

**ЛИТОЛОГИЯ КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ  
ВЕРХНЕЙ ЮРЫ И ВАЛАНЖИНА ДАГЕСТАНА  
И СЕВЕРНОГО АЗЕРБАЙДЖАНА**

**А.Г.АЛИЕВ  
А.М.МАГОМЕДОВ**



АКАДЕМИЯ НАУК АЗЕРБАЙДЖАНСКОЙ ССР  
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ им. акад. И. М. ГУБКИНА

552.5  
А 50

А. Г. АЛИЕВ, А. М. МАГОМЕДОВ

ЛИТОЛОГИЯ КАРБОНАТНЫХ  
ОТЛОЖЕНИЙ ВЕРХНЕЙ ЮРЫ И  
ВАЛАНЖИНА ДАГЕСТАНА И СЕВЕРНОГО  
АЗЕРБАЙДЖАНА

186

ИЗДАТЕЛЬСТВО „ЭЛМ“  
БАКУ — 1972



Печатается по постановлению  
Редакционно-издательского совета  
Академии наук Азербайджанской ССР

Редактор **А. Д. СУЛТАНОВ**

**Əлијев Əбдул Һачы Əли оғлу,  
Магомедов Əли Магомедович**

ДАҒЫСТАН ВӘ ШИМАЛИ АЗƏРБАЈҶАНЫН УСТ ЈУРА ВӘ  
БАЛАНЖИН КАРБОНАТ ЧӨКҮНТҮЛƏРИНИН ЛИТОЛОКИЈАСЫ

(Рус дилиндə)

2-9-2  
52-72 М

## ОТ РЕДАКТОРА

Изучение карбонатных пород имеет большой практический интерес, так как с ними часто связаны различные полезные ископаемые осадочного генезиса, а сами они пользуются широким применением как в промышленности, так и в строительном деле. При поисках различного вида рудного и нерудного сырья, кроме структурно-тектонических исследований, большое значение имеет фациальный анализ и восстановление палеогеографических предпосылок, благоприятных для формирования полезных ископаемых. Этим вопросам и посвящена настоящая книга. Имя одного из авторов этой книги, член-корр. АН Азерб. ССР, проф. А. Г. Алиева широко известно литологам нашей страны. Крупный ученый-литолог, А. Г. Алиев по праву считается одним из основоположников петрографии осадочных пород в Азербайджане. Исследованиями А. Г. Алиева охвачен обширный круг вопросов литологии и коллекторов мезокайнозойских отложений Азербайджана и Дагестана. Незадолго до своей смерти им со своим учеником А. М. Магомедовым была завершена работа над редактируемой нами книгой, в которой не только раскрываются особенности формирования карбонатных образований верхней юры и валанжина Дагестана и прилегающих районов Азербайджана, но и выделяются наиболее перспективные площади для поисковых работ, в рассматриваемых отложениях, на нефть, газ, известняки, доломиты, сульфаты и др.

Книга имеет как научное, так и прикладное значение и представляет несомненный интерес для геологов различного профиля.

## ВВЕДЕНИЕ

Изучение карбонатных пород Дагестана и северо-восточного Азербайджана представляет не только большой научный, но и глубоко практический интерес. К трещиноватым известнякам верхнего мела приурочены крупные залежи газа и конденсата на месторождениях Селли, Гаша, Ачису в Предгорном Дагестане; промышленные залежи нефти и газа обнаружены в отложениях верхней юры и валанжина в пределах Сухокумской группы поднятий в северном Дагестане; к валанжинским отложениям приурочены промышленные притоки нефти и газа на площадях Бегимдаг-Тегчай и Советабад в Прикаспийско-Кубинской области в Азербайджане. В северо-западном и юго-восточном Дагестане с карбонатными отложениями верхней юры связаны большие запасы гипсов и доломитов. К этим же отложениям в Дагестане приурочены месторождения серы, целестина, а также красочных глин. Несмотря на эти данные, а также более чем столетнюю историю изучения валанжинских и верхнеюрских отложений Дагестана, многие вопросы их строения и состава оставались слабо разработанными.

В связи с этим, в Институте геологии Дагестанского филиала АН СССР в 1958 г. А. А. Магомедовым под руководством проф. А. Г. Алиева были начаты работы по детальному изучению вещественного состава, строения и фациальных условий накопления отложений верхней юры и валанжина Дагестана и сопредельных районов Азербайджана.

Для решения стоящих задач авторы провели полевые исследования, в результате которых подробно описали 40 разрезов отложений верхней юры и валанжинского яруса. Из них 21 наиболее характерный, полный и охватывающий всю исследуемую территорию принят в качестве опорного.

Комплекс лабораторных исследований состоял из петрографического изучения шлифов (более 1400), химического, термического и спектрального анализов (более 1000), окрашивания шлифов и пришлифовок с целью определения структурно-текстурных особенностей пород и установления соотношения между кальцитом и доломитом, минералогического и гранулометрического анализов нерастворимого остатка и др.

**КРАТКИЙ ОБЗОР  
ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ**

Изучение карбонатных образований верхней юры и валанжина Дагестана и северного Азербайджана началось со второй половины XIX столетия и связано с именем известного геолога Г. В. Аби́ха (1862, 1873), посетившего Дагестан в 1862 г. В результате проведенных исследований им впервые была предпринята попытка стратиграфического расчленения карбонатной толщи верхней юры и валанжина, рассматриваемой как единое целое и названной верхним «ярусом». В основании ее был выделен горизонт «нечистых известняков», хорошо выдержанный на всей территории центрального Дагестана, возраст которого позднее Улигом был определен как келловей-оксфорд-кимериджский, а вышележащая часть разреза отнесена к титону.

Что касается валанжинского яруса, то как самостоятельная стратиграфическая единица он выделен не был, хотя наличие его в разрезе описываемой карбонатной толщи и не отрицалось.

Значительным шагом в изучении рассматриваемых отложений явились работы, проводившиеся Г. Шегреном (1890) в конце 80-х годов прошлого столетия в пределах центрального и северо-западного Дагестана. Границу между средней и верхней юрой он проводит гораздо ниже горизонта «нечистых известняков» Г. В. Аби́ха, относя к верхнеюрскому отделу грубо- и крупнозернистые красновато-бурые, железистые, кварцевые песчаники, развитые по долинам рек Андийское и Аварское Койсу. Среди образований верхней юры и валанжина Г. Шегрен выделил: нижний горизонт, объединяющий железистые рыхлые песчаники, горизонт «нечистых известняков» Г. В. Аби́ха и свиту известняков и доломитов с кремнистыми конкрециями, возраст которого был определен как келловей-оксфорд; толща известняков, доломитов и гипсов кимериджа и образования неокома, соответствующие самым верхним горизонтам рассматриваемой карбонатной толщи. Работа Г. Шегрена оказалась столь успешной, что выводы, сделанные им, во многом близки современным представлениям.

В начале XX века изучением карбонатных отложений верхней юры и валанжина занимались такие геологи, как К. Н. Богданович, П. А. Казанский, К. Ренц и др.

С 1902 по 1906 гг. вопросам стратиграфии и тектоники рассматриваемых отложений южного Дагестана и северного Азербайджана посвятил свои исследования К. Н. Богданович. В северном Азербайджане он впер-

вые под названием халтанских песчаников выделил отложения титона, позднее ставшие объектом детальных исследований В. Е. Ханним, Н. Б. Вассоевичем и другими геологами.

Весьма плодотворными в смысле стратиграфического расчленения юрских отложений центрального Дагестана явились исследования П. А. Казанского (1910), с исчерпывающей полнотой изучившего разрез верхнеюрских отложений у с. Цудахар. Им фаунистически был обоснован среднекелловейский возраст горизонта «нечистых известняков» Г. В. Абиха и нижнекелловейский — нижележащих известняков с галькой, перекрывающих песчано-глинистые отложения средней юры. К верхнему келловею им был отнесен горизонт «зеленоватого известняка» с *Peltoceras athleta* Phill., а вышележащая основная часть известняково-доломитовой толщи, охарактеризованная единичными находками фауны брахнопод и пелеципод, — предположительно к верхней юре, начиная с оксфорда (возможно, даже верхнего келловея) по титон включительно.

Таким образом, валанжинский ярус в составе рассматриваемой карбонатной толщи в окрестностях с. Цудахар П. А. Казанским не был выделен.

Исследованиями немецкого геолога К. Ренца (1904а, 1904б, 1913) была охвачена территория от сс. Цудахар, Чох, Гуниб, Кумух на севере до р. Чирахчай на юге. Юрские отложения в целом были подразделены им на две части: нижнюю — песчано-сланцевую и верхнюю — известняково-доломитовую. На основании многочисленного, но к сожалению, не приуроченного к определенным частям разреза фаунистического материала, К. Ренц среди песчано-сланцевой толщи выделил не только все известные в Западной Европе горизонты средней юры, но также и келловейский, оксфордский и кимериджский ярусы, а известняково-доломитовую толщу полностью отнес к титону.

