ческих профилях — графиках (рис. 11, а, б, в, и г). Принятая в геохимических профилях последовательность пород — доломиты седиментационные (D_1) — доломиты седиментационно-диагенетические (D_{2+3}) — известняки отражает смену условий осадконакопления от прибрежных фаций к относительно более глубоководным и удаленным от береговой линии моря.

В распределении указанных элементов по главнейшим петрофациальным типам карбонатных пород намечается дифференциация. Наблюдаемая контрастность в распределении этих элементов по фациям выявляется отчетливей при вычислении относительных содержаний их в пересчете на бескарбонатное вещество. Железо, марганец и медь ведут себя примерно однотипно (рис. 11, а). В максимальных количествах они содержатся в первичных — седиментационных доломитах, образующихся в прибрежной зоне моря (волноприбойный и рифогенный фациальные пояса). После заметного спада в седиментационно-диагенетических доломитах (наиболее обогащенных терригенной примесью — отмельные фации) количество их вновь возрастает в известняках (фации открытого моря).

Следуя указаниям Н. М. Страхова (1954) о том, что распределение химических элементов в осадочных толщах контролируется главным образом интенсивностью химического выветривания пород питающей провинции, формами их миграции и способами осаждения, можно следующим образом объяснить выявленные различия в их распределении. Как видим (табл. 22, рис. 11), и железо, и марганец, и медь, не обнаруживая явной связи с терригенной примесью, осаждались в наибольших количествах как в прибрежно-морских седиментационных доломитах, так и в известняках, формировавшихся в более удаленных участках моря. Это позволяет считать, что главными формами их переноса являлись коллоидные взвеси и ионные растворы, что согласуется с результатами прежних исследований карбонатных формаций гор Актау и других древних бассейнов, служивших областями седиментации в девонское время (Страхов, Залманзон, 1955; Тихомирова, 1957; Абрамович, 1957; и др.). В прибрежной полосе моря (в первичных доломитовых илах) осаждалась большая часть железа и марганца, которая вносилась речными водами в морской бассейн в виде коллоидных взвесей их гидроокисей. Железо и марганец в виде ионных растворов главным образом мигрировали в удаленные от берега участки моря, являвшиеся областью седиментации известняковых илов. Какая-то часть железа вносилась в составе мелких обломков и чешуек акцессориев и железосодержащих силикатов (турмалин, эпидот, амфибол, биотит, гранат-меланит, хлорит; см. табл. 16).

Отмечаются высокие абсолютные концентрации валового железа во всех карбонатных отложениях девона вообще (железо присутствует в количестве 1—2%, тогда как кларк его в карбонатных породах, по данным Турекиана и Ведеполя, равен 0,38; см. табл. 11). Этот факт свидетельствует об интенсивном вносе его в морской бассейн в период накопления девонских карбонатных формаций в целом.

Повышенные концентрации меди (в десятки раз превышающие весовые кларки ее для карбонатных пород; см. табл. 11) в первичных седиментационных доломитах, обогащенных органическим веществом, по всей видимости, связаны с жизнедеятельностью организмов, населявших прибрежную зону моря.

Три элемента — Ва, Zr и особенно Ti обнаруживаются в наиболь-

ших концентрациях в седиментационно-диагенетических доломитах, содержащих в наибольших количествах примесь терригенного материала (рис. 11, б, в). Абсолютные количества их возрастают по мере увеличения нерастворимого остатка в породах независимо от их фациального облика. В пересчете на бескарбонатное вещество относительные количества этих элементов заметно возрастают в известняках. Выявленные закономерности распределения Ba, Zr и Ti позволяют считать, что господствующей формой их переноса являлась механическая взвесь и, следовательно, распределение их в морском бассейне совершалось главным образом по законам механической седиментации, т. е. тонкоперетертые минералы, содержащие в своем составе Ba, Zr и Ti, осаждались в морском бассейне совместно с пелитовой фракцией. Именно возможностью транспортировки бария, циркония и титана адсорбированными их глинистыми частицами и можно объяснить повышенные относительные концентрации их в пелагических известняковых фациях. Какая-то доля бария могла вноситься в морской бассейн и в растворенном состоянии. Согласно В. М. Гольдшмидту, барий по степени подвижности (определяемой ионным потенциалом) относится к элементам растворимым, могущим в условиях гипергенеза мигрировать на относительно далекие расстояния в форме ионных растворов (Лукашев, 1963).

Заметные концентрации бария и стронция (рис. 11, б) в прибрежных седиментационных доломитах, по-видимому, связаны с биогеохимическим поступлением их в осадок (Лукашев, 1963). Присутствие титана в повышенных количествах в седиментационных доломитах следует скорее всего связывать с растворимыми его соединениями, которые, попав в морской бассейн, легко подвергались гидролизу и в виде труднорастворимых гидратов осаждались в прибрежных доломитовых илах.

Из акцессорных минералов карбонатных пород, в состав которых входят малые элементы, нами установлены циркон, рутил, сфен и анатаз (последние два минерала встречены в единичных препаратах). В единичных случаях отмечается барит. Ванадий и хром, по-видимому, присутствуют только в виде изоморфной примеси в составе обломков и тонкоперетертых цветных минералов (амфиболы, биотит), в которые, вероятно, входит и какая-то доля титана.

Низкие концентрации ванадия и хрома (рис. 11, в) объясняются не только слабым привнесом этих элементов в морской бассейн в девонское время вообще (отсутствовали источники питания — основные породы), но и их наиболее ярко выраженными кластофильными (по Н. М. Страхову) чертами.

Своеобразный фациально-геохимический профиль имеет стронций (табл. 22, рис. 11, б). Отмечается резкое возрастание содержания его в известняковых породах. Это объясняется способностью стронция мигрировать в форме ионных растворов, благодаря чему он мог накапливаться в морской воде и впоследствии соосаждаться с карбонатом кальция, входя в его состав в виде изоморфной примеси. Стронций мог также накапливаться в известняковых скелетах планктонных и других организмов. Повышенные содержания стронция в прибрежных седиментационных доломитах, подобно меди и бария, можно также частично связывать с биогеохимическим поступлением его в осадок.

Значительный интерес представляет анализ распределения свинца, цинка и никеля. Хотя и отмечается высокая степень рассеивания этих элементов в карбонатной толще девона, в распределении их по

фациальному профилю удается подметить некоторые закономерности. Так, свинец и никель обнаруживаются только в седиментационных доломитах, отличающихся от седиментационно-диагенетических пониженным содержанием терригенной примеси и повышенным содержанием органического углерода. Однако в связи с тем, что концентрации этих элементов очень низкие и формы их нахождения остались невыясненными, вопрос о роли доломитовых илов как образований определенных фаций, способствующих накоплению свинца, никеля и др., остается пока открытым. Можно считать лишь, что в Мурунтау, как и в других ранее изученных автором районах Узбекистана (Абрамович, 1957), устанавливается факт избирательного осаждения свинца и цинка в первичных доломитовых породах, отличающихся наибольшей чистотой состава и характеризующихся повышенным содержанием органического углерода.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

КАРБОНАТНЫЕ ФОРМАЦИИ АКТАУ

В результате комплексного литолого-фациального изучения карбонатные формации гор Актау (мощность 2031 м) расчленены на следующие литостратиграфические единицы (снизу вверх): 1) базальные слои (роговиково-кварцевые конгломераты и алевролиты мощностью 10,4 м); 2) «свита» нижняя — доломитовая (мощностью 985,5 м); 3) «свита» верхняя — известняковая (мощностью 1045,3 м). В составе известняковой «свиты» выделяются две разнородные толщи известняков. Нижняя мощностью 634,6 м складывается интенсивно метаморфизованными яснокристаллическими известняками, верхняя мощностью около 411,0 м — тонкоплитчатыми криптокристаллическими и органично-детритусовыми известняками. На закарстованной поверхности — нижней известняковой толще ($C_1V^{2?}$) залегают линзообразные тела наждаков и бокситов. Возраст верхней известняковой толщи среднекарбонный ($C_2b_2 + C_2m_1$).

В группе доломитовых пород выделены три литогенетических типа. Сопоставление химико-минералогического состава указанных типов по изученным разрезам позволило сделать следующие выводы о генезисе доломитовых пород Актау.

Доломитовые породы, развитые в восточной части центрального массива Актау, являются в основном первичными — седиментационными. Доломиты, распространенные преимущественно в западной части центрального массива Актау, обладают признаками, однозначно свидетельствующими о преимущественном развитии среди них доломитов седиментационно-метасоматических. Высказанные соображения о генезисе доломитовых пород, основывающиеся на особенностях морфологии их тел, химико-минералогического состава и структурно-текстурной характеристики, полностью согласуются с выводами, которые сделаны на основе общегеологических закономерностей их распространения и характера биоценоза. В фациальном отношении они являются осадками мелководной прибрежной полосы (волноприбойный и рифогенный фациальные пояса, по В. И. Попову и др., 1963). Бассейн седиментации, по-видимому, прилегал к континенту с аридным климатом, лишенному речного стока. При этом соленость водных масс, из которых осаждался доломит, была близка к нормальной, о чем свидетельствует обильная фауна и флора, представленная в основном табулятоподобными кораллами и строматопоронидеями, ругозами, строматолитами и др.

В группе известняков выделяются четыре литогенетических типа, принадлежащих к трем генетическим подгруппам: 1 — известнякам хемогенным, 2 — органическим (биогермы) и 3 — смешанного происхождения — хемогенно-органическим.

Анализом химико-минералогического состава и структурных особенностей выделенных литогенетических типов известняков по изученным разрезам карбонатных формаций установлено следующее.

Наиболее четко в химико-минералогическом и структурном отношении обособляется 1-ый литогенетический тип — криптокристаллические известняки, которыми слагается верхняя известняковая толща ($C_2b_2 + C_2m_1$). На обособленность криптокристаллических известняков указывает также их своеобразная геохимическая характеристика (более высокое и однородное содержание в них бария и стронция и других элементов), а также своеобразие комплекса аксессуарных минералов.

К стратиграфическому уровню, соответствующему смене II, III и IV литогенетических типов известняков на I, приурочиваются линзы наждаков и бокситовых тел (Абрамович, 1969).

Известняки II (микро- и тонкозернистые тонкоплитчатые), III (мраморизованные неравнозернистые) и IV типов полностью перекристаллизованные (мраморизованные), с мелко- и среднезернистой гранобластовой структурой петрографически близки и различаются только степенью раскристаллизации. По всей видимости, они являются генетически близкими образованиями, но претерпели различную степень метаморфизации. Особенно близки к исходным осадкам наименее перекристаллизованные известняки II типа, микро- и тонкозернистые.

Развитие доломитистых и доломитовых известняков в толще доломитов и в подошве известняковой свиты, залегающей на доломитовых породах, свидетельствует о непрерывно-прерывистом характере процесса карбонатообразования, о том, что доломиты и известняки нижней известняковой толщи (типы II, III и IV) являются осадками одного и того же морского бассейна с периодически изменяющейся соленостью вод. В периоды некоторого повышения солености отлагались доломиты, в периоды опреснения, сначала кратковременные, а затем все более длительные, доломитообразование уменьшалось и с определенного времени прекратилось вовсе и сменялось формированием мощной толщи известняков. Распреснение бассейна, по-видимому, происходило за счет восстановления водообмена области, седиментации с открытым морем, а не за счет вноса речных вод, о чем говорит незначительная примесь кластического материала в известняках. Дальнейшее эпигенетическое изменение карбонатных отложений проявилось главным образом в их перекристаллизации (глубинный синдиогенез и региональный метаморфизм).

Характер залегания наиболее метаморфизованных микрозернистых известняков (довольно мощные и протяженные слои), наличие известняковых прослоев с включениями органических остатков, развитие их в виде непрерывной мощной (550—600 м) толщи, их вещественный состав (низкие содержания доломита и терригенного материала) и структурно-текстурные особенности (микрозернистость и горизонтальная слоистость) свидетельствуют, вероятнее всего, о преимущественном формировании их в морском бассейне с нормальной соленостью, располагающемся в некотором удалении от береговой линии. Главная масса породообразующего кальцита имеет, по-видимому, смешанное — хемогенно-органогенное происхождение с преобладанием хемогенного кальцита. Очевидно, местом садки хемогенного кальцита была прибрежная зона прогретых вод, откуда он по законам механической седиментации заносился в более удаленные и относительно глубокие

участки моря, где и формировались известняки нижней известняковой толщи ($D_3 + C_1V_2?$).

Известняки, слагающие верхнюю известняковую толщу ($C_2b_2 + C_2m_1$), представленные криптокристаллическими разностями и содержащие обильный органический детритус, являются осадками более мелководными, а карбонат кальция, участвующий в их сложении, имеет смешанное происхождение — хемогенно-органическое с преобладанием кальцита органического. Вполне возможно, что многие зерна кальцита, размером меньше 0,01 мм, представляют собой тонкую фракцию раковинного шлама, возникшего не от перетирания раковинного детрита, а разложения его на составляющие микрокристаллы.

В распределении Fe, Mn, Cu и малых элементов в разрезе карбонатных формаций ($D_1 - C_2$) гор Актау намечается некоторая дифференциация¹. Так, абсолютные содержания Fe, Mn, Cu, Pb, Zn и Ni оказываются более высокими в доломитах, чем в известняках, при этом отмечается особенно резкий спад в известняках относительного содержания цинка и никеля (при пересчете на бескарбонатное вещество).

Вторая группа элементов — Ti, Zn и Sr в наибольших концентрациях устанавливается в известняках. Абсолютные концентрации бария, хрома и ванадия при переходе от прибрежно-морских фаций (доломитов) к несколько удаленным от береговой линии моря (известнякам) держатся приблизительно на одном уровне.

Исходя из представлений, развиваемых Н. М. Страховым о том, что распределение химических элементов в осадочных толщах контролируется главным образом формами их миграции, взаимосвязанными с интенсивностью химического выветривания пород на водосборных площадях, можно следующим образом объяснить выявленные закономерности распределения Fe, Mn, Cu и малых элементов в карбонатных формациях гор Актау.

Основными формами переноса железа и марганца являлись коллоидальные взвеси их гидроокисей, которые в главной массе осаждались в прибрежной полосе моря — в доломитовых илах. В известняковых фациях, более удаленных от береговой линии, могли накапливаться железо и марганец, поступавшие в морской бассейн преимущественно в виде наиболее транспортабельных ионных растворов (подчиненные количества). Незначительная часть железа связана с наличием мелких обломков и чешуек железосодержащих силикатов (турмалин, эпидот, амфибол, биотит, хлорит и др.). Преобладание коллоидальных взвесей гидроокисей железа и марганца в составе растворов говорит о не до конца идущих процессах химического выветривания пород питающей провинции. Повышенные концентрации меди в доломитах, связаны с жизнедеятельностью организмов, населявших прибрежную зону моря.

В распределении свинца и цинка, обладающих высокой степенью растворимости, можно отметить следующие закономерности. Так, обращают на себя внимание отсутствие связи свинца и цинка с терригенной примесью, которой обогащены известняки, и наличие парагенной связи этих элементов с железом и марганцем. Последнее, по-видимому, объясняется тем, что довольно значительная часть свинца и цинка переносилась совместно с адсорбированными их коллоидальными частицами гидроокисей железа и марганца, которые коагулировали в прибрежной зоне моря и накапливались в формировавшихся здесь доломитовых илах. Вполне возможно, что роль осадителей свинца и цинка

¹ Анализ касается фоновых содержаний указанных элементов.

из разбавленных ионных растворов выполняли сами доломиты, обладающие, как установлено Е. В. Рожковой и О. В. Щербак (1956), высокой адсорбционной способностью в отношении тяжелых металлов.

Характер распределения Ti, Zr, Sr, концентрации которых в противоположность Fe, Mn, Pb и Zn резко нарастают в известняках, обогащенных терригенной примесью, объясняется, по-видимому, тем, что господствующей формой переноса Ti и Zr являлась механическая взвесь. При этом более ярко выраженные кластофильные черты обнаруживаются у титана.

Особенности геохимического поведения стронция, наиболее высокие концентрации которого отмечаются в известняках, обусловлены его способностью мигрировать главным образом в ионных растворах и вследствие близости ионного радиуса его с таковым кальция соосаждаться в более поздний период с карбонатом последнего. Стронций мог также накапливаться в известняковых скелетах планктонных и других организмов.

В целом в период накопления карбонатных осадков гор Актау наиболее заметным был привнос в морской бассейн железа, марганца, меди и стронция. Количество бария, ванадия, хрома, титана, свинца, цинка и никеля было незначительным. Привнос бария стал заметным в период накопления верхней известняковой толщи ($C_2b_2 + C_2m_1$). Наибольшей тенденцией к миграции характеризовались титан и цирконий (в виде механической взвеси) и стронций (в ионных растворах), который накапливался в пелагических фациях почти в два раза сильнее, чем в периферических. Наименее интенсивно мигрировали железо, марганец, медь, цинк, никель, которые осаждались главным образом в прибрежно-морских фациях — доломитах.

КАРБОНАТНЫЕ ФОРМАЦИИ МУРУНТАУ

Литологические особенности отложений девона с учетом фаунистической характеристики их в интерпретации, данной В. А. Аникиной, А. И. Лесовой и З. С. Румянцевой (1959) и О. И. Кимом, А. И. Суздальским (1963), позволили расчленить отложения девона в изученных нами разрезах на следующие свиты и подсвиты (снизу вверх):

I. Дженгельдинская свита (жединский и кобленцкий ярусы нерасчлененные): базальные слои — кремнисто-кварцевые, мелкозернистые конгломераты, гравелиты, песчаники и тонкоплитчатые известняки, мощностью 11,0 м: а) нижняя доломитовая подсвита, мощностью 227,9 м; б) средняя известняковая подсвита, мощностью 57,6 м; в) верхняя доломитовая подсвита, мощностью 50,0 м. Общая мощность карбонатных отложений дженгельдинской свиты (нижний девон) составляет по изученному разрезу 330,1 м.

II. Южнобоздонская свита (эйфельский ярус): а) нижняя подсвита — пятнистые известняки, мощностью 123,9 м; б) верхняя подсвита — тентакулитовые известняки с кремневыми стяжениями, мощностью 116,8 м. Общая мощность известняков южнобоздонской свиты (эйфельский ярус) 240,7 м.

III. Аулие-куджумдинская свита (живетский ярус): а) нижняя подсвита — серые тонкоплитчатые известняки, мощностью 272,9 м; б) верхняя подсвита — разлистованные известняки, мощностью 172,5 м. Общая мощность аулие-куджумдинской свиты 445,4 м.

Полная мощность отложений среднего девона 686,1 м.

IV. Беликудукская свита (верхний отдел девона): а) нижняя подсвита — известняки, ритмически переслаивающиеся с известняково-до-

ломитовыми микстолитами и доломитами. Мощность подсвита 378 м; б) верхняя подсвита известняковая, мощностью 223,7 м. Полная мощность отложений верхнего девона 601,8 м. Из них лишь 77,3 м (12,8%) приходится на долю доломитов. Общая мощность изученных отложений девона по опорному разрезу равна 1618 м. Из них 1268 м составляет суммарная мощность известняков, на долю доломитов приходится 349,9 м (21,6%).

Главнейшими породами в составе отложений девона являются известняки и доломиты. В группе доломитовых пород выделены две генетические подгруппы — А и Б. Подгруппа А представлена первичными — седиментационными доломитами, участвующими в строении разреза нижнего девона. Подгруппу Б составляют седиментационно-диагенетические доломиты, сформировавшиеся в стадию диагенеза путем метасоматоза доломитового вещества по биогенному или хемогенному кальциту (в илах). Их отличительной особенностью является различная степень доломитизации, которая изменяется от 30 до 80%. Доломитами седиментационно-диагенетическими в главной массе являются доломитовые породы, залегающие в основании живетского яруса по разрезу в районе кол. Аулие-Куджумды, и доломитовые породы верхнего девона, изученные по разрезу Бесапан-Беликудук.

Доломиты седиментационные характеризуются высоким и однородным содержанием в них чистого доломита (ср. 92,95%) независимо от структурных особенностей. Так, при переходе от доломитов, обладающих криптокристаллической структурой и содержащих наименее метаморфизованные остатки организмов, к доломитам кристаллически-зернистым в них не наблюдается сколько-нибудь заметного увеличения содержания чистого доломита, т. е. отсутствуют признаки замещения кальцита доломитом. Наличие постепенных взаимопереходов между кристаллическими и криптокристаллическими доломитами свидетельствует о первичности последних и об образовании всех других кристаллических разновидностей за счет их перекристаллизации.

Обогащенность доломитов органическим веществом (битумом?) с учетом представлений В. Б. Татарского (1937, 1939) о том, что битумы и доломиты являются образованиями, парагенными и сингенетическими, подтверждает первичность доломитовых пород.

Об этом свидетельствуют также морфология доломитовых тел и условия их залегания — идентичное стратиграфическое положение во всех разрезах Мурунтауской гряды, значительная мощность (выше 300 м), тождественная фаціальная характеристика, ровные и четкие типично седиментационные контакты с нижележащими породами базальных слоев и вышележащими известняками. В массе доломитов не обнаружены реликтовые образования известняков.

Седиментационные доломиты формировались в мелководной хорошо прогреваемой (аридный климат) прибрежной полосе трансгрессирующего нижнедевонского моря, непосредственно примыкая к галечным пляжам (конгломераты). Об этом свидетельствуют встречаемые в доломитах рифостроющие животные органические остатки и фитобентос (водоросли), а также комплекс терригенных акцессорных минералов, среди которых преобладают минералы россыпей — циркон, рутил, гранат и сфен, встречается магнетит. Морские воды характеризовались соленостью, близкой к нормальной, что подтверждается не только наличием в доломитах относительно богатой фауны и подводной растительности, но и минерало-парагенным комплексом изученных отложений (отсутствие хлоридов, сульфатов). Органогенные остатки в доломитах представлены водорослями, строматопорой-

деями, табулятами и ругозами. Строматопороидеи и микроводоросли вслед за Д. В. Наливкиным (1956) мы считаем организмами доломитобразующими, т. е. наряду с химическим осаждением доломита, которому в значительной мере способствовал фотосинтез фитобентоса (Страхов, 1956), шла биогенная садка доломитов в виде микроводорослей и строматопороидей. Таким образом, доломитовые породы нижнего девона в фациальном отношении являются осадками волноприбойного и рифогенного динамических фациальных поясов, в понимании В. И. Попова и др. (1963). В зарубежной литературе описаны близкие к рассматриваемым доломитовым осадкам волноприбойно-иловой фациальной зоны сингенетичные доломиты «трансгрессирующего моря», установленные в меловых отложениях Израиля (Карбонатные породы, 1970).

В пользу седиментационно-диагенетического генезиса доломитов верхнего девона говорит сравнительно низкое и изменчивое содержание в них доломита, находящееся в прямой зависимости от степени их раскристаллизации. Преобладание в интенсивно доломитизированных разностях гранобластовой мозаичной и неравномернозернистой структуры, сочетающейся с реликтовыми участками криптокристаллического кальцита, со всей очевидностью свидетельствует об участии метасоматического замещения доломитом первичного кальцита. Вместе с тем, пластовые формы залегания доломитов, относительно однообразная изменчивость степени доломитности внутри пласта, выдержанность по простиранию и приуроченность их к определенной фациальной зоне (отдаленный отмельный — динамический фациальный пояс, по В. И. Попову и др.) указывают на первичное поступление доломитового вещества в карбонатные илы.

Отсутствие обломочных пород среди карбонатных отложений верхнего девона, минеральный состав тяжелой фракции, в которой минералы прибрежной зоны — рутил, циркон и др. приобретают подчиненное значение и т. д., позволяют предполагать, что отложения нижней подсвиты верхнего девона формировались в относительно удаленной от береговой линии области моря. О несколько большей глубокководности области моря по сравнению с мелководной прибрежной зоной, в которой развивались первичные седиментационные доломиты нижнего девона, можно судить по совместному нахождению в отложениях верхнего девона строматопороидей с брахиоподами (Наливкин, 1955).

Условия образования седиментационно-диагенетических доломитов верхнего девона были следующими. По всей видимости, в этот период происходили синхронные с осадкообразованием восходящие движения земной коры, которые вызвали формирование подводных отмелей, временно затруднявших свободный водообмен с открытым морем, что подтверждается резким обеднением видового состава фауны (В. А. Аникина и др.). При наличии сухого и жаркого климата в этих условиях создавалась несколько повышенная соленость поверхностных слоев воды, из которых доломит мог непосредственно выделяться в осадок. Однако интенсивность садки доломита не была особенно сильной и он в свежем осадке сочетался со значительным количеством биогенного и хемогенного кальцита. В стадии раннего диагенеза рассеянный доломит энергично перераспределялся и, замещая кальцит, вызывал образование рассматриваемых доломитовых пород.

Ритмическое чередование доломитовых пород с органогенными и криптозернистыми известняками, в различной степени обогащенными доломитом, свидетельствует о периодических временных повышениях со-

лености водоема (связанных с периодическим его обмелением), вызывавших садку доломита.

Все сказанное позволяет рассматривать доломитовые породы верхнего девона Мурунтау как образования отмельных фаций (прибрежно-морских отдаленных, по В. И. Попову).

Седиментационно-диагенетические доломиты, распространенные в основании живетского яруса в районе родника Аулие-Куджумды, слагают непрерывную толщу мощностью 225 м. Характерной чертой их являются линзообразная форма залегания, массивное сложение, переменное содержание доломита в пластах, колеблющееся от 60 до 86%, и явные следы метасоматического замещения доломитом кальцита, несомненно, указывающие на участие метасоматических процессов в их образовании.