Таким образом, выводы К. Ренца, существенно отличаясь от выводов предыдущих исследователей, значительно осложнили вопрос стратиграфического расчленения карбонатной толщи верхней юры и валанжина. В настоящее время ошибочность утверждений К. Ренца не вызывает сомнения.

Позднее более или менее значительные работы по изучению юрских отложений Дагестана и Кавказа в целом были проведены уже после Октябрьской социалистической революции. Среди исследователей этого периода в первую очередь необходимо отметить Л. С. Либровича (1924), Д. В. Дробышева (1925, 1929, 1930, 1931, 1935, 1936, 1938, 1939), В. Н. Ренгартена (1909, 1927, 1947), В. Д. Голубятникова и других исследователей.

В 20—30-х годах текущего столетия разработкой стратиграфической схемы изучаемых нами карбонатных отложений верхней юры и валанжина главным образом северо-западного Дагестана занимался Л. С. Либрович (1924). Границу между средне- и верхнеюрскими образованиями он провел по подошве грубозернистых песчаников (песчаной свиты). Последние вместе с залегающей выше известняково-доломитовой толщей отнесены им к келловею, оксфорду, кимериджу, титону и

валанжину. Границу же между образованиями верхней юры и нижнего мела (валанжина) этот исследователь условно провел на уровне исчезновения в разрезе гипсов и появления относительно чистых известняков.

Начиная с 1925 г. изучением юрских отложений Дагестана занимался Д. В. Дробышев (1925, 1929, 1930, 1931, 1935, 1936, 1938, 1939). Его работы по Дагестанскому пересечению Кавказского хребта имели большое значение для познания геологии Дагестана в целом. Д. В. Дробышев является, пожалуй, первым, кто своими последовательными исследованиями полностью охватил всю территорию Дагестана.

Расчленяя юрские отложения, этот исследователь, как и К. Ренц, значительную часть подстилающей карбонатные образования толщи песчано-сланцевых пород отнес к верхней юре, в центральном Дагестане сотни метров разреза средней юры — к нижнему келловее.

Таким образом, Д. В. Дробышев совершенно условно провел границу между верхней и средней юрой внутри однообразной толщи песчано-сланцевых пород, большинством исследователей относимой к средней юре.

Возраст грубозернистых железистых песчаников, развитых в северных и северо-западных районах Дагестана, определен им как среднекелловейский. Что же касается собственно карбонатной толщи, то Д. В. Дробышев отнес ее к титону и валанжину, причем к последнему только самые верхи толщи.

Верхнюю границу титона Д. В. Дробышев обосновывает исчезновением в разрезе гипсов. То, что указанный исследователь в основу расчленения карбонатной толщи положил литологический принцип, по-видимому, связано с бедностью ее органическими остатками и наличием региональной закономерности в изменении литологии указанной толщи.

Подобное стратиграфическое расчленение, по аналогии с центральным Дагестаном, дано Д. В. Дробышевым и для юго-восточного и северо-западного его районов. Следует лишь отметить, что на юго-востоке Дагестана титонский ярус подразделен им на два подъяруса — нижний и верхний титон.

В 1927 г. была опубликована работа В. Н. Ренгартена (1927), посвященная стратиграфии мезозойских отложений Дагестана. Интересующая нас толща карбонатных пород в районе хребта Лес разделена им на две части, из которых меньшая, нижняя часть (23 сажени), была отнесена к верхней юре (титону), а большая, верхняя часть (32 сажени), — к валанжину.

Изучив разрез у с. Ташкапур, В. П. Ренгартен всю карбонатную толщу, по аналогии с разрезами хребта Лес, разделил здесь на две неравные части, из которых нижнюю (примерно третью часть разреза) отнес к верхней юре, а верхнюю (остальную часть разреза) — к валанжину.

Для верхов карбонатной толщи хребта Лес В. П. Ренгартен указывает обычные для верхнего валанжина остатки организмов, а для разреза в окрестностях с. Ташкапур совсем не приводит палеонтологических данных, хотя в основании этой толщи наблюдается обилие органических остатков.

Подстилающие карбонатные образования песчано-глинистые отложения автор относит к средней юре (к доггеру).

Следует отметить, что выводы В. П. Ренгартена весьма условны, что признает сам автор. «Разграничение между валанжинским ярусом и верхней юрой, — пишет он, является совершенно условным. Нет даже уверенности в том, что верхняя юра здесь вообще присутствует. Однако видимого несогласия между известняками и нижележащими сланцами не заметно» (Ренгартен, 1927, стр. 41).

Позднее, изучая разрез юрских отложений в районе г. Шунудаг, Р. П. Ренгартен, как и К. Ренц значительную часть (более 500 м) верхов песчано-сланцевой толщи, подстилающей карбонатную, отнес к келловейскому, оксфордскому, лузитанскому и кимериджскому ярусам.

В пределах северо-западного Дагестана проводили свои исследования геологи В. М. Пац (1938, 1939) и И. Д. Филимонов (1938). Известняково-доломитовая толща указанного района была разделена ими на три свиты: нижнюю — доломитово-известняковую, среднюю — алебастрово-доломитовую и верхнюю — доломитово-известняковую. Нижняя из них была отнесена к келловей, оксфорду, лузитану и кимериджу, причем к келловей на основании «обильной келловейской фауны» были отнесены нижние 27 м; средняя — к нижнему титону, а верхняя — в основном, к верхнему титону. Лишь возраст самых верхов последней свиты (мергели и известняки мощностью до 25 м) был определен И. Д. Филимоновым как валанжинский. Несколько западнее к валанжину В. М. Пацем была отнесена мощная пачка известняков мощностью до 250—400 м, представляющая собой верхнюю часть разреза известняково-доломитовых отложений.

С конца 40-х годов изучением верхнеюрских отложений северного Азербайджана в течение ряда лет занимались Н. Б. Вассоевич, Э. Ш. Шихалибейли, В. А. Гроссгейм, А. Н. Шарданов и другие геологи.

В 1935 г. на юго-восточных склонах Шахдага В. Е. Хаиним была собрана фауна, свидетельствующая о титонском возрасте включающих ее пород. А по р. Карачай им были выделены карачаевская толща и амамчайская свита, возраст которых соответственно был определен как бат-келловей и кимеридж.

В 1940 г. Н. Б. Вассоевич верхи карачаевской свиты В. Е. Хаина отнес к кимериджу на основании сходства их с низами амамчайской свиты, приняв залегающие между ними конгломераты за внутриформационные. Выделенная таким образом толща зеленовато-кремнистого флиша была названа земчайской свитой.

Позже, в 1951 г. нижняя часть земчайской свиты В. Е. Хаиним, Э. Ш. Шихалибейли, А. В. Гроссгеймом (1951) была отнесена к келловей, оксфорду и лузитану.

В течение ряда довоенных лет в Дагестане проводил свои исследования Н. Н. Ростовцев (1948), работы которого явились шагом вперед в смысле стратиграфического расчленения карбонатной толщи верхней юры и валанжина Дагестана. Подстилающие карбонатную толщу песчано-сланцевые отложения были отнесены им к средней юре и келловейскому ярусу верхней юры. Отложения келловей выделены на основании

находок ниже- и среднекембрийской фауны и, как указывает автор, составляют на хребте Лес — 450 м, в окрестностях с. Ирганай — 50 м, а на хребте Салатау совершенно отсутствуют. В собственно известняково-доломитовой толще Н. Н. Ростовцевым допускается наличие всех ярусов верхней юры от оксфорда до титона включительно. При этом внутри известняково-доломитовых отложений титонского возраста юго-восточного Дагестана он указывает, хотя и не совсем уверенно, на наличие углового несогласия, по которому титонские отложения были разделены им на нижний и верхний подъярусы.

Следует отметить, что на значительной части территории Дагестана от хребта Лес до р. Чирахчай карбонатные образования рассматриваемого возраста Н. Н. Ростовцевым вообще не выделяются. «Севернее же р. Чирахчай, — пишет он, — на размытых отложениях средней и нижней юры, вдоль всего северо-восточного крыла Мугринской антиклинали трансгрессивно залегают нижнебарремские известняки» (Ростовцев, 1948, стр. 66).

Если геологические исследования довоенных лет характеризовались стремлением к детальному изучению отдельных разрезов юрских отложений и, на основе этого, детальным стратиграфическим расчленением карбонатной толщи, то послевоенный этап характеризуется как значительным увеличением комплекса изучаемых вопросов, так и расширением площади их исследования. Наряду с общими стратиграфическими задачами, ставятся также задачи детального изучения литологии толщ, а также закономерностей их образования и последующего изменения.

Верхнеюрские образования, наряду с другими отложениями, особенно детально стали изучать после установления промышленной нефтегазоносности мезозоя в пределах Дагестана и Грозненской области. В связи с этим широко развернулись работы по изучению их литолого-битуминологических, фациальных и коллекторских свойств. В течение ряда лет решение указанных вопросов стало практической задачей большого коллектива геологов Москвы и Ленинграда.