Вместе с тем большая мощность рассматриваемых доломитов (сотни метров), значительная протяженность доломитовых тел, четкость их контактов, отсутствие каких-либо гидротермальных новообразований в них, которые могли бы свидетельствовать о миграции эпигенетических растворов, говорят об осадочном генезисе доломитов. Это установлено также по возрастным соотношениям доломита с сингенетичным окремнением, которое оказывается несколько более поздним. В фациальном отношении описываемые доломиты живета являются образованиями прибрежной зоны морского бассейна с соленостью вод, близкой к нормальной (волноприбойный динамический фациальный пояс, по В. И. Попову, 1963). Судя по массивному сложению, эти доломиты могли также быть в значительной мере рифовыми постройками (рифогенный динамический фациальный пояс, по В. И. Попову).

Группа II—известняки слагают разрезы всех трех отделов карбонатных формаций девона и наиболее развиты в среднем и верхнем девоне. Суммарная мощность их равна 1268,1 м, что составляет около 78% общей мощности отложений девона (разрез Бесапан-Беликудук). По преобладающему значению в формировании породы того или иного генетического признака известняки подразделяются на две главные подгруппы: 1) хемогенные, часто содержащие примесь органогенного детрита, и 2) органогенные и органно-обломочные. Характерным для преобладающей массы известняков, особенно средне-и нижнедевонского возраста, независимо от принадлежности их к тому или иному генетическому типу является высокое содержание в них кальцита, составляющее не менее 90% (достигающее 97%).

Примесь доломита незначительна в известняках среднего и особенно нижнего девона (как правило, ниже 3—5%) и достигает высоких значений (15—33%) в известняках верхнего девона, переслаивающихся с седиментационно-диагенетическими доломитами.

Наибольший интерес для восстановления условий образования хемогенных известняков представляют их крипто- и микрозернистые разности. Эти известняки, участвующие в строении известняковых толщ эйфельского и живетского ярусов, обладают признаками, характеризующими их как осадки относительно более глубоководные, нежели криптокристаллические известняки, распространенные в толще нижнего и верхнего девона и являющиеся осадками волноприбойного фациального пояса. Фациальными признаками, позволяющими считать известняки эйфеля относительно глубоководными образованиями, являются: отсутствие среди них терригенных пород, тонкая, четко выраженная горизонтальная слоистость, преобладание в составе терригенной примеси тонкодисперсного глинистого материала, угнетенный видовой состав фауны. Мелководные формы бентоса отсутствуют, но

развиты планктонные организмы—тентакулиты, как известно, чаще всего встречающиеся в относительно глубоководных осадках. На относительную глубинность эйфельских известняков указывает также такой косвенный признак, как их окремнение.

Зафиксированные нами фациальные признаки позволяют считать известняки эйфельского и живетского ярусов Мурунтау осадками тектонического и центрально-отстойного динамических фациальных поясов (по классификации В. И. Попова и др., 1963).

К известнякам органогенным и обломочно-органогенным отнесены: 1) известняки органогенно-детритусовые и 2) микрокомковатые: а) собственно микрокомковатые и б) микрокомковатые с органогенным детритом.

Известняки органогенные и органогенно-обломочные являются образованиями мелководных, прибрежных участков моря, характеризующихся нормальной соленостью (прибойно-иловая и прибойно-обломочная динамические фациальные зоны, в понимании В. И. Попова).

Изменение карбонатных пород проявилось в окремнении. Наиболее сильному окремнению подверглись тентакулитовые, тонкослоистые известняки эйфеля. Окремненным оказался определенный стратифицированный горизонт мощностью около 100 м. Этот процесс с несколько различной степенью интенсивности прослеживается вдоль всей гряды Мурунтау. Окремнение известняков проявляется в форме появления среди них сплошных кремневых образований—стяжений различного габитуса, до 15—20 см в диаметре, реже наблюдаются кремневые прослои мощностью до 15 см и протяженностью 8—10 м.

О сингенетичном генезисе кремневых образований свидетельствуют: значительное содержание кремнезема во всех палеозойских карбонатных формациях Тамдытау, определенная стратификация их, приуроченность большинства кремневых стяжений к напластыванию пород, огибание слоями известняка кремневых караваеобразных стяжений наряду с наличием нескольких слоев известняка, оканчивающихся вплотную к конкрециям. В целом окремнение рассматривается нами как сингенетичный процесс в широком смысле, как синхронное с вмещающими карбонатными илами накопление кремнезема, который в дальнейшем претерпевает многократное перераспределение. Кремнезем, мигрировавший в начальные стадии диагенеза в иловых водах и оседавший путем стяжения в виде конкреций в форме опала, мог в стадии позднего диагенеза и последующего эпигенеза снова растиряться и затем вновь в виде опала→халцедона→кварца отлагаться по трещинкам, возникшим в породах.

Поскольку вмещающие карбонатные породы в значительной мере являются химическими осадками, источник кремнекислоты мы видим в химизме самого бассейна. Возможным источником кремнекислоты могли быть также воднофумарольные выделения.

В отношении содержания железа, марганца, меди и малых элементов в породах девона следует сказать, что ни один из них так же, как и в карбонатных формациях гор Актау, не дает сколько-либо заметных накоплений. При этом концентрации их либо близки к весовым кларкам (Ba, Sr, Ti), либо несколько ниже (Cr, V, Zr, Pb, Zn) и только железо и медь в отложениях девона присутствуют в концентрациях, в десятки раз выше их кларков.

Поскольку среди карбонатных отложений гор Мурунтау в отличие от разрезов карбонатных формаций Актау генетические подгруппы доломитовых пород пространственно разобщены и представляют собой различные в фациальном отношении образования, они в отно-

шении геохимического поведения железа, марганца, меди и малых элементов рассматриваются обособленно. Основные закономерности распределения фоновых содержаний железа, марганца, меди и малых элементов в ряду доломиты D_1 → доломиты D_{2+3} → известняки (отражающих смену условий осадконакопления от прибрежных фаций к фациям, удаленным от береговой линии) сводятся к следующему. Эти элементы в максимальных концентрациях присутствуют в седиментационных (прибрежных) доломитах. Наиболее низкие относительные содержания их установлены в седиментационно-диагенетических доломитах, наиболее обогащенных терригенной примесью. В заметных количествах эти элементы присутствуют в известняках. Выявленные особенности распределения их в породах свидетельствуют о том, что главными формами переноса железа и марганца являлись коллоидальные взвеси, которые и осаждались в прибрежной полосе моря. Железо и марганец, поступавшие в виде ионных растворов, выносились в более отдаленные от береговой линии участки моря (известняки).

Повышенные концентрации меди в седиментационных доломитах, по всей видимости, связаны с жизнедеятельностью организмов, населявших прибрежную зону моря. Наибольшие концентрации бария, циркония и особенно титана отмечаются в седиментационно-диагенетических доломитах, содержащих в повышенных количествах терригенную примесь. Следовательно, господствующей формой переноса указанных элементов являлась механическая взвесь, которая осаждалась совместно с пелитовой фракцией.

Какая-то часть бария могла вноситься в морской бассейн в растворимом состоянии и мигрировать на относительно далекие расстояния (?) и осаждаться в известняках. Заметные концентрации бария и стронция в седиментационных доломитах, по-видимому, связаны также с биогеохимическим поступлением их в осадок. Присутствие в седиментационных доломитах титана скорее всего следует связывать с растворимыми его соединениями, которые, попав в морской бассейн, легко подвергались гидролизу и в виде труднорастворимых гидратов осаждались в прибрежно-морских осадках — седиментационных доломитах.

Стронций себя ведет так же, как и в карбонатных отложениях гор Актау, максимальные содержания его отмечаются в известняках, что несомненно, объясняется его способностью мигрировать в ионных растворах.

Свинец и цинк в карбонатных формациях девона Мурунтау так же, как и в карбонатных отложениях Актау, характеризуются высокой степенью рассеивания. Однако и здесь в распределении их по фациальному профилю можно отметить факт избирательного осаждения совместно с медью и никелем в доломитах, отличающихся наибольшей чистотой состава и повышенным содержанием органического углерода (битумов?), к которым и относятся доломиты нижнего девона.

КАРБОНАТНЫЕ ФОРМАЦИИ НИЖНЕГО КАРБОНА

Карбонатные отложения нижнего карбона представлены исключительно известняками, отличающимися высокой чистотой состава. Устанавливаются следующие разновидности известняков: крипто- и микрозернистые; неравномернозернистые и полностью перекристаллизованные.

Все известняковые породы являются фациями открытого моря. Появление организмов в верхних слоях известняков свидетельствует

о прогрессирующем обмелении морского бассейна к концу визейского времени, что подтверждается также возрастанием терригенной примеси в составе известняков, венчающих изученную толщу. По геохимической характеристике они схожи с известняками, слагающими более древние свиты Тамдынского палеозойского массива. В них также устанавливается значительная рассеянность Fe, Mn, Cu, Ti, V, Cr; Pb и Zn отсутствуют.

Обращают на себя внимание более высокие и устойчивые концентрации бария и стронция в известняках нижнего карбона, близкие к содержаниям их, характеризующим известняки каменноугольных карбонатных формаций Актау.

ПЕРСПЕКТИВНАЯ ОЦЕНКА КАРБОНАТНЫХ ФОРМАЦИЙ ДЕВОНА — КАРБОНА ТАМДЫТАУ В ОТНОШЕНИИ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Нами установлено, что в период образования среднепалеозойских карбонатных осадков Тамдытау не происходило сколько-либо заметных сингенетических накоплений сульфидов свинца, цинка и других тяжелых металлов.

Малые элементы, в том числе свинец и цинк, обнаруживают в изученных карбонатных толщах высокую степень рассеивания. Одной из причин этого могло явиться отсутствие в области сноса источников питания, которыми в период формирования девонских рудоносных карбонатных отложений Приташкентского района служили кислые вулканогенные формации нижнего девона, в которых нами были установлены рассеянные концентрации свинца и цинка, в десятки раз превышающие кларковые (Абрамович, 1957, 1959, 1968). В Кызылкумском регионе силур-девонские вулканогенные и вулканогенно-плутонические формации представлены в основном продуктами базальтоидной магмы (Хамрабаев, 1964).

Не менее важной причиной, объясняющей отсутствие накоплений свинцово-цинковых руд в изученных отложениях, мы считаем неблагоприятные условия для концентрации указанных элементов в осадке. Так, несмотря на то, что и здесь доломитовые породы проявляют себя как наиболее лучшие осадители свинца и цинка, эти элементы не образуют локальных накоплений, а рассеиваются в мощных монотонных доломитовых толщах. В составе монотонных толщ отсутствуют резко отличные по своей литолого-фациальной характеристике, ограниченные по объему (по мощности) осадки, которые могли бы играть роль наиболее благоприятных осадителей металлов из морских растворов (пусть даже низкоконцентрированных), т. е. в этих монотонных толщах нет рудогенерирующих фаций, подобных тем доломитовым горизонтам (застойные фации), которые имелись в полифациальном разрезе среднепалеозойских карбонатных осадков Приташкентского района (Абрамович, 1957). В мощных монотонных толщах Центральных Кызылкумов создавались условия для рассеивания тяжелых металлов. С этих позиций с учетом выдвинутого нами ранее положения о связи осадочного свинцового оруденения в среднепалеозойских карбонатных формациях Тянь-Шаня с морскими трансгрессиями (1959, 1968) перспективными на свинцово-цинковое оруденение представляются карбонатные формации девона, распространенные к востоку и юго-востоку от Центральных Кызылкумов.

Учитывая теоретические положения В. И. Попова (1963), считающего образование осадочных рудных месторождений своего рода ком-

пенсацией низких фоновых содержаний (дефицита) тех или иных металлов в осадочных формациях, полиметаллическое месторождение Уччулач, размещающееся в девонских карбонатных формациях гор Ханбанды, Писталитау, можно рассматривать как такого рода компенсацию выявленного нами дефицита свинца и цинка в разновозрастных карбонатных формациях Кызылкумов.

Наличие бокситовых руд в основании карбонатных формаций среднего карбона Букантау и Мурунтау и отсутствие в этих формациях свинцового оруденения позволяют считать среднепалеозойские карбонатные формации этого региона перспективной бокситоносной провинцией.

Высказанные нами в 1965 г. предположения о возможности обнаружения бокситов в карбонатных формациях горной гряды Мурунтау в участках тектонически неосложненного контакта налегания известняков среднего карбона на известняки девона — нижнего карбона оправдались впоследствии находками здесь бокситовых руд.

Общие перспективы бокситоносности известняков Актау после разведки, проведенной в течение 1965—1968 гг. Министерством геологии УзССР, остались окончательно невыясненными. Необходима разбурка глубоких горизонтов известняковых субформаций, развитых в восточной и западной частях Актау, для подсечения в них предверхнебашкирского несогласия, благоприятного для накопления бокситов.

В Тамдытау могут представлять интерес кремневые стяжения, приуроченные к известнякам эфеля и доломитам живета (изучавшиеся нами в районе кол. Аулие-Куджумды). Однако вопрос о промышленной ценности кремневых стяжений требует доработки. Необходимо проведение технологических испытаний кремней, что позволит судить о возможности использования их в приборо- и машиностроении.

Несомненный интерес как полезное ископаемое представляют и сами карбонатные породы, участвующие в строении изученных разрезов карбонатных формаций девона — карбона гор Актау и Мурунтау.