С 1945 г. вопросами стратиграфии и нефтегазоносности мезозойских отложений Дагестана занимались В. Д. Голубятников, И. Ф. Пустовалов и Т. А. Мордвилко, результаты исследований которых нашли отражение в фондовых работах. С 1946 по 1949 гг. на территории Дагестана ими было описано большое количество разрезов нижнего мела и карбонатной части верхней юры, по которым была собрана фауна, позволившая расчленить эти отложения и уточнить границы между отдельными ярусами.

Одновременно со сводной работой И. Ф. Пустовалова по обобщению результатов исследований 1946—1949 гг. в 1956 г. вышла фондовая работа сотрудницы ВСЕГЕИ Г. И. Ершовой. Исходным материалом для нее послужили полевые сборы предыдущих исследователей, на основании которых ею даются петрографическая и минералогическая характеристики нижнемеловых и, частично, верхнеюрских отложений Дагестана.

В указанной работе автором предпринята попытка выяснить условия образования отложений данного комплекса.

В 1951—1952 гг. изучением геологического строения Гергебильской, Ирганайской и Гимринской площадей занимались грозненские геологи

Ш. С. Абрамов и Б. И. Мацыгоров, результаты исследований которых также изложены, в основном, в фондовых работах. В составе карбонатной толщи верхней юры и валанжина ими выделяются только титонский и валанжинский ярусы.

Начиная с 1948 г. изучением мезозойских и, в частности карбонатных отложений верхней юры и валанжина Дагестана, в связи с их нефтегазоносностью, занимался коллектив геологов МГУ во главе с профессорами И. О. Бродом и И. А. Конюховым.

Под руководством И. А. Конюхова были разработаны основные вопросы стратиграфии, фаций, битуминозности и коллекторских свойств мезозойских образований Дагестана. Указанным вопросам посвящено большое количество фондовых и печатных работ (Камардинкина, 1957, 1961; Конюхов, Крымгольц, Гофман, 1953; Конюхов, Оленин, 1953; Конюхов, 1955, 1956а, 1956б, 1956в, 1957, 1958, 1959а, 1959б; Конюхов, Камардинкина, 1956, 1957, 1960 и др.). Здесь мы рассмотрим лишь некоторые из них.

Как полагает И. А. Конюхов, в Дагестане присутствуют все ярусы верхней юры — от келловейского до титонского включительно. «Однако, — указывает данный исследователь, — крайне редкое нахождение остатков ископаемых организмов в известняках и доломитах, слагающих большую часть отложений верхней юры, значительно затрудняет выделение ярусов по палеонтологическим данным, что приводит к необходимости условного выделения стратиграфических единиц в ряде районов на основании сопоставления от разреза к разрезу характерных литологических свит, для которых возраст определен по единичным находкам руководящей фауны» (Конюхов, 1956в, стр. 155).

Верхнеюрские отложения были разделены им на два литологических комплекса: нижний, карбонатно-терригенный, по возрасту равный келловее, и верхний, сульфатно-карбонатный, охватывающий оксфордский, лузитанский, кимериджский и титонский ярусы. К оксфорду И. А. Конюховым была отнесена свита известняков и доломитов с конкрециями темно-серого кремня. Залегающая выше однообразная толща гипсов, брекчий и известняков по появлению терригенной примеси разделена им на две части: нижнюю, лузитан-кимериджскую, и верхнюю, титонскую.

Что касается валанжинского яруса, то границу его с титоном И. А. Конюхов условно проводит по смене доломитов с гипсами на нормальные известняки. Наибольшей мощности отложения валанжинского яруса, по данным И. А. Конюхова, достигают на юго-востоке Дагестана (140 м на г. Гетинкиль), в то время как в северо-западном и центральном Дагестане мощность их составляет всего 25—30 м. Остальную часть разрезов карбонатной толщи он относит к верхней юре.

На основании анализа вещественного состава и мощностей отложений в смене пород он отметил определенную закономерность, согласующуюся со схемой механической и химической дифференциации Л. В. Пустовалова (1940). «Выражается она (закономерность. — А. М.) в том, — пишет И. А. Конюхов, — что терригенные морские отложения нижнего келловая сначала сменяются терригенно-карбонатными образованиями среднего и верхнего келловая, а затем — морскими чисто

карбонатными осадками оксфордского яруса» (Конюхов, 1956в, стр. 163). Выше развиты известняково-доломитовые, преимущественно лагунные отложения лузитана, венчают же разрез прибрежно-морские мелководные образования, среди которых встречаются мощные пласты гипсов.

С 1950 по 1954 г. изучением карбонатных отложений верхней юры и валанжина Дагестана совместно с геологами МГУ (Г. П. Леонов, Г. А. Логинова и др.) занимались также геологи Дагестанской экспедиции ВНИИгаза (М. П. Кудрявцев, Л. И. Гришин, Н. В. Живаго и др.). На основе полученных стратиграфическим отрядом этой экспедиции данных к нижнему и среднему келловей в северо-западном Дагестане относится лишь незначительная нижняя часть песчаных слоев, залегающих в основании верхнеюрских отложений, а большая верхняя часть рассматривается как своеобразная песчаная фация нижних горизонтов вышележащей известняково-доломитовой толщи. Доказывается также несостоятельность утверждений К. Ренца, В. Д. Голубятникова, В. П. Ренгартена и других геологов о принадлежности значительной верхней части песчано-сланцевых отложений, подстилающих карбонатную толщу, к среднему келловей и более высоким горизонтам верхней юры. В противоположность предыдущим исследователям, ее относят к средней юре. В разрезе указанных песчано-сланцевых отложений по р. Рубасчай, в 200 м от кровли, были обнаружены многочисленные остатки верхнебайосских аммонитов, ранее отмечавшихся еще Н. Н. Ростовцевым. На основе описания и сопоставления большого количества разрезов, а также обработки собранных палеонтологических данных в сводном фондовом отчете экспедиции Г. П. Леонов дал подробное стратиграфическое расчленение карбонатной толщи верхней юры и валанжина Дагестана.

В 1952 г. была организована Комплексная Северо-Кавказская нефтяная экспедиция (КСКНЭ) АН СССР, которая впоследствии стала называться Комплексной Южной геологической экспедицией (КЮГЭ). Экспедицией была проведена работа по систематизации, анализу и обобщению данных, характеризующих геологическое строение и нефтегазоносность восточной части северного склона Кавказа, а также составлен генеральный план поисковых и разведочных работ на нефть и газ для Восточного Предкавказья в целом. Научное руководство исследованиями осуществлялось Институтом нефти АН СССР, а организация экспедиционных и лабораторных работ — Дагестанским филиалом АН СССР.

Выполнение основных задач экспедиции осуществлялось на протяжении 1951—1955 гг. как непосредственно силами коллектива КСКНЭ, Института нефти и Дагестанского филиала АН СССР, так и рядом институтов и организаций Министерства нефтяной промышленности и Министерства высшего образования СССР (в их числе МГУ, ВНИГНИ, ВНИИгаз и другие организации).

Результаты исследований экспедиции были опубликованы в выпускных изданиях КЮГЭ АН СССР, посвященных литолого-стратиграфической, структурной и фациальной характеристике, а также нефтегазоносности мезозойских и кайнозойских отложений Восточного Предкавказья (Конюхов, Крымгольц, Гофман, 1953; Конюхов, Оленин,

1953; Колюхов, 1955, 1956а, 1956б, 1956в, 1957, 1958, 1959а, 1959б; Леонов, Логинова, 1956 др.).

Кроме того карбонатные отложения верхней юры и валанжина Дагестана являлись неоднократным объектом изучения ряда геологов с целью выяснения условий образования и размещения в них твердых полезных ископаемых. В различные годы изучением их занимались Д. В. Дробышев, В. П. Ренгартен, А. Ш. Курбанов, К. К. Магомедов, Н. Г. Алнева, Н. И. Сидоропуло, П. В. Сапельников, С. П. Кривохатский, А. Р. Мамедов, М. Р. Думбадзе, В. С. Ногалев и другие геологи, результаты исследований которых нашли отражение в фондовых работах.

РАСПРОСТРАНЕНИЕ, УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ И  
СТРАТИГРАФИЯ

## Распространение и условия залегания

Карбонатные образования верхней юры и валанжина довольно широко распространены на территории Дагестана и северного Азербайджана (рис. 1).

В естественных обнажениях среди других пород они легко узнаются по обрывистым выходам на дневную поверхность (рис. 2), а также по светло-серой, с различными оттенками, окраске.

На территории исследуемого района полоса непрерывного развития карбонатных отложений протягивается с СЗ, от границы Дагестана с Чечено-Ингушской АССР в районе с. Ботлих, на ЮЗ до р. Вельвеличай в северном Азербайджане. В пределах Дагестана к северу и северо-востоку от этой полосы карбонатные породы обнажаются только в долинах главных рек и в сводовых частях Кадарской, Чолакской и других антиклиналей. К югу и юго-западу от нее они встречаются лишь на вершинах гг. Тили-меэр, Гуниб, Шунудаг, Гетинкиль и других, а в северном Азербайджане — в районе г. Бешбармак.

Карбонатные образования наиболее развиты в пределах северо-западного и центрального Дагестана, где они, выходя на поверхность в виде непрерывной полосы и отдельных изолированных пятен, занимают площадь шириной до 60—70 км в северо-западной и 15—20 км в центральной частях Дагестана.

Контакты карбонатных образований с подстилающими и перекрывающими породами выражены весьма четко. Залегают они обычно на отложениях различного возраста. Так, в северной и северо-западной частях территории карбонатные породы подстилаются песчанистыми (сс. Унцукуль, Чирката, хребет Салатау и др.) и песчано-глинистыми (сс. Аракань, Гергебиль и др.) образованиями, а в южной части центрального (с. Чох, хребет Лес) и на всей территории юго-восточного Дагестана — глинистыми отложениями средней юры. В районе р. Вельвеличай (северный Азербайджан) они находятся в тектоническом контакте с отложениями верхнего мела.

Благодаря резкой смене литологического состава, верхняя граница карбонатных отложений хорошо отбивается всюду при переходе к глинистым образованиям готерива. Только в районах Кадарской и Мугринской антиклиналей, а также у сс. Аркас, Маджалис и Хучни нижняя глинистая часть готерива, по-видимому, выпадает из разреза, и известняки готерива, а возможно даже баррема, залегают непосредственно на

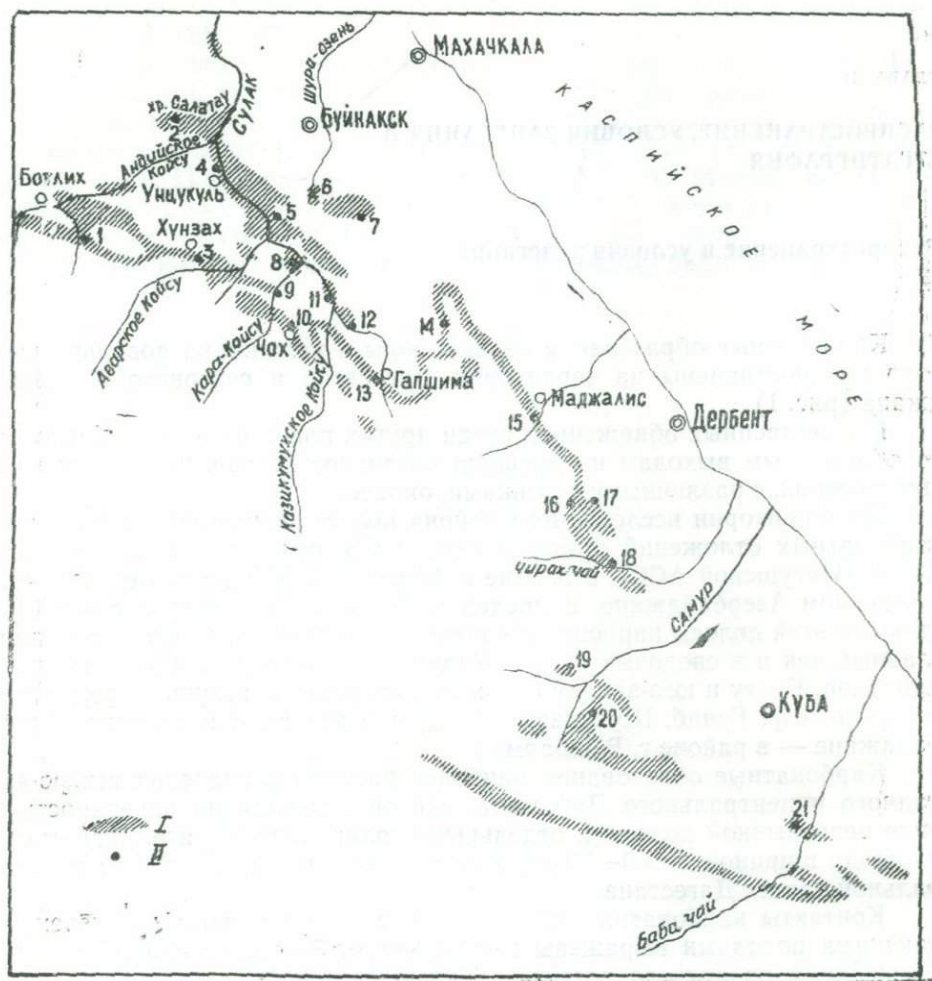


Рис. 1. Обзорная карта района исследований.

I—Выходы карбонатных пород на поверхность. II — Опорные разрезы: 1—с. Карата; 2—с. Артлук; 3—с. Голотль; 4—с. Унцукуль; 5—с. Аракань; 6—с. Аркас; 7—с. Кадар; 8—с. Гергебиль; 9—с. Красный мост; 10—с. Чох; 11—с. Ташкапур; 12—с. Аметеркмахи; 13—с. Гапшима; 14—с. Ханцаркамахи; 15—с. Маджалис; 16—с. Горкуль; 17—с. Ничрас; 18—с. Сардаркент; 19—г. Гегникиль; 20—г. Шахдаг; 21—г. Тенгялты.

тех или иных горизонтов рассматриваемых карбонатных пород. Несмотря на литологическое сходство перекрывающих известняков с объектом наших исследований, граница между ними отбивается сравнительно легко по внешнему облику и цвету пород.

Литологически исследуемые образования представлены, в основном карбонатными породами ряда известняк—доломит и гипсами, а также

карбонатными брекчиями, генетически связанными с последними. Гипсы широко развиты на северо-западе Дагестана, тогда как на юго-востоке они получили незначительное распространение. Между реками Казикумухское Койсу и Рубасчай они совершенно отсутствуют. Песчано-глинистые породы в описываемой толще представлены небольшими пропластками. Глинистые разности их встречаются только в разрезах юго-восточного Дагестана и северного Азербайджана, где они обычно составляют до 1—2 м; лишь у сел. Сардаркент мощность их достигает 15—20 м. Песчаные же породы исключительно редки и наблюдаются в виде незначительных по размерам линз и прослоев.

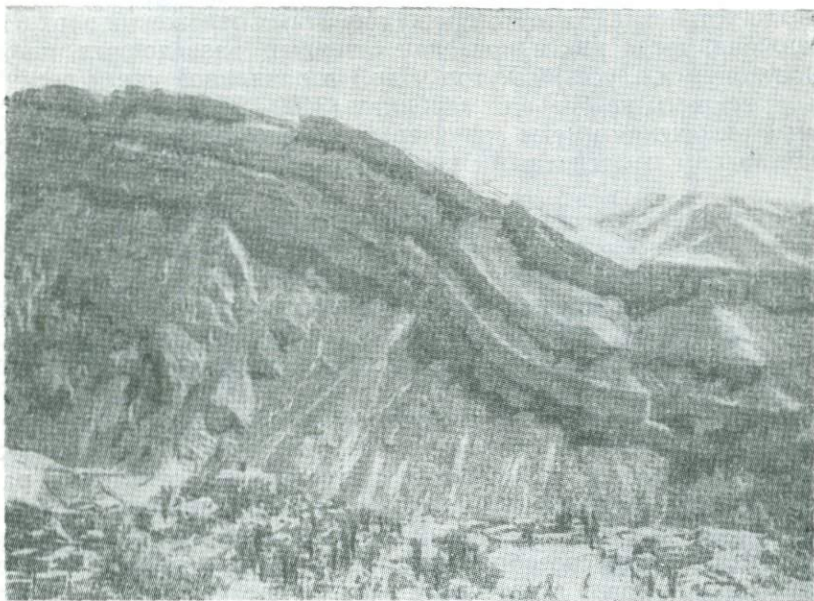


Рис. 2. Характер обнажения карбонатных отложений в районе с. Гуниб (вид на Кегерскую высоту с г. Гуниб).

Карбонатные отложения в северо-западном и центральном Дагестане характеризуются относительной чистотой состава слагающих их пород. Незначительная примесь обломочного материала в них чаще всего является алевритовой и отмечается обычно в основании разреза (с. Аракань и др). В юго-восточном Дагестане и частично в северном Азербайджане карбонатные образования в целом значительно обогащены терригенной примесью, которая обычно представлена песчаной разностью.

Мощность карбонатных отложений изменяется в широких пределах и наибольшей величины (500 м) достигает на северо-западе Дагестана (с. Карата). К западу, в сторону Чечено-Ингушетии, она продолжает увеличиваться, а к северу и особенно к северо-востоку Дагестана сначала медленно, а затем быстро уменьшаться. Если у Могохского моста и у с. Унцукуль мощность их примерно такая же, как у с. Карата (порядка

450 м), то у с. Араканы она составляет 213 м, далее к северо-востоку, в окрестностях с. Аркас достигает лишь 27 м, а еще дальше в этом же направлении карбонатные отложения полностью выклиниваются.

К юго-востоку до сел. Ханцаркамахи также наблюдается уменьшение мощности карбонатных отложений. Так, у Красного моста она составляет 212 м, в Ташкапуре — 75 м, а в Ханцаркамахи — всего 15,0 м. Далее в юго-восточном направлении от сел. Ханцаркамахи мощности их снова возрастают, достигая 18 м в Маджалисе, 88 м в Ничрасе, 165 м на вершине г. Гетинкиль, 295 м в зоне г. Шахдаг и 147 м на г. Тенгиалты.