Отложения гор Актау: а) доломитовые породы светлой окраски, встречающиеся преимущественно в верхних частях доломитовой подсвиты, могут быть рекомендованы в качестве декоративного камня. Небольшие углы падения их в сочетании с толстоплитчатым и порой массивным сложением обеспечивают крупную блочность их;

б) доломиты, слагающие восточную часть центрального массива Актау, отличаются высоким содержанием MgO (19,59—21,36%, см. табл. 3*) и могут быть использованы как огнеупоры и сырье для получения металлического магния;

в) мраморизованные известняки нижней толщи известняковой подсвиты, обладающие светлой окраской, могут применяться как декоративный камень;

г) известняки, венчающие нижнюю и слагающие верхнюю известняковую толщу, отличаются высоким содержанием молекулы $CaCO_3$ и незначительной примесью MgO (0,5—1,0%, см. табл. 2*), могут быть рекомендованы для получения извести и портланд-цемента.

Отложения девона гор Мурунтау: а) доломитовые породы нижнего девона, характеризующиеся высоким содержанием MgO (20,35—21,72%, см. табл. 13, 19, 22—21,32%, см. табл. 14), рекомендуются в качестве огнеупоров и сырья для получения металлического магния. Эти же доломиты благодаря своей темной, почти черной окраске, «искристо-

* В таблицах количество магния дано в пересчете на молекулу доломита.

сти» и способности хорошо полироваться могут служить декоративным камнем;

б) известняки ниже- и среднедевонского возраста и известняки верхней подсвиты беликудукской свиты (D^1_3), изученные нами в районе кол. Бесапан-Беликудук, где они содержат незначительную примесь MgO (0,87—1,59%, табл. 16), рекомендуются для получения извести и портланд-цемента;

в) известняки верхнего девона, развитые на меридиане кол. Аулие-Куджумды, обладают красивой расцветкой (белых и розовых тонов с черными прожилками), могут применяться в качестве декоративного камня.

Известняки нижнего карбона могут быть использованы при получении извести и портланд-цемента (MgO — 0,11—0,86%).

Принятие указанных рекомендаций по использованию карбонатных пород в качестве строительных материалов, несомненно, потребует выполнения соответствующих предварительных технологических испытаний.

ЛИТЕРАТУРА

- Абрамович Е. Л. Фациальная характеристика средне- и верхнедевонских отложений Приташкентского района на участке гор Калканата и возможность сингенетичного накопления свинца в доломитах, «Изв. АН УзССР», сер. геол., 1957, № 3.
- Абрамович Е. Л. Особенности распределения железа, марганца, меди и малых элементов в осадочных породах Приташкентского района, ДАН СССР, т. 116, 1957, № 3.
- Абрамович Е. Л. О генезисе полиметаллического оруденения пластового типа в доломитах Калканата (Приташкентский район), «Изв. АН СССР», сер. геол., 1959, № 11.
- Абрамович Е. Л. О генетических типах доломитовых пород Актау (Тамдытау, Центральные Кызылкумы), «Узб. геол. ж.», 1967, № 6.
- Абрамович Е. Л. Особенности распределения некоторых элементов в карбонатных отложениях гор Актау (Центральные Кызылкумы), ДАН УзССР, 1968 а, № 9.
- Абрамович Е. Л. О генезисе доломитовых пород нижнего девона горной гряды Мурунтау, «Литоология и полезные ископаемые», 1968 б, № 6.
- Абрамович Е. Л. Стратифицированные свинцовые месторождения Калканаты и методика их изучения, Изд-во «Фан» УзССР, 1968.
- Абрамович Е. Л. Литостратиграфическое расчленение карбонатных формаций гор Актау (Тамдытау, Центральные Кызылкумы), «Узб. геол. ж.», 1969 а, № 2.
- Абрамович Е. Л. Особенности распределения Fe, Mn, Si и малых элементов в карбонатных отложениях девона Мурунтау (Центральный Кызылкум), ДАН СССР, 1969 б, № 4.
- Абрамович Е. Л. Акцессорные минералы карбонатных пород девона Мурунтау, Зап. Узб. отд. ВМО, № 21, 1970 а.
- Абрамович Е. Л. Минеральный состав и генезис кремневых стяжений в карбонатных породах Мурунтау (Центральные Кызылкумы), Зап. Узб. отд. ВМО, № 22, 1970 б.
- Аделунг А. С., Кушнаръ С. А., Чихачев П. К. Юго-Западные Кызылкумы, «Геология УзССР», 1937, № 2.
- Архангельский А. Д. О происхождении некоторых осадочных кремневых пород, ч. 2, М., Изд-во АН СССР, 1936.
- Ахмеджанов М. А. Карбонатные отложения девона и карбона Чаткало-Курминских гор и их роль в рудообразовании, Автореферат канд. дисс., Ташкент, 1960.
- Ахмеджанов М. А. Геологическое строение фундамента западной оконечности Тянь-Шаня (Западный Узбекистан), Автореферат докт. дисс., Ташкент, 1969.
- Барбот де Марни Н. П. О геологических исследованиях в Аму-Дарьинском крае, В кн. «Географический вестник имп. русского географического общества», том XI, № 2, 1875.
- Ботвинкина Л. Н. Слоистость осадочных пород, Труды Геологического института АН СССР, вып. 9, М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Бухарин А. К., Пятков К. К., Пяновская И. А. Девонские отложения Кызылкумов, «Стратиграфия Узбекской ССР», кн. I, Палеозой, Изд-во «Наука» УзССР, 1965.
- Викулова М. Ф. Определение минералогического состава частиц глины меньше 0,001 мм, «Кора выветривания», вып. I, М., Изд-во АН СССР, 1952.
- Виноградов А. П. Геохимия редких и рассеянных элементов в почвах, М., Изд-во АН СССР, 1950.

- Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры, «Геохимия», 1962, № 7.
- Вишняков С. Г. Кремнистые образования в карбонатных породах нижнего и среднего карбона северо-западного крыла Подмосковского бассейна, «Изв. АН СССР», сер. геол., 1953, № 4.
- Гамалеев И. Е., Хамрабаев И. Х. Ванадий и молибден в силурийских отложениях гор Мальгузар, Нуратау и Тамды, «Узб. геол. ж.», 1958, № 2.
- Геккер Р. Ф. Жизнь в девонском море, М., Изд-во АН СССР, 1935.
- Герасимов И. П., Чихачев П. К. Геологический очерк Кызыл-Кумов (Туркестан), Отчет о работах 1927—1928 гг., Труды ГГРУ, вып. 32, 1932.
- Залманзон Э. С., Шишова Е. С. Железо, марганец, фосфор и малые элементы в нижнефранских отложениях второго Баку, ДАН СССР, т. 85, 1952, № 4.
- Зеленов К. Н. Доломиты нижнекембрийских отложений северного склона Алданского массива и условия их образования, В сб. «Типы доломитовых пород и их генезис», М., Изд-во АН СССР, 1956.
- Карбонатные породы (генезис, распространение, классификация), т. 1, М., Изд-во «Мир», 1970.
- Ким О. И., Суздальский А. Л. Девонские отложения Мурунтау (Кызылкумы), «Стратиграфия Узбекской ССР», кн. 1, Изд-во «Наука», 1965.
- Колотухина С. Е. Литология и фации карбонатной толщи верхнего девона и нижнего карбона хр. Кара-Тау, Южный Казахстан, В сб. «Типы доломитовых пород и их генезис», Труды Геологического института АН СССР, вып. 4, М., Изд-во АН СССР, 1956.
- Королюк И. К. Доломитовые породы ленского яруса кембрия Иркутского амфитеатра, В сб. «Типы доломитовых пород и их генезис», М., Изд-во АН СССР, 1956.
- Крумбейн В. К., Слосс Л. Л. Стратиграфия и осадкообразование, М., Гостоптехиздат, 1960.
- Кустарникова А. А., Рахматуллаев Х. Р. О роли палеовулканизма в золоторудной минерализации Кызылкумов, ДАН УзССР, 1967, № 2.
- Кушнарв С. Л. К геологии Юго-Западных Кызылкумов, Ученые записки географического факультета, вып. 1, т. III, М., Изд. Пединститута, 1940.
- Лихачев Ю. А. [и др.]. Основные черты стратиграфии палеозоя Центральных Кызылкумов, Труды ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 46, Проблемы нефтегазоносности Средней Азии, вып. 2, Л., Гостоптехиздат, 1961.
- Лихачев Ю. А., Владимирский В. С. Особенности развития складчатой структуры в палеозойском фундаменте Кызылкумов, Труды ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 46, Проблемы нефтегазоносности Средней Азии, вып. 2, Л., Гостоптехиздат, 1961.
- Лихачев Ю. А. [и др.]. Тектоника палеозойского фундамента Кызылкумов, Труды ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 105, вып. 15, Л., Гостоптехиздат, 1963.
- Лукашев К. И. Очерки по геохимии гипергенеза, Минск, Изд-во АН БССР, 1963.
- Ляшенко Г. П. Конкионхий девона центральных и восточных областей Русской платформы, М., Гостоптехиздат, 1959.
- Маслов В. П. Геолого-литологический очерк среднего кембрия Приангарья (Восточная Сибирь), Труды Института геологических наук, вып. 15, геол. серия, № 5, 1940.
- Маслов В. П. Строматолиты, М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Маслов В. П. Атлас карбонатных пород, М.—Л., ОНТИ, 1937.
- Маслов В. П. Карбонатные проблематики округлой формы (оолиты и онколиты, копролиты, сгустки и т. п. микрообразования), Труды ИГН АН СССР, вып. 15, сер. геол., № 66, 1955.
- Митгарц Б. Б. Девонские отложения Кызыл-Кумов, Геология СССР, т. XXIII, Узбекская ССР, М.—Л., 1948 а.
- Митгарц Б. Б. Верхнесилурийские отложения Кызыл-Кумов, Геология СССР, т. XXIII, Узбекская ССР, М.—Л., 1948 б.
- Набиев К. А. [и др.]. О находке бокситовых пород в горах Актау (Центральные Кызылкумы), «Узб. геол. ж.», 1965, № 3.
- Набиев К. Л. Карбонатные формации девона и карбона Западного Узбекистана, Автореферат докт. дисс., Ташкент, 1971.
- Наливкин Д. В. Учение о фациях. Географические условия образования осадков, М.—Л., Изд-во АН СССР, 1956.
- Некрасова О. И. Литолого-фациальный анализ карбонатных толщ на примере изучения нижне- и среднекембрийских отложений юго-восточной окраины Сибирской платформы, М., Госгеолтехиздат, 1962.
- Попов В. И. История депрессий и поднятий, Изд. Ком. наук УзССР, 1938.
- Попов В. И. К вопросу о поступательно-периодическом (стадийном) развитии фациальных ландшафтных поясов, Бюлл. САГУ, вып. 25, Ташкент, 1947.
- Попов В. И. Литология кайнозойских моласс Средней Азии, часть I, Изд-во АН УзССР, 1954.