На разведочных площадях восточной и западной антиклинальных зон Дагестана (Селли, Гаши, Эльдама, Берикей и др.) глубоким бурением было установлено отсутствие карбонатных отложений верхней юры и валанжина, тогда как в пределах северных разведочных площадей (Южносухокумск, Русский Хутор и др.) в равнинной части республики они были вскрыты на больших глубинах (3400—3500 м). Здесь рассматриваемые отложения имеют значительно меньшую мощность (40—50 м) и представлены нефтеносными кристаллическими доломитами XIII<sub>2-3</sub> пласт).

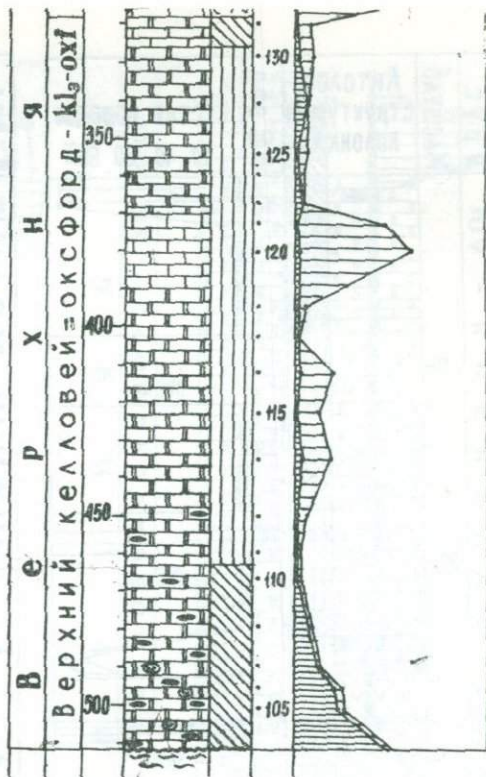
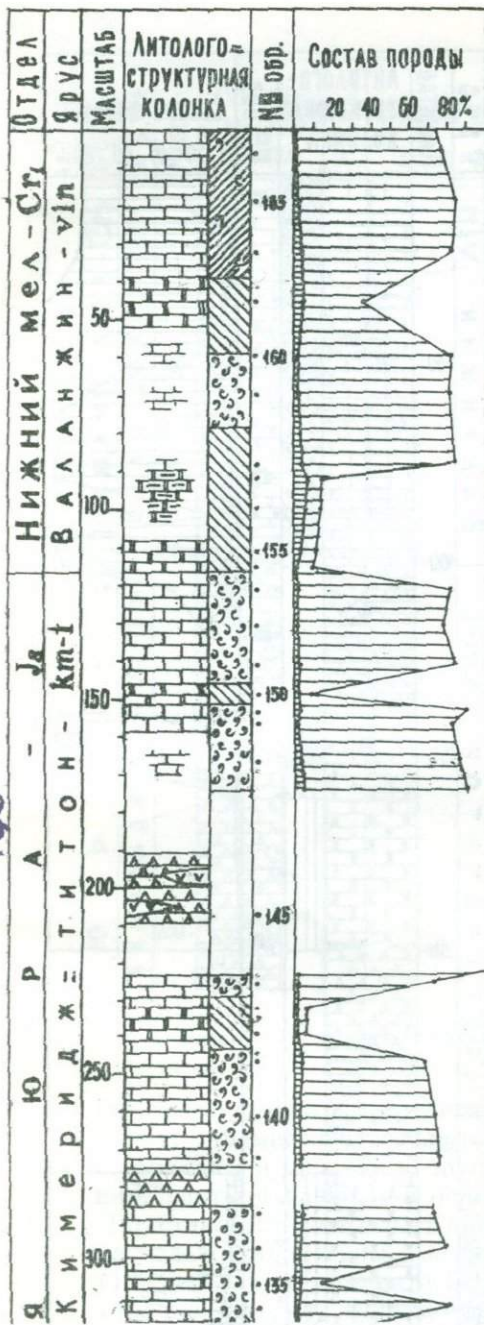
Характерной особенностью исследуемых карбонатных образований, отмечаемой всеми исследователями, является сложность их строения и изменчивость состава. Это делает практически невозможным послойное сопоставление даже близкорасположенных разрезов. Литологическое однообразие в сочетании с бедностью органическими остатками и сложностью тектоники района затрудняет также стратиграфическое расчленение этих отложений.

Для удобства выяснения закономерности изменения состава рассматриваемых отложений область их распространения, в зависимости от характера разрезов, целесообразнее разделить на отдельные районы. Наиболее крупными из них являются северо-западный, центральный и юго-восточный Дагестан и северный Азербайджан. Каждый из этих районов характеризуется своеобразием состава, строения и условий залегания карбонатных пород в интервале разреза верхней юры и валанжина.

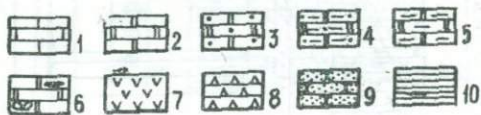
#### Северо-западный Дагестан

К северо-западному Дагестану мы отнесли территорию, расположенную западнее р. Аварское Койсу и охваченную разрезами у сс. Карата, Голотль, Артлук, Унцукуль и Могохского моста (рис. 1, 3—6). Здесь разрезы карбонатных отложений верхней юры и валанжина, как отмечает Г. П. Леонов (1956), имеют ясно выраженное трехчленное строение. Нижний член разрезов представлен кристаллическими доломитами, местами содержащими редкие пропластки известняков. В составе среднего члена преобладают гипсы и генетически связанные с ними брекчии. Наконец, верхний член состоит, в основном из известняков. Эти члены разрезов соответственно получили названия доломитовой, гипсовой и известняковой свит.

Доломитовая свита представлена исключительно пластами кристаллических доломитов с редкими пропластками доломитизирован-



### Литология



### Структуры карбонатных пород



### Состав породы



Рис. 3. Разрез карбонатных отложений у с. Карата.

Литология: 1 — известняк; 2 — доломит; 3 — песчанистый доломит; 4 — алевролит; 5 — глинистый доломит; 6 — доломит с конкрециями гипса и кремня; 7 — гипс; 8 — карбонатная брекчия; 9 — песчаник; 10 — глинистые породы.

Структура карбонатных пород: 11 — пелитоморфная; 12 — мелкозернистая; 13 — среднезернистая; 14 — сгустковая; 15 — оолитовая; 16 — органогенная; 17 — обломочная.

Состав карбонатных пород: 18 — минеральный нерастворимый остаток; 19 — кальцит; 20 — доломит.

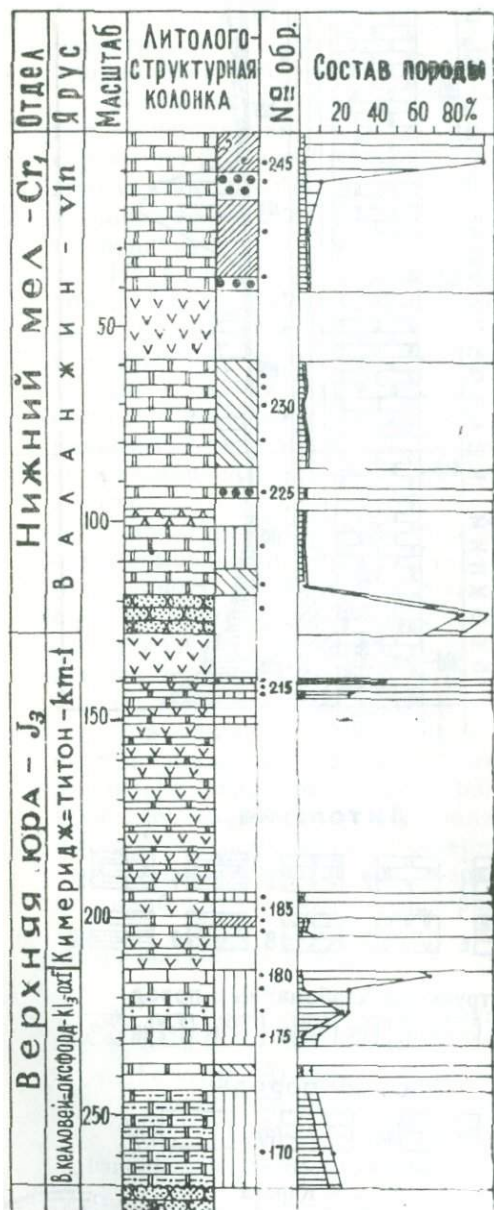


Рис. 4. Разрез карбонатных отложений у с. Артлух. Условные обозначения те же, что и на рис. 3.

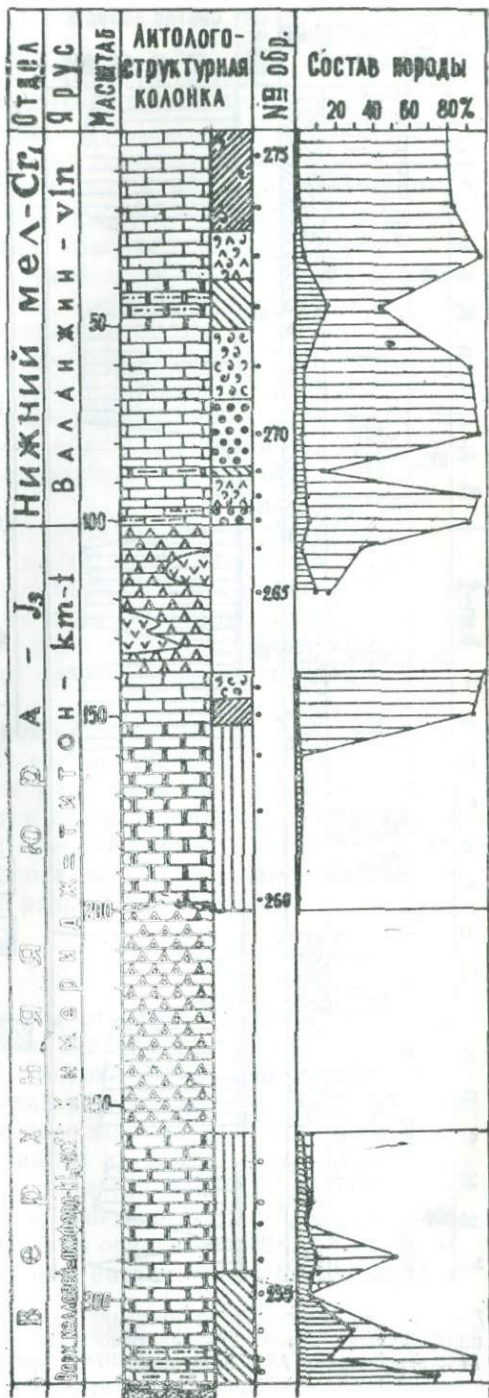


Рис. 5. Разрез карбонатных отложений у с. Голотль. Условные обозначения те же, что и на рис. 3.

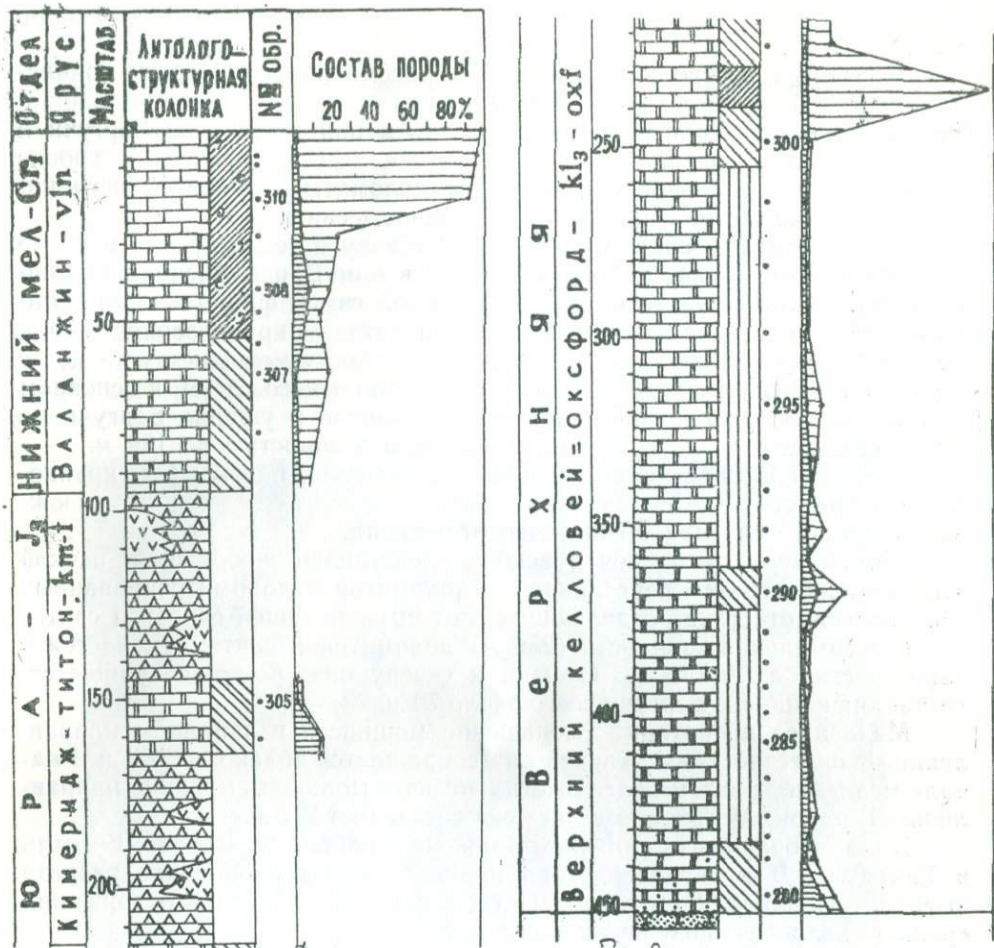


Рис. 6. Разрез карбонатных отложений у с. Унзукуль. Условные обозначения те же, что на рис. 3.

ных известняков и многочисленными конкрециями кремня. Местами вместе с кремнями встречаются также и конкреции гипса (Могохский мост, с. Аракань и др.). Те и другие чаще всего приурочены к нижней половине свиты и развиты в основном в южных разрезах северо-западного Дагестана (сс. Голотль, Карата и Могохский мост). Конкреции кремня настолько характерны и выдержаны по площади, что И. А. Конюховым (1958) была предпринята попытка использовать их в качестве коррелятива при стратиграфическом расчленении разрезов.

Почти повсеместно в доломитовой свите наблюдается незначительное количество трудноопределимых обломков раковин фауны. В восточных разрезах района (с. Унзукуль, Могохский мост и др.) были отмече-

ны следы косой и горизонтальной слоистости, а также единичные болты.

К северу и северо-западу в составе рассматриваемой свиты появляется примесь обломочного материала. Если в Унцукуле доломиты практически лишены терригенной примеси, то в районе ущелья Бергучи и хребта Салатау содержание ее на том же стратиграфическом уровне составляет значительное количество и доломиты становятся песчанистыми. Одновременно сокращается и мощность свиты.

Г. П. Леонов (1956) считает, что к северу от с. Унцукуль вниз по течению рек Андийское и Аварское Койсу в зоне Варандинской антиклинали значительная часть низов доломитовой свиты фациально замещается мелко- и средне-, а в отдельных случаях — крупнозернистыми и гравелитистыми кварцевыми песчаниками. Такое замещение имеет место и по южному склону хребтов Салатау и Гимринского. Этим, в основном и объясняется сокращение мощности доломитов в ущелье Бергучи до 70 м, замещаемых здесь толщей песчаников мощностью до 129 м.

В северных разрезах района доломитовая свита перекрывает крупно- и грубозернистые, местами гравелитистые косослонистые песчаники, а в южных разрезах — алевроито-глинистые отложения.

Самый верх свиты почти всюду представлен небольшой пачкой относительно тонкого переслаивания доломитов и доломитизированных известняков, отчетливо отделяющихся от вышележащей гипсовой свиты.

Максимальная мощность (236 м) доломитовой свиты отмечается в окрестностях с. Унцукуль. Отсюда к северу она резко сокращается, составляя в ущелье Бергучи всего около 70 м.

Медленнее происходит уменьшение мощности в западном направлении. В окрестностях с. Карата она сокращается только до 185 м. В начале медленно, а затем более быстро убывает мощность и в ю.-в. направлении. В районе Могохского моста она составляет 212 м.

Доломитовая свита типично выражена в районе сс. Карата, Голотль и Унцукуль. Для характеристики приведем краткое описание разреза этой свиты в районе Могохского моста. Здесь на терригенных отложениях среднего келловея снизу вверх залегают:

Доломит серый, зернистый, пористый, местами с конкрециями гипса	— 1,5 м
Известковистый доломит темно-серый, серый, очень плотный, зернистый, с мелкими обломками фауны и включениями конкреций темно-серого кремня	— 14,5 м
Доломит светло-серый, серый, зернистый, с горизонтальной слоистостью, обусловленной изменением зернистости и выщелачиванием остатков организмов	— 9,0 м
Доломит коричнево-серый, плотный, зернистый, местами со следами оолитов, с горизонтальной слоистостью, переходящей по простиранию в косую	— 34,0 м
Доломитизированный известняк, плотный, сильно пористый, местами брекчиевидный	— 2,5 м
Доломит коричнево-серый, зернистый, с включениями кремня	— 9,2 м
Известковистый доломит темно-серый, кристаллический, с включениями кремня, местами со следами оолитов и довольно ясно выраженной косой слоистостью	— 25,0 м
Пропуск	— 11,5 м
Известковистый доломит коричнево-серый, зернистый	— 10 м

Доломит серый, плотный, зернистый, с остатками битой фауны, образующей местами горизонты до 0,1 м	— 36,9 м
Известковый доломит светло-серый, очень плотный	— 16,5 м
Доломит светло-серый, тонкозернистый, пачкающий, с остатками битой фауны	— 13,0 м
Доломит серый, плотный, зернистый, с включениями меловодобных разностей	— 21,5 м
Известняк серый, очень плотный, массивный, скрытокристаллический, с кальцитом по трещинам	— 9,0 м

Однообразие внешнего облика пород по всей территории их развития, исключительно чисто доломитовый состав и кристаллическая структура, а также обильное окремнение нижней части разрезов (рис. 7) характеризуют доломитовую свиту в рассматриваемом районе. Эти особенности, как мы увидим ниже, в значительной степени сохраняются также и к востоку, в некоторых более западных разрезах центрального Дагестана.