- Попов В. И. Баланс химических элементов в земной коре и его значение для поисков полезных ископаемых, Зап. Узб. отд. ВМО, вып. 15, 1963.
- Попов В. И. [и др.]. Руководство по определению осадочных фашиальных комплексов и методика фашиально-палеогеографического картирования, Труды проблемной лаборатории осадочных формаций и осадочных руд ТашГУ, вып. II, Л., Гостоптехиздат, 1963.
- Попов В. И. Ядра и междуядерные зоны Средней Азии, Основы ее геологического районирования. В кн. «Тектоника Памира и Тянь-Шаня, М., Изд-во «Наука», 1964.
- Попов В. И. Опыт классификации и описание геологических формаций (классификация формаций), Л., Изд-во «Недра», т. I, 1966, т. II, 1968.
- Пустовалов Л. В. Петрография осадочных пород, М.—Л., Гостоптехиздат, 1940.
- Пустовалов Л. В. Некоторые новые данные о месторождениях полезных ископаемых осадочного и осадочно-метаморфического происхождения, В кн. «Очерки по металлогении осадочных пород», М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Пяновская И. А. История геологического развития Кызылкумов, Автореф. канд. дисс., Т., 1968.
- Пятков К. К., Бухарин А. К., Хайруллина Т. И. Новые данные по стратиграфии палеозойских отложений части Центральных Кызыл-Кумов, Труды Узб. геол. упр., сб. I, Л., Госгеолтехиздат, 1960.
- Пятков К. К., Бухарин А. К. Тектоническое строение Кызыл-Кумов, Труды Главгеологии УзССР, сб. 2, М., Госгеолтехиздат, 1962.
- Пятков К. К., Бухарин А. К., Пяновская И. А. Геологическое строение палеозойского фундамента Центральных Кызыл-Кумов, Труды Главгеологии УзССР, вып. I, М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Пятков К. К. [и др.]. Геологическое строение Центральных Кызылкумов, Изд-во «Фан» УзССР, 1967.
- Рожкова Е. В., Щербак О. В. Сорбция свинца на различных горных породах и возможная ее роль в образовании месторождений, «Изв. АН СССР», сер. геол., 1956, № 2.
- Рябинин В. Н. Строматопорониды Эстонской ССР, Л.—М., Гостоптехиздат, 1951.
- Соседко А. Ф. Наждаки и бокситы Средней Азии, «Социалистическая наука и техника», вып. 11—12, Ташкент, 1939.
- Сабдюшев Ш. Ш. [и др.]. Новые данные о докембрии и кембрии Тамдытау, Изд-во «Фан» УзССР, 1969.
- Сидоренко А. В., Лунева О. И. К вопросу о литологическом изучении метаморфических толщ, М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Сницын Н. М. Схема тектоники Тянь-Шаня, «Вестник Ленинградского университета», 1957, № 12.
- Соседко А. Ф., Кравченко А. Л. Материалы по геологии и полезным ископаемым Тамдинского горного массива, СОПС АН СССР, серия Каракалпакская, вып. 6, 1935.
- Соседко А. Ф. Геология и полезные ископаемые Кызылкумов, Труды 1-ой конференции по изучению производительных сил Каракалпакской АССР, т. 1, 1934.
- Соседко А. Ф. О генезисе Тамдинского месторождения наждака, ДАН СССР, т. 25, 1939, № 6.
- Страхов Н. М. Доманиковская фация Южного Урала, Труды ИГН АН СССР, вып. 16, 1939.
- Страхов Н. М. Основные черты питания современных внутриконтинентальных водоемов осадочным материалом, В кн. «Образование осадков в современных водоемах», М., Изд-во АН СССР, 1954.
- Страхов Н. М. Процессы механического осаждения в современных водоемах, В кн. «Образование осадков в современных водоемах», М., Изд-во АН СССР, 1954.
- Страхов Н. М. Процессы химико-биологического осаждения растворенных веществ, протекающие в водной массе современных водоемов, В кн. «Образование осадков в современных водоемах», М., Изд-во АН СССР, 1954.
- Страхов Н. М. Закономерности распределения и накопления в осадках современных водоемов Fe, Mn, Pb, CaCO₃, органического вещества, аутигенной SiO₂ (к теории химической дифференциации), В кн. «Образование осадков в современных водоемах», М., Изд-во АН СССР, 1954.
- Страхов Н. М. Опыт сопоставления современного осадкообразования с осадочным процессом в водоемах геологического прошлого, В кн. «Образование осадков в современных водоемах», М., Изд-во АН СССР, 1954.
- Страхов Н. М. Диагенез современных морских и озерных отложений и превращение их в осадочные породы, В кн. «Образование осадков в современных водоемах», М., Изд-во АН СССР, 1954.
- Страхов Н. М. О типах и генезисе доломитовых пород (состояние знания), В сб. «Типы доломитовых пород и их генезис», М., Изд-во АН СССР, 1956.

- Страхов Н. М. К вопросу о распространении и генезисе доломитовых пород верхнего карбона Самарской Луки, В сб. «Типы доломитовых пород и их генезис», М., Изд-во АН СССР, 1956.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. 3, Закономерности состава и размещения аридных отложений, М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Страхов Н. М. Бурение на дне океанов и его значение для познания послерифейского литогенеза, «Литология и полезные ископаемые», 1971, № 5.
- Суздальский А. Л., Ким О. И. Девонские отложения Мурунтау, «Стратиграфия Узбекской ССР», кн. 1, Палеозой, Изд-во «Наука» УзССР, 1965.
- Сюндюков А. З. Карбонатные отложения верхнего девона Западной Башкирии, Уфа, Изд-во АН СССР, 1961.
- Татарский В. Б. К вопросу о происхождении доломита, ЗВМО, ч. 66, № 4, 1936.
- Татарский В. Б. Литология нефтяных карбонатных пород Средней Азии и происхождение нефтеносных доломитов, Труды ВНИГРИ, сер. А, 112, 1939.
- Твенхофел У. Х. Учение об образовании осадков, М.—Л., ОНТИ, НКТП СССР, 1936.
- Теодорович Г. И. О кремнистых образованиях верхнего палеозоя западного склона Южного Урала, БМОИП, 13, 1935.
- Теодорович Г. И. К систематике карбонатных образований по структурным признакам, М., Гостоптехиздат, 1958.
- Теодорович Г. И. Учение об осадочных породах, М., Гостоптехиздат, 1958.
- Тихомирова Е. С. К геохимии Fe, Mn, Pb и малых элементов в сланцевых отложениях нижневоложского яруса Среднего Поволжья, ДАН СССР, т. 131, 1960, № 3.
- Ферсман А. Е. Геохимия, т. 4, Л., Госгеолтехиздат, 1939.
- Формозова Л. Н. Эксталяционно-осадочные месторождения железных руд типа Лан-Дип и геологическая обстановка их образования, В кн. «Вулканогенно-осадочные и терригенные формации», М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Хамрабаев И. Х. Магматизм и постмагматические процессы в Западном Узбекистане, Изд-во АН УзССР, 1958.
- Хамрабаев И. Х. Кызылкумский регион (общие сведения), В кн. «Петрография Узбекистана», т. 1, Изд-во «Наука» УзССР, 1964 а.
- Хамрабаев И. Х. Пояса основных и ультраосновных пород в Узбекистане, В кн. «Проблемы геологии и полезных ископаемых Узбекистана», Изд-во «Наука» УзССР, 1964 б.
- Хамрабаев И. Х., Кустарникова А. А., Мусаев А. М. Тамдинские горы, В кн. «Петрография Узбекистана», т. 1, Изд-во «Фан» УзССР, 1969.
- Хаин В. Е. Анализ формаций как метод палеотектонических исследований, БМОИП, Отдел геологии, № 2, 1959.
- Хворова И. В. Атлас карбонатных пород среднего и верхнего карбона Русской платформы, М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Хворова И. В. [и др.] Задачи и некоторые результаты изучения литологии формаций, В кн. «Вулканогенно-осадочные и терригенные формации», М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Чехович В. Д. [и др.] Новые данные о девоне Кызылкумов, ДАН СССР, т. 107, 1956, № 1.
- Швецов М. С. Петрография осадочных пород, М., Госгеолтехиздат, 1948.
- Швецов М. С. Геологическая история средней части Русской платформы в течение нижнекаменноугольной и первой половины среднекаменноугольной эпох, М., Гостоптехиздат, 1954.
- Яскович Б. В. О тектоническом режиме Тянь-Шаня в раннем палеозое, Труды Института геологии и Главгеологии УзССР, вып. 3, Ташкент, 1964.
- Thomas W. Todd. Petrogenetic Classification of Carbonate Rocks. Journ. of Sedimentary Petrology, vol. 36, no. 2, 1966.
- Mark Rich. Petrographic Classification and method of description of carbonate rocks of the Bird Spring Group in Southern Nevada. Journ. of Sedim. Petrology, vol. 34, no. 2, 1964.
- Moshe Braun and Gerald M. Friedman. Carbonate Lithofacies and environments of the Tribes Hill Formation (Lower Ordovician) of the Mohawk Valley, New — York. Journ. of Sediment. Petrology, vol. 39, no. 1, 1969.
- William Neal. Carbonate facies and Paleogeography of the Blackjack Creek Formation. Journ. of Sedim. Petrology, vol. 39, no. 1, 1969.
- Perkins R. D. Primary Rhombic Calcite in Sedimentary Carbonates. Jour. of Sedimentary Petrology, vol. 38, no. 4, 1968.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
ГЛАВА I. Геотектоническая позиция гор Актау и Мурунтау и краткие сведения об истории био- и литостратиграфического изучения слагающих их карбонатных формаций (D ₁ —C ₂)	5
ГЛАВА II. Методика полевых и лабораторных исследований	10
ГЛАВА III. Литология и фациально-геохимическая характеристика карбонатных формаций гор Актау	14
ГЛАВА IV. Литология и фациально-геохимическая характеристика карбонатных формаций горной гряды Мурунтау	58
Заключение	116
Литература	128
Приложение	133

Елена Леонидовна Абрамович

ГЕНЕЗИС КАРБОНАТНЫХ (ДОЛОМИТОВЫХ) ФОРМАЦИЙ СРЕДНЕГО ПАЛЕЗОЯ ТАМДЫТАУ (ЦЕНТРАЛЬНЫЕ КЫЗЫЛКУМЫ)

Утверждено к печати Ученым советом Института геологии и геофизики им. Х. М. Абдуллаева, Отделением «Науки о Земле» АН УзССР

Редактор *Д. Захаровская*
Художник *Е. И. Владимиров*
Технический редактор *Р. Рузиева*
Корректор *А. И. Айрапетова*

Р15575. Сдано в набор 11/X-1972 г. Подписано к печати 30/XI-1972 г.
Формат 70×108^{1/16}. Бум. тип. № 1. 5.125 бум. л. 14.35 печ. л. Уч.-изд. л. 13,7
(2 вкл.) Изд. № 177. Тираж 700 Цена 1 р. 37 к. Заказ 231.

Типография Издательства «Фан» УзССР, г. Ташкент, ул. Черданцева, 21.
Адрес Издательства: г. Ташкент, ул. Гоголя, 70.

ПРИЛОЖЕНИЕ

Таблица 1

Таблица 1. Результаты исследования влияния температуры на скорость разложения органических веществ в почве. Исследования проводились в течение 180 дней в 1951 году.

Таблица 2. Результаты исследования влияния температуры на скорость разложения органических веществ в почве. Исследования проводились в течение 180 дней в 1951 году.

Таблица 3. Результаты исследования влияния температуры на скорость разложения органических веществ в почве. Исследования проводились в течение 180 дней в 1951 году.

Таблица 4. Результаты исследования влияния температуры на скорость разложения органических веществ в почве. Исследования проводились в течение 180 дней в 1951 году.

Таблица 5. Результаты исследования влияния температуры на скорость разложения органических веществ в почве. Исследования проводились в течение 180 дней в 1951 году.

Таблица 6. Результаты исследования влияния температуры на скорость разложения органических веществ в почве. Исследования проводились в течение 180 дней в 1951 году.

Таблица 7. Результаты исследования влияния температуры на скорость разложения органических веществ в почве. Исследования проводились в течение 180 дней в 1951 году.

Таблица 8. Результаты исследования влияния температуры на скорость разложения органических веществ в почве. Исследования проводились в течение 180 дней в 1951 году.

Таблица 9. Результаты исследования влияния температуры на скорость разложения органических веществ в почве. Исследования проводились в течение 180 дней в 1951 году.

Таблица 10. Результаты исследования влияния температуры на скорость разложения органических веществ в почве. Исследования проводились в течение 180 дней в 1951 году.

Т а б л и ц а I

Рис. 1. Тонкозернистый доломит, состоящий из прозрачных ромбэдрических и неправильноромбэдрических кристаллов размером 0,01—0,1 мм. Шлиф 1611, увел. 45, николи X.

Рис. 2. Доломит микрозернистый (0,005—0,01 мм) с участками тонкозернистого агрегата, сложенного неправильноромбэдрическими кристаллами размером 0,01—0,05 мм. Текстура породы сланцеватая. В середине фотографии видны параллельно расположенные удлинённые чешуйки мусковита, шлиф 1603, увел. 45, николи X.

Рис. 3. Четковидные прожилки, выполненные кварцем, ассоциирующим с чешуйками серпентин-хлорита, среди перекристаллизованных участков доломита. Шлиф 1605, увел. 45, николи X.

Рис. 4. Жеода крупнокристаллического кальцита в микрозернистом доломите, шлиф 495, увел. 45, николи X (возможно, кальцит возник в результате эпигенетического изменения породы).

Рис. 5. Доломит неравномернозернистый. Перекристаллизованные участки прожилковидной формы размещаются параллельно и косо (секут) к напластованию породы. Шлиф 583, увел. 45, николи X.

Рис. 6. 1—амфибол темно-зеленый; 2—эпидот зеленоватый с твердыми включениями; 3—циркон; 4—рутил бурый, плеохроирующий; 4а—титанистый минерал почти черный (рутил); 5—турмалин, плеохроирующий от желтовато-бурого до бесцветного; 6—рудный минерал; 7—нерудный неопределимый минерал с $N=1,630$. Обр. 1495 (доломит). Увел. 110, без анализатора.

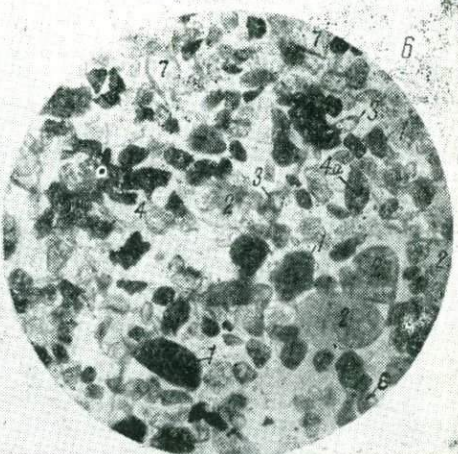
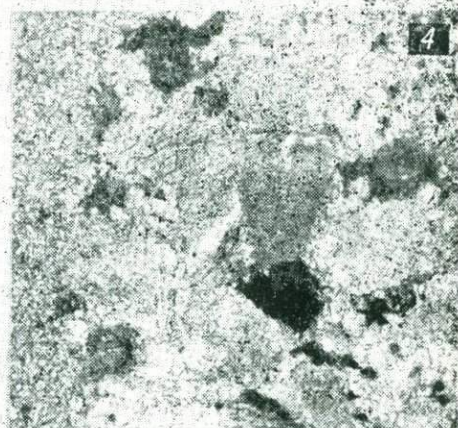
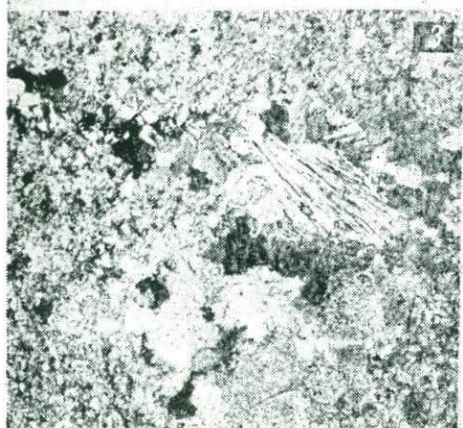
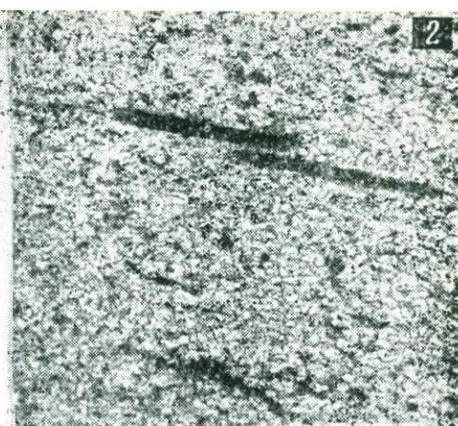
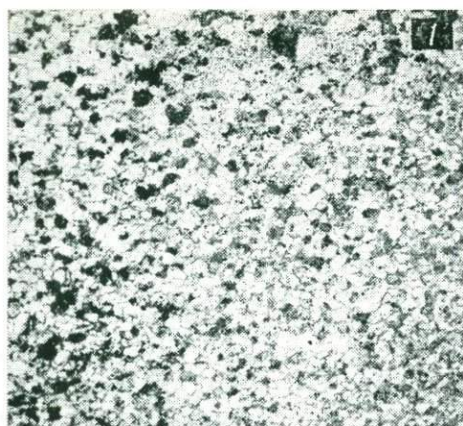




Таблица II

Рис. 7. 1—циркон; 2—амфибол, плеохроирующий от светло-зеленого до соломенно-желтого; 2а—амфибол темно-зеленый; 3—эпидот бесцветный и слабо-зеленоватый; 3а—эпидот с продуктами разложения; 4—цоизит с продуктами разложения; 5—хлорит; 6—рудный минерал. Обр. 1495 (доломит), увел. 110, без анализатора.

Рис. 8. 1—эпидот; 2—циркон; 3—гранат бесцветный; 4—амфибол, плеохроирующий от зеленого до соломенно-желтого; 5—рудный минерал. Обр. 1495, увел. 110, без анализатора.

Рис. 9. 1—рутил (двойник); 2—амфибол; 3—эпидот бесцветный; 4—циркон; 5—рудный минерал. Шлиф 532, увел. 110, без анализатора (доломит).

Рис. 10. Доломит полностью перекристаллизованный, состоит из ромб эдрических и неправильноромбоэдрических кристаллов, слегка загрязненных пылью. По краям кристаллов доломита видна осветленная кайма. Шлиф 1630, увел. 45, николи X.

Рис. 11. Доломит мелко- и среднезернистый, мозаичной структуры с гнездообразным участком, сложенным микро- и тонкозернистым агрегатом. Шлиф 514, увел. 45, николи X.

Рис. 12. 1—гидрослюда; 2—игльчатые кристаллы магниального силиката (?). Обр. 496 г (ориентированный препарат фракции <0,001 мм нер. остатка доломита), увел. 21000.

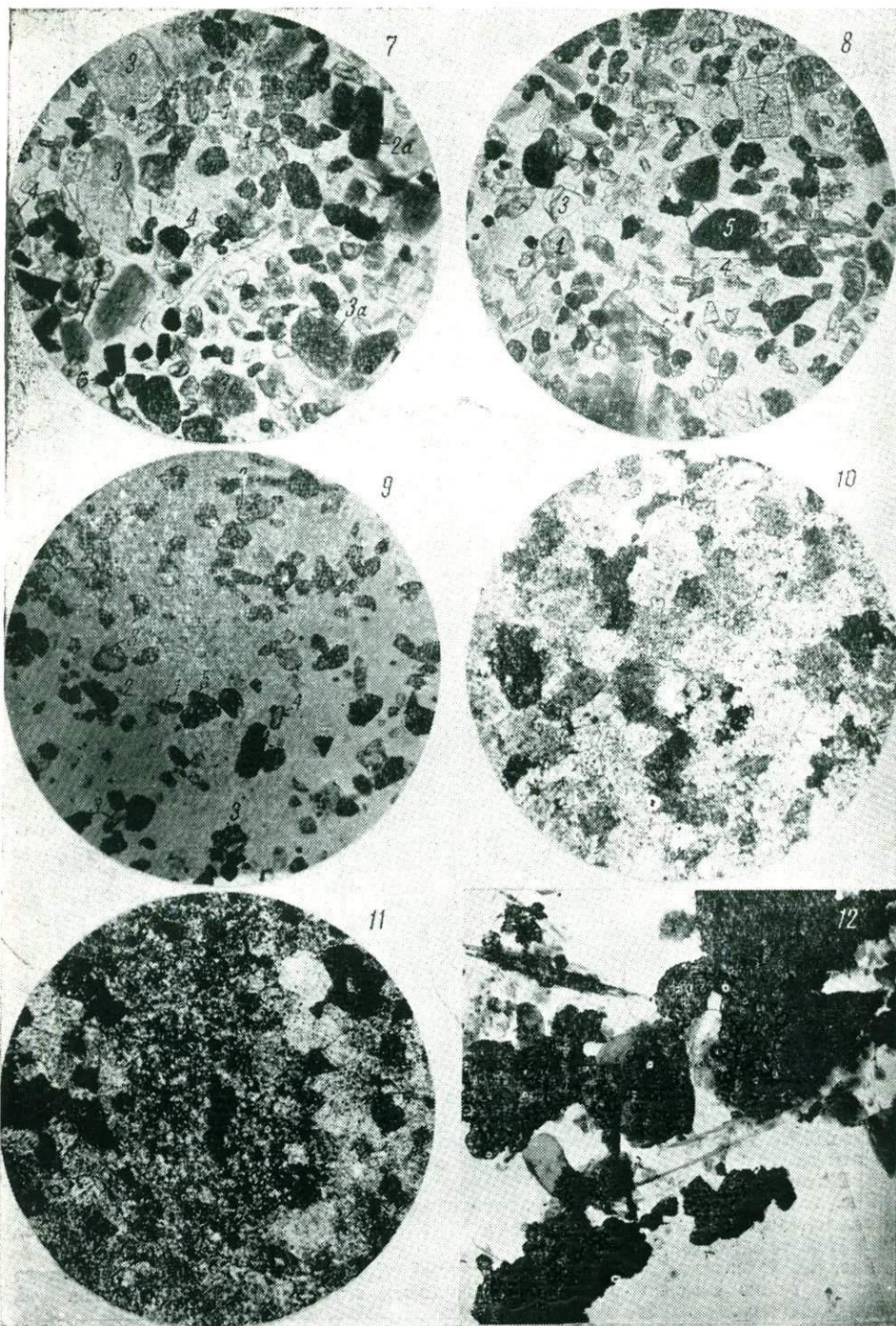


Таблица III

Рис. 13. Микрозернистый агрегат кварца, среди которого видны реликты ромбоэдрических кристаллов доломита. Шлиф 516, увел. 45, николи X.

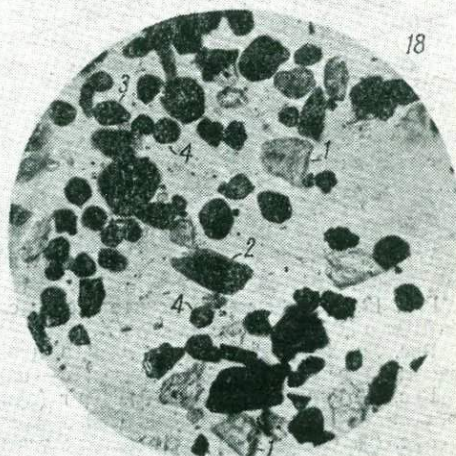
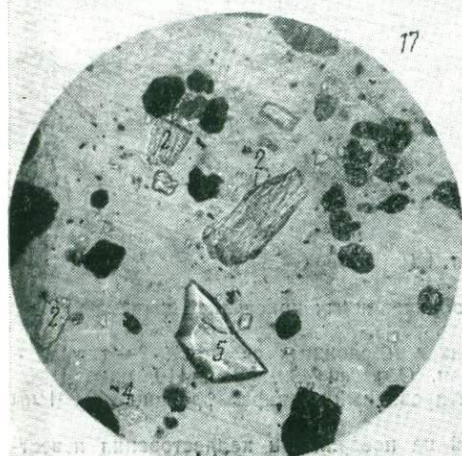
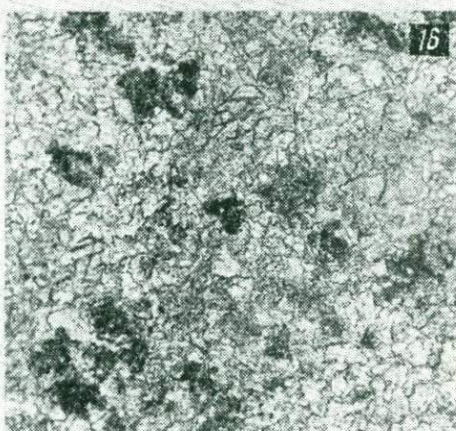
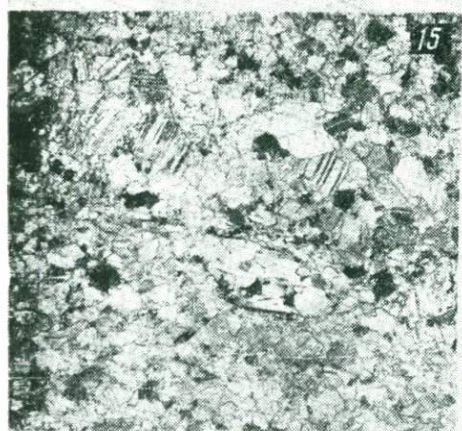
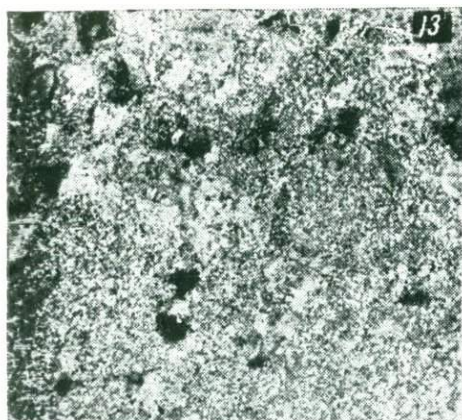
Рис. 14. Известняк сланцеватой текстуры, характеризующийся послойным чередованием кальцитового агрегата, сложенного зернами микро-, тонко- и мелкой размерности. Шлиф 590, увел. 45, николи X.

Рис. 15. Известняк тонко- и мелкозернистый с линзовидным прожилком крупнокристаллического кальцита, ассоциирующего с кварцем и чешуйками мусковита. Шлиф 1583, увел. 45, николи X.

Рис. 16. Известняк неравномернозернистый. Среди тонко- и мелкозернистого кальцита видны комочки крипнокристаллического агрегата. Шлиф 579, увел. 45, николи X.

Рис. 17. 1—эпидот бесцветный и слабо-зеленоватый; 2—амфибол, плеохроирующий от зеленоватого до соломенно-желтого; 2а—темно-зеленый амфибол; 3—циркон; 4—рудный минерал; 5—карборунд. Обр. 551, увел. 110, без анализатора.

Рис. 18. 1—эпидот; 2—амфибол; 3—рутил темно-бурый, почти черный; 4—рудный минерал. Обр. 551, увел. 110, без анализатора.