Рис. 7. Кремнистые образования в кристаллических доломитах (Ирганайская котловина).

Гипсоносная свита северо-западного Дагестана по литологическому составу и строению существенно отличается от доломитовой и имеет значительно меньшую площадь распространения. Представлена она сложнопостроенной толщей чередования гипсов (пласты до 15—20 м), доломитов, известняков и известняково-доломитовых брекчий. Местами в ней отмечаются тонкие (до нескольких сантиметров) пропластки глин (Могохский мост, с. Тлох и др.), которые либо совместно с аналогичными пропластками карбонатных пород, либо без них придают гипсам горизонтальную слоистость.

Обычно гипсоносная свита закрыта осыпями и осложнена мощными пластами карбонатных брекчий, которые сильно затушевывают особен-

ности ее строения (рис. 8). Выявить закономерность в пространственном распространении гипсов и взаимоотношение их с брекчиями по располагаемым нами данным не представляется возможным, так как содержание и взаимоотношение брекчий с гипсами меняются в широких пределах от разреза к разрезу. Встречаются брекчии преимущественно

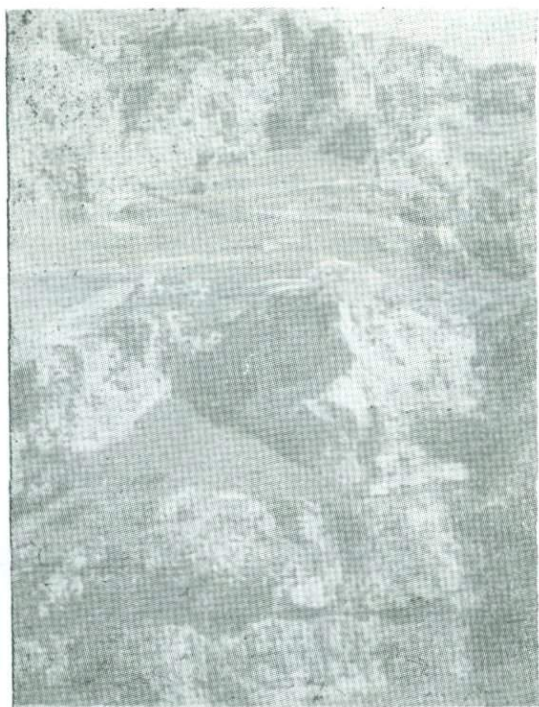


Рис. 8. Характер обнажения гипсоносной свиты (окрестности с. Карата).

в виде мощных линз, быстро выклинивающихся по простиранию. Мощность их у сс. Унцукуль и Голотль достигает 50—60 м. Карбонатные породы, встречающиеся в гипсоносной свите, чаще представлены пелитоморфными и мелкозернистыми мергелевидными разностями, для которых характерна тонкая горизонтальная слоистость. Реже — это органогенные известняки.

Гипсы обычно встречаются в белой зернистой разности, иногда они бывают розового цвета (Могохский мост) и чередуются с тонкими прослоями глин. Нередко глины заметно загрязнены тонким терригенным материалом, и поэтому имеют более темную окраску и тонкую слоистость.

Очень хорошо гипсоносная свита представлена на хребте Салатау, где наглядно выражено соотношение гипсов с карбонатными породами. Здесь в окрестностях с. Артлух снизу вверх обнажается:

Чередование гипсов с тонкими пропластками карбонатных пород	—	9,0 м
Доломит серый, темно-серый, зернистый, с включениями белых кристалликов кальцита	—	5,0 м
Гипс с прослоями карбонатных пород	—	4,0 м
Доломит светло-коричневый, зернистый	—	2,3 м
Чередование гипсов с доломитами	—	11,5 м
Гипс слоистый. Слоистость обусловлена тонкими пропластками гипсов, значительно обогащенных карбонатным материалом	—	4,2 м
Чередование гипсов, доломитов и в меньшей степени темно-серых известняков. Преобладают гипсы	—	23,8 м
Гипс с примесью доломитового материала	—	9,5 м
Доломит светло-серый с тонкими пропластками темно-серого пелитоморфного известняка	—	2,8 м
Гипс	—	2,3 м
Доломит темно-серый с кристалликами кальцита	—	2,7 м
Чередование гипсов и известковых доломитов, светло-серых, оскольчатых, с тонкими пропластками темно-серого пелитоморфного известняка	—	5,0 м
Гипс белый, сахаровидный	—	12,0 м
Песчаник светло-серый, слабо известковистый	—	10,0 м
Доломит серый различных оттенков, с конкрециями кремня	—	17,5 м
Карбонатная брекчия	—	5,0 м
	Пропуск	— 3,0 м
Доломит светло-серый, плотный	—	3,0 м
	Пропуск	— 5,5 м
Доломит светло-серый, плотный, зернистый, местами пористый, с редкими включениями кремня	—	28,3 м
Гипс	—	18,0 м

С гипсоносной свитой в северо-западном Дагестане связаны проявления серы и целестина, которые обычно приурочены к ее верхней части.

Рассматриваемая свита, представленная на западе толщей значительной мощности, в ю.-в. и восточном направлениях на сравнительно небольшом расстоянии быстро выклинивается в результате размыва ее грангрессией, предшествовавшей накоплению вышележащей известняковой свиты.

Наибольшая мощность (150—160 м) гипсоносной свиты отмечена на хребте Салатау. По данным предыдущих исследователей (Леонов, Логинова, 1956), она достигает максимума в пределах Чечено-Ингушской АССР и быстро уменьшается к востоку. В центральном Дагестане мощность свиты составляет всего 10—20 м, местами же она совершенно отсутствует.

Гипсоносная свита крайне бедна органическими остатками. Изредка, однако, в доломитовых пластах ее встречаются отдельные раковины плохой сохранности, их отпечатки и обломки, которые не могут быть использованы для определения возраста этих отложений.

Таким образом, широкое развитие гипсов, значительное распространение карбонатных брекчий и общая тенденция быстрого выклинивания в восточном направлении являются характерными особенностями гипсоносной свиты северо-западного Дагестана.

Известняковая свита охватывает верхнюю часть карбонатных отложений и распространена по всей территории северо-западного Дагестана. Отличительной особенностью ее является то, что она везде заканчивается характерным слоем пелитоморфных известняков различ-

ной мощности, который многие исследователи (И. А. Конюхов, И. Ф. Пу-  
стовалов и др.) по объему приравнивают к валанжинскому ярусу. Кроме  
известняков, здесь значительное распространение получили также и  
доломиты.

По литологическому составу разрезы известняковой свиты северо-  
западного Дагестана можно разделить на две группы.

К первой группе относятся разрезы южной части района (сс. Голо-  
тль, Карата и др.), характеризующиеся явным преобладанием извест-  
няков (рис. 3, 5). Доломиты здесь встречаются только в виде отдельных  
маломощных пластов (до 5 м), приуроченных, как правило, к нижней  
половине свиты. Например, у с. Голотль эта свита представлена следу-  
ющим образом (снизу вверх):

Известняк светло-серый, плотный, мергелевидный, слоистый (изменение окраски)	— 2,5 м
Известняк серый, скрытокристаллический, пелитоморфный, с редкими остатками фауны	— 11,0 м
Доломит серый, мелкозернистый, тонкоплитчатый, в выветреном состоянии оскольчатый	— 1,2 м
Известняк органогенный	— 36 м
Пелитоморфный известняк, серый, темно-серый, постепенно переходящий в пачкающий глинистый доломит	— 52 м

Вторая группа разрезов (рис. 4, 6) характеризуется преобладающим развитием доломитов и относится к северной части северо-западного Дагестана (сс. Унцукуль, Артлух и др.). Известняки здесь слагают лишь самые верхи свиты и представлены пелитоморфными разностями. На-  
пример, на хребте Салатау (с. Артлух) снизу вверх залегает:

Доломит светло-серый, плотный, плитчатый	— 7,0 м
Доломит светло-серый, плотный, толстоплитчатый, иногда массивный	— 26,0 м
Пелитоморфный известняк, коричневатый, с включениями кристалликов кальцита	— 7,9 м

При общей бедности известняков рассматриваемой свиты кремни-  
стыми конкрециями, отдельные разрезы ее характеризуются наличием  
большого количества послойно расположенных конкреций темно-серого  
кремня (с. Чох). Кроме того, почти повсюду в северо-западном Даге-  
стане в кровле свиты, где она доступна для исследования, отмечается  
значительная (местами даже обильная) пиритизация.