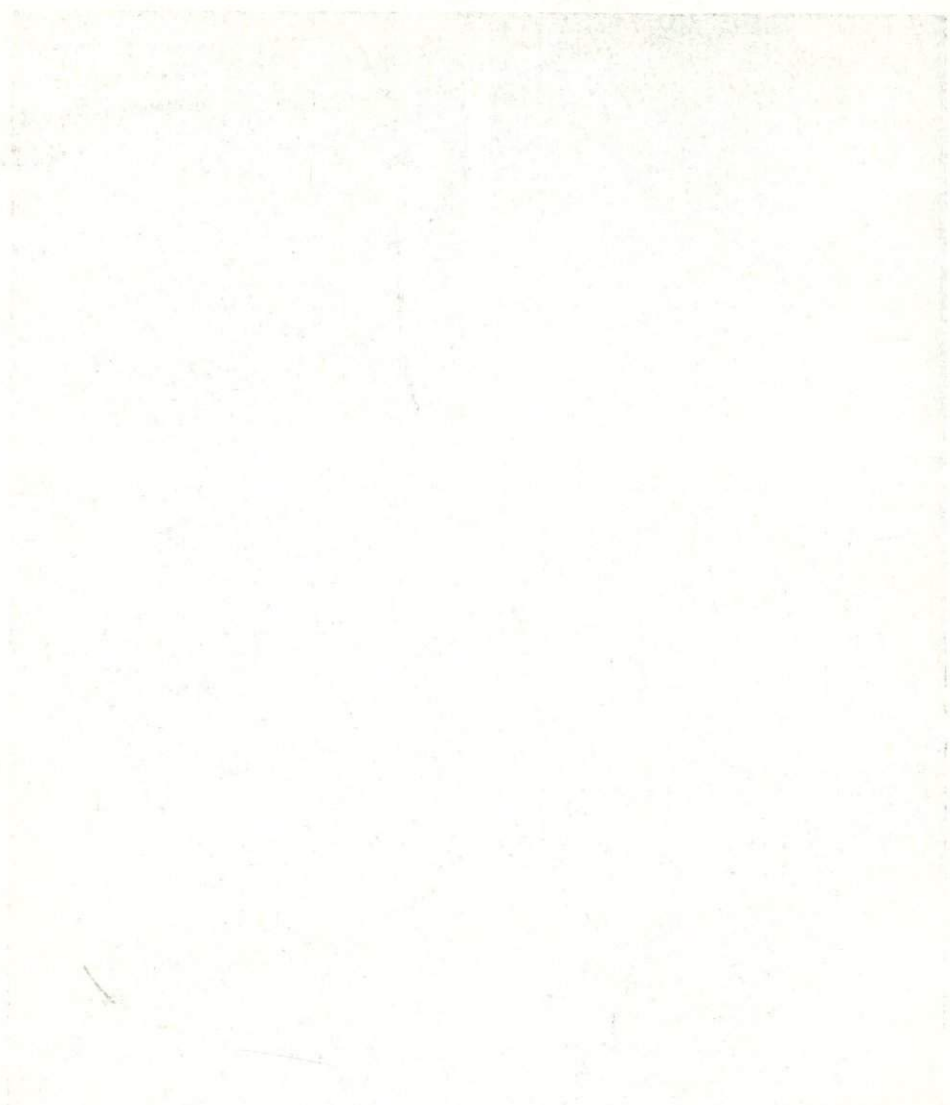


Таблица IV

Рис. 19. Замещение полисинтетически сдвойникованных кристаллов кальцита кварцем. Шлиф 507, увел. 110, николи X.

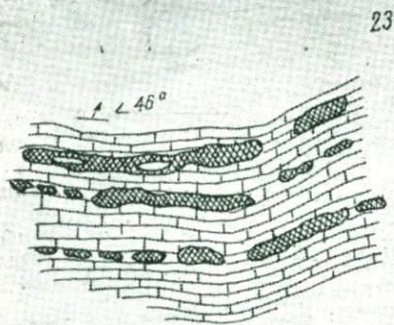
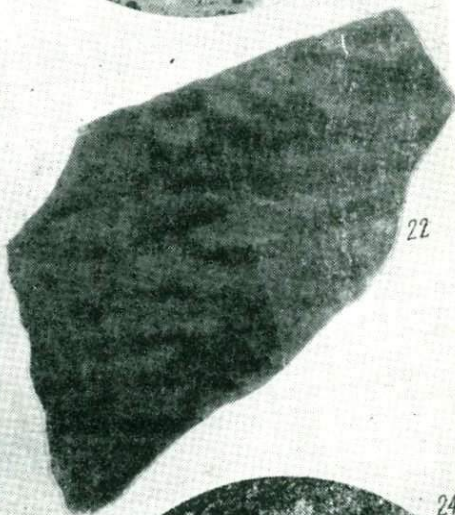
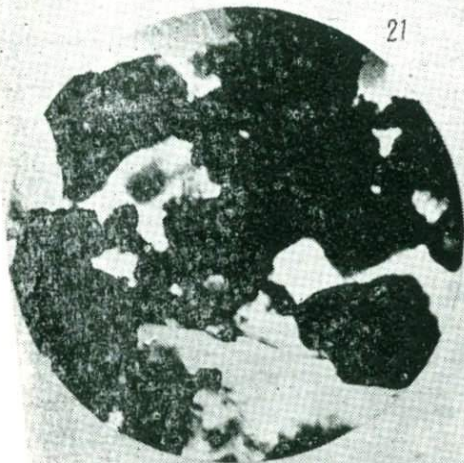
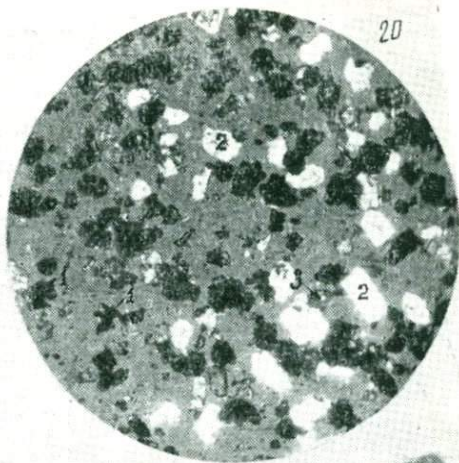
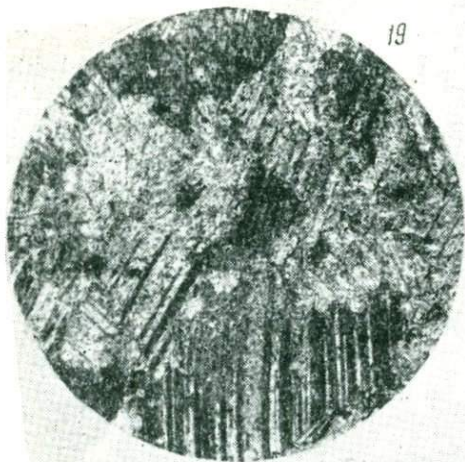
Рис. 20. 1—рутил темно-бурый в двойниках и сложных сростках; 2—турмалин бесцветный с включениями железа; 3—циркон. Образец 499, увел. 110, николи X.

Рис. 21. Гидромусковит. Обр. 499 г (ориентированный препарат фракции $\angle 0,001$ мм нер. остатка известняка), увел. 21000.

Рис. 22. Струйчатая рябь донных течений на поверхности напластования известняков живета. Обр. 304, величина $1/2$ натуральной.

Рис. 23. Кремневые стяжения в тонкослоистых известняках эйфеля. Масштаб 1:20.

Рис. 24. Доломит криптокристаллический (D_1) с реликтами перекристаллизованной фауны. Хим. состав породы: CaMgCO_3 —85,03%, CaCO_3 —5,8%, нер. ост.—9,66%. Шлиф 1323, увел. 45, николи X.



Т а б л и ц а V

Рис. 25. Доломит неравнозернистый, гранобластовой структуры с участками крипто- и микрозернистого доломитового агрегата. Хим. состав породы: CaMgCO_3 —93,23%, CaCO_3 —2,06%, нер. ост.—4,41%. Шлиф 236, увел. 45, николи X.

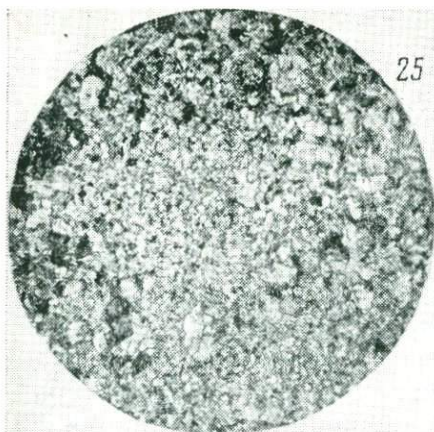
Рис. 26. Доломит неравнозернистый, псевдобрекчиевой текстуры. Шлиф 1335, увел. 45, без анализатора.

Рис. 27. Доломит перекристаллизованный, мелкозернистый, состоит из ромбоэдрических и неправильноромбоэдрических кристаллов, в скрещенных николях создающих впечатление мозаики. Хим. состав породы: CaMgCO_3 —87,73%, CaCO_3 —8,34%, нер. ост.—3,18%. Шлиф 1318, увел. 45, николи X.

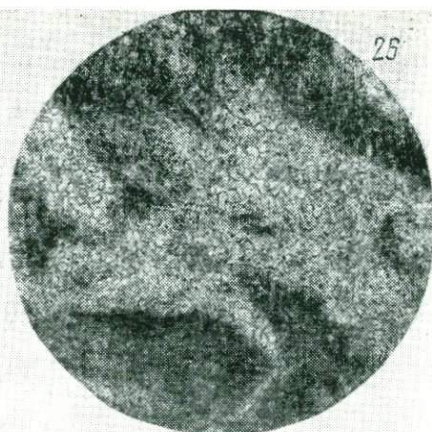
Рис. 28. Минералы тяжелой фракции нер. остатка доломитов нижнего девона: 1—окислившийся пирит и мельниковит (?); 2—циркон бесцветный; 2а—циркон розовый; 3—эпидот; 4—гранат бурый; 5—амфибол; 6—турмалин; 7—сфен; 8—анатаз; 9—рутил. Обр. 219, 1323, 1339 и др.

Рис. 29. Доломитовый известняк. Ромбоэдры доломита (светлые) замещают комочки, сложенные криптокристаллическим кальцитом (серый). Шлиф 1426, увел. 45, николи X.

Рис. 30. Доломит известковистый, мелкозернистой мозаичной структуры. В интерстициях доломитовых зерен и внутри них виден реликтовый криптокристаллический кальцит. Хим. состав породы: CaMgCO_3 —65,55%, CaCO_3 —13,39%, нер. ост.—21,8%. Шлиф 1408, увел. 110, без анализатора.



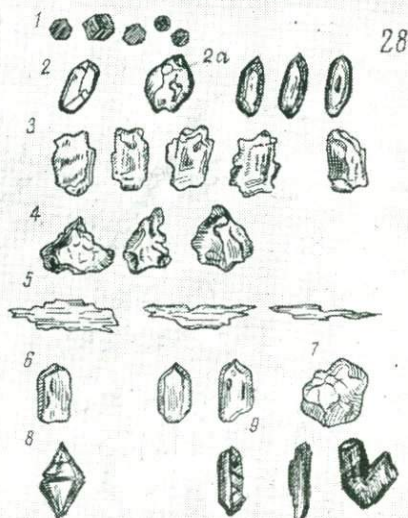
25



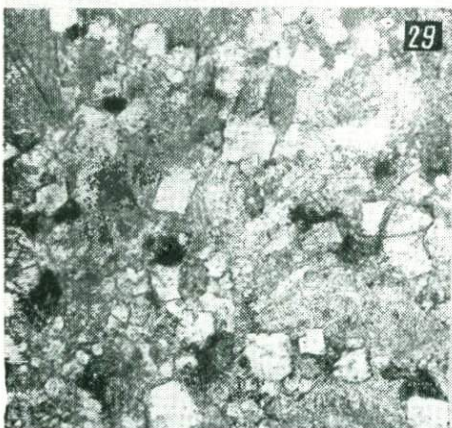
26



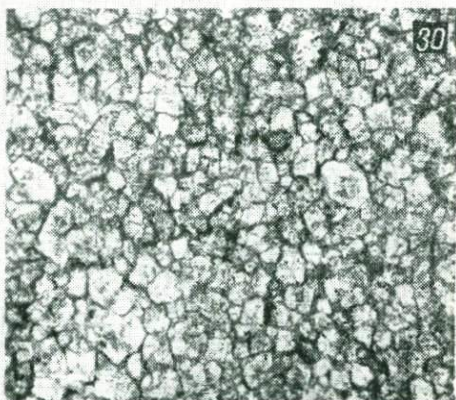
27



28



29



30

Таблица VI

Рис. 31. Минералы тяжелой фракции нерастворимого остатка доломитов верхнего девона: 1—рудный минерал; 2—амфибол; 3—эпидот; 4—гранат бесцветный; 5—циркон; 6—рутил; 7—сфен; 8—турмалин; 9—барит. Образцы 1395, 1399.

Рис. 32. Доломит известковистый с реликтовой комковато-органогенной структурой. Хим. состав породы: CaMgCO_3 —69,75%, CaCO_3 —15,35%. Шлиф 289, увел. 45, николи X.

Рис. 33. Доломит неравнозернистый, состоит из неправильноромбоэдрических кристаллов доломита разной величины. В интерстициях зерен виден остаточный криптокристаллический кальцит. Шлиф 294, увел. 45, николи X.

Рис. 34. Доломит крупнозернистый, мозаичной структуры, состоит из ромбоэдров доломита, обладающих совершенной спайностью. Хим. состав породы: CaMgCO_3 —86,42%, CaCO_3 —8,25%, нер. ост.—5,41%. Шлиф 302, увел. 45, николи X.

Рис. 35. Гидрослюда с примесью каолинита. Обр. 288 г (ориентированный препарат фракции <0,001 мм нерастворимого остатка доломита), увел. 12000.

Рис. 36. Минералы тяжелой фракции нерастворимого остатка доломитов среднего девона: 1—рудный минерал (окислившийся пирит и мельниковит?); 2—эпидот (встречаются двойники); 3—амфибол (встречаются зерна бурой роговой обманки); 4—циркон бесцветный (некоторые зерна содержат газовые включения и вроски циркона); 4а—окрашенный циркон (зерна хорошо окатанные); 5—пироксен моноклинный; 6—рутил (встречаются зерна с перекрещивающейся штриховатостью—полисинтетические и коленчатые двойники); 7—гранат бурый; 8—турмалин; 9—хлорит. Обр. 294, 300 и 302.

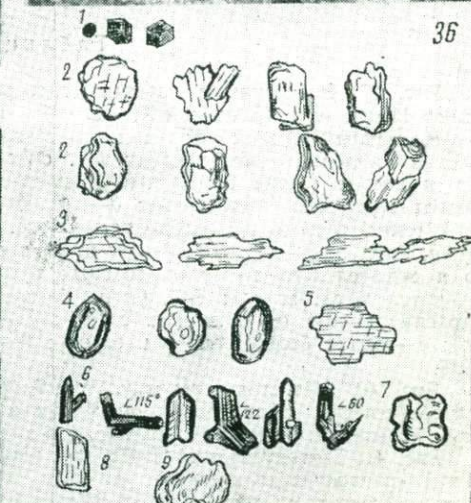
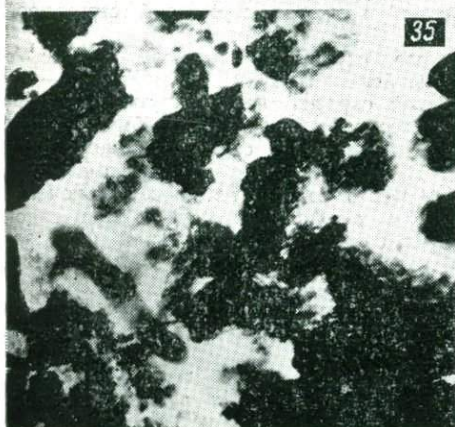
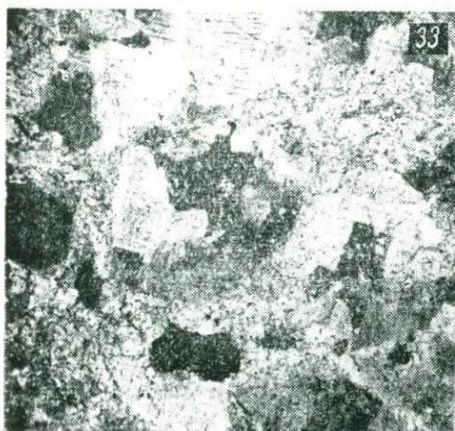
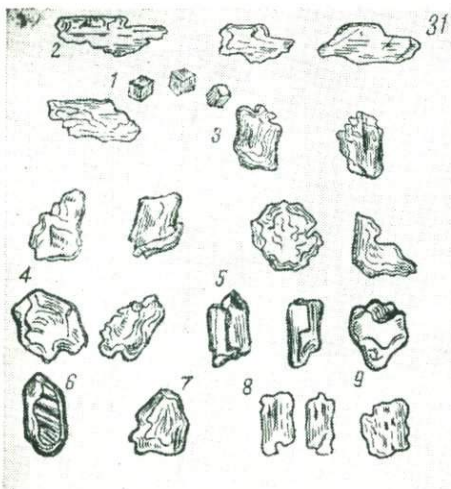


Таблица VII

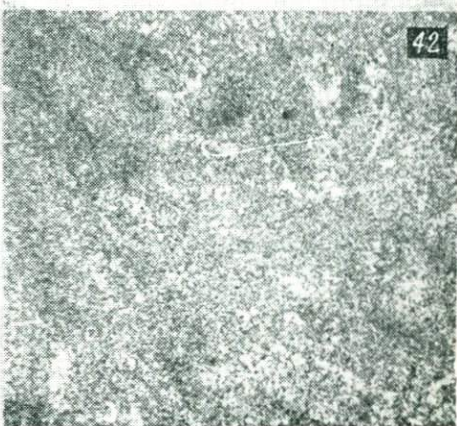
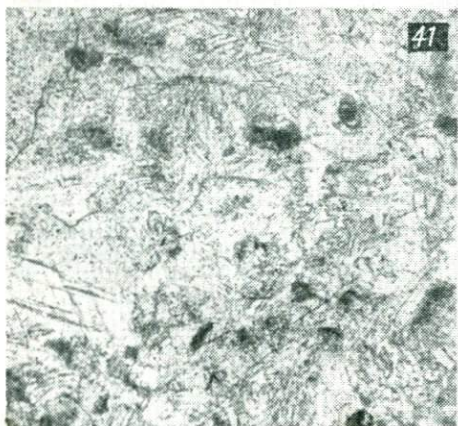
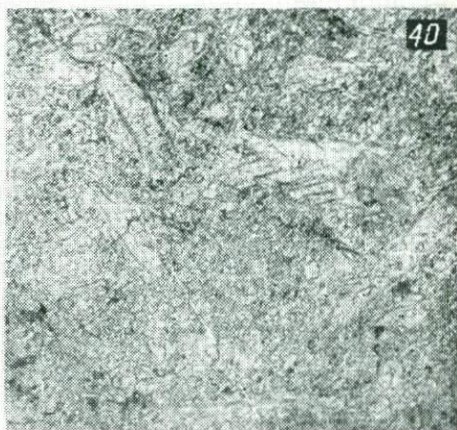
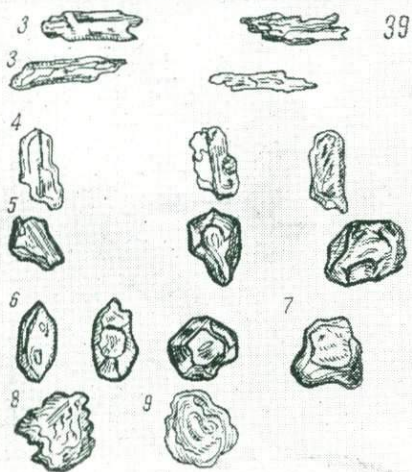
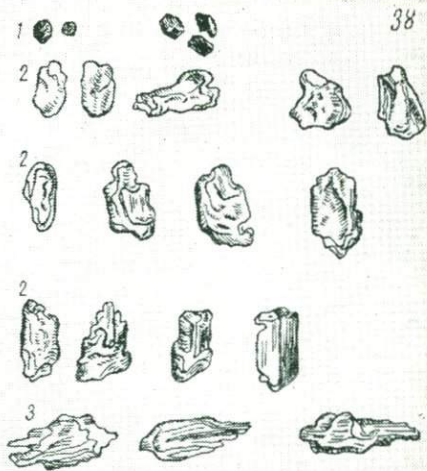
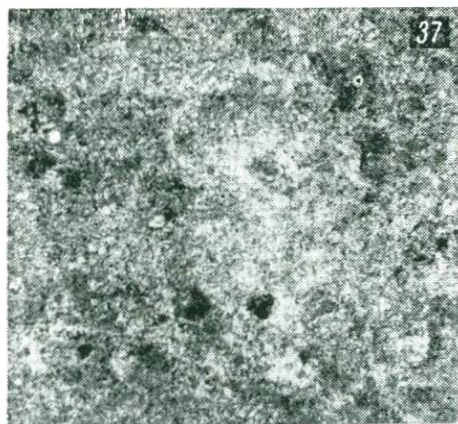
Рис. 37. Известняк с неравномернозернистой комковато-сгустковой структурой. Шлиф 1350 а, увел. 45, николи X.

Минералы тяжелой фракции нерастворимого остатка известняков. Рис. 38: 1—рудный минерал (мельниковит (?), окислившийся пирит и лимонит); 2—эпидот и цоизит (зерна бесцветные и фисташковой окраски, плеохроирующие), встречаются зерна сдвойникованные; 3—амфибол, плеохроирующий от голубовато-зеленого и темно-зеленого до соломенно-желтого. Некоторые зерна содержат темные включения. Рис. 39: 3—амфибол; 4—турмалин в ед. зернах (плеохроирующих от темно-бурого и сине-зеленого до светло-розовых тонов). Часто содержат темные включения; 5—рутил в ед. зернах; 6—циркон бесцветный и окрашенный, зерна окрашенного циркона хорошо окатаны (ед. зерна); 7—сфен бурый, плеохроирующий (ед. зерна); 8—гранат бесцветный (ед. зерна); 9—биотит (ед. зерна). Обр. 313, 1268, 1352, 1276.

Рис. 40. Известняк тентакулитовый, раковинки тентакулитов (поперечные округлые сечения и продольные-копьевидные угольники) сцементированы тонкозернистым кальцитом. Шлиф 283, увел. 45, без анализатора.

Рис. 41. Тентакулитовый известняк, перекристаллизованный, со сгустками (комочками) криптокристаллического кальцита, сходными по форме и размерам с поперечными сечениями тентакулитов. Шлиф 1036, увел. 45, без анализатора.

Рис. 42. Срез кремневого стяжения, сложенного микрозернистым агрегатом халцедона-кварца, среди которого различаются кольчатые выделения более крупнозернистого кварца, представляющие псевдоморфозы по раковинкам тентакулитов. Шлиф 288, увел. 45, николи X.



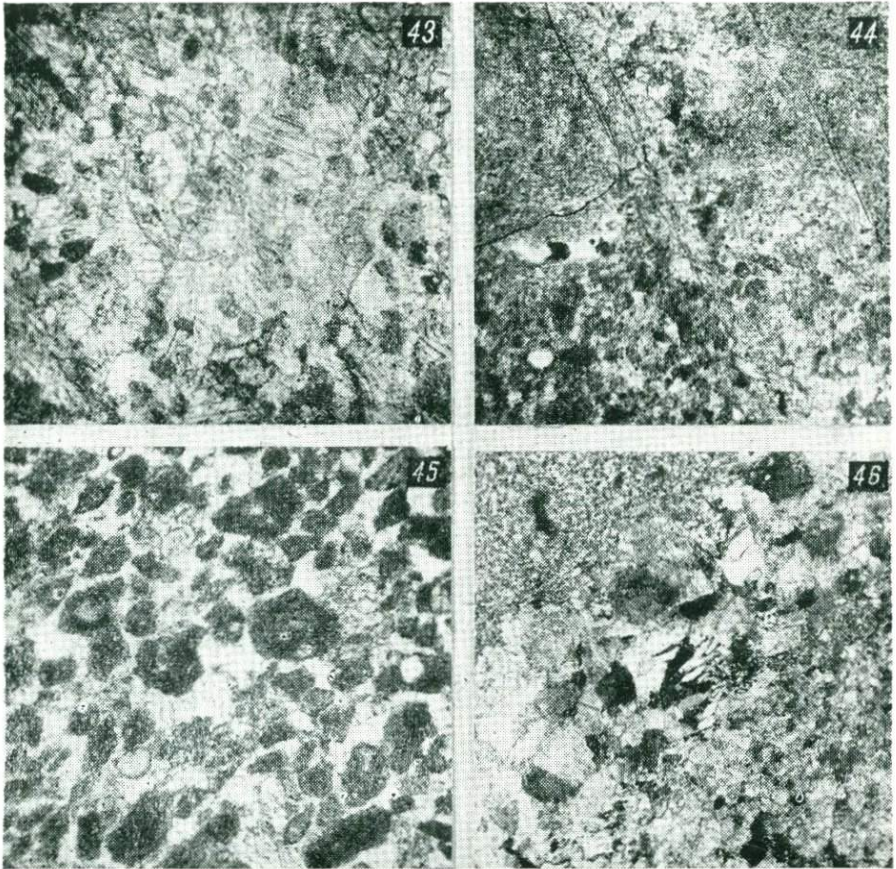


Таблица VIII

Рис. 43. Известняк микрокомковатый, перекристаллизованный. Состоит из мелких сгустков криптокристаллического кальцита, сцементированных тонко- и мелкозернистым агрегатом. Шлиф 1348, увел. 45, без анализатора.

Рис. 44. Микрокомковатый известняк (а), как бы внедряется в нижележащий слой криптокристаллического известняка (б). Обр. 1350 в.

Рис. 45. Известняк микрокомковатый. Среди бесструктурных сгустков криптокристаллического кальцита, сцементированных прозрачным мелкозернистым агрегатом, различаются раковинки организмов. Шлиф 1384, увел. 45, без анализатора.

Рис. 46. Заливообразное проникновение кремневого агрегата (халцедон-кварцин и кварц) в карбонатную массу, состоящую из мелких зерен кальцита и доломита. Шлиф 1227, увел. 45, николи X.

Цена 1 р. 37 коп.

445