Мощность свиты изменяется в широких пределах. Так, в районе  
с. Унцукуль она достигает 95 м, в Голотле — 102 м, а в Каратае — 160 м.  
Только на хребте Салатау (с. Артлух) мощность ее несколько меньше —  
немногим более 40 м. Как и для вышеописанных, для этой свиты харак-  
терна общая тенденция сокращения мощности с запада на восток.

Таким образом, особенностями известняковой свиты северо-западно-  
го Дагестана являются преимущественно известняковый состав ее раз-  
резов и то, что всюду она заканчивается характерной пачной пели-  
томорфных известняков. Последняя четко выдерживается по площади и  
по резкой границе контактирует с вышележащими терригенными поро-  
дами готеривского возраста.

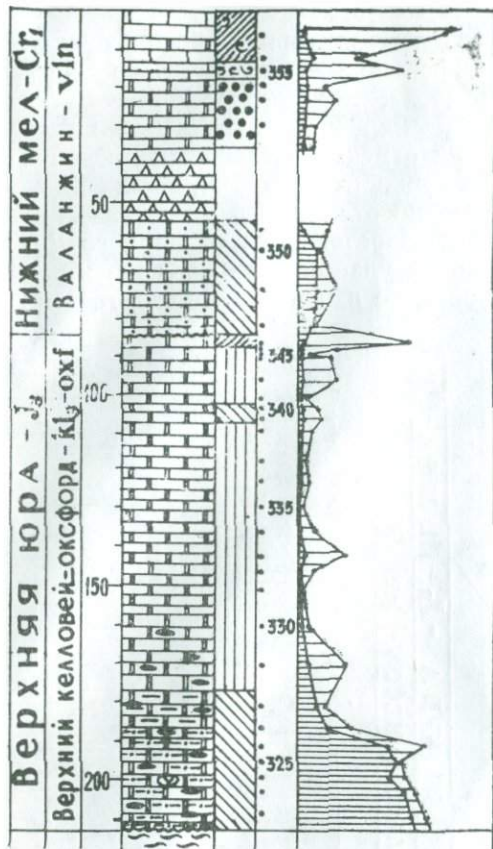


Рис. 9. Разрез карбонатных отложений у с. Араканы. Условные обозначения те же, что на рис. 3.

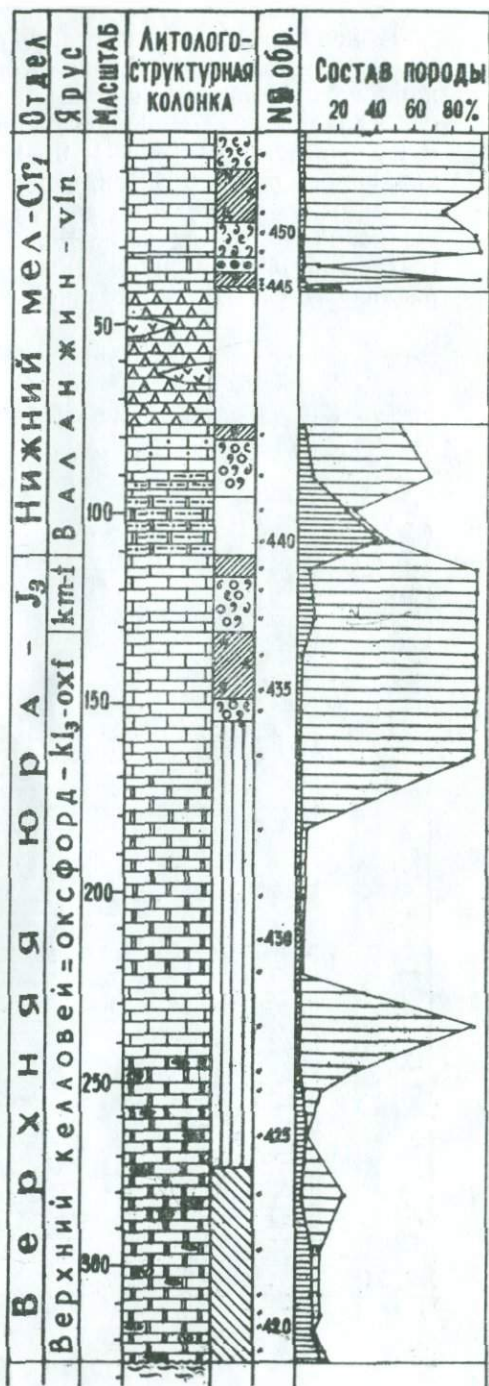


Рис. 10. Разрез карбонатных отложений у с. Гергебиль. Условные обозначения те же, что на рис. 3.

К центральному Дагестану относится территория, расположенная между бассейном р. Аварское Койсу и хребтом Лес включительно. Здесь карбонатные образования были изучены в естественных обнажениях у сс. Аракань, Аркас, Кадар, Гергемиль, Чох, Ташкапур, Аметеркмахи и Красного моста (рис. 1, 9—12). Как отмечалось выше, в пределах указанного района состав, строение и мощность как самой толщи в целом, так и ее отдельных свит, существенно отличаются от таковых северо-западного Дагестана. Если во всех разрезах северо-западного Дагестана в составе карбонатных отложений удастся четко выделить три различных свиты значительной мощности, то в центральном Дагестане

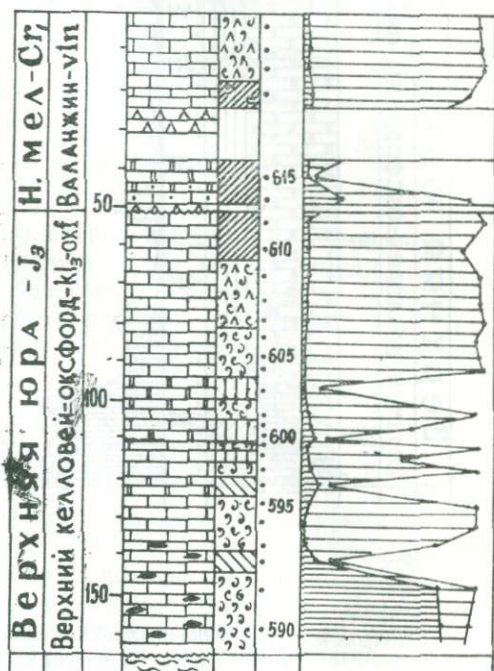
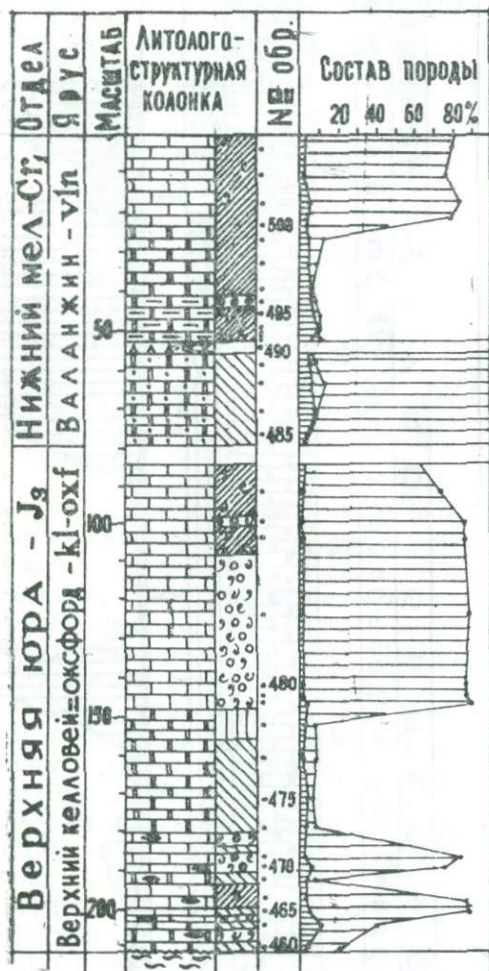


Рис. 11. Разрез карбонатных отложений у Красного моста. Условные обозначения те же, что на рис. 3.

Рис. 12. Разрез карбонатных отложений у с. Гапшима. Условные обозначения те же, что на рис. 3.

трехчленное строение эти отложения имеют только в более западных разрезах (сс. Араканы, Гергебиль и Красный мост), расположенных по соседству с северо-западным Дагестаном, и в районе с. Гапшима. При этом аналоги доломитовой и известняковой свит существенно отличаются по своему составу от таковых северо-западного Дагестана и имеют значительно меньшую мощность. Что касается гипсоносной свиты, то она достигает не более 30 м мощности, а в большинстве пунктов и совершенно отсутствует, ввиду быстрого ее выклинивания к востоку и юго-востоку центрального Дагестана. Более того, здесь разрезы карбонатных отложений имеют одночленное строение. Так, например, в районе сс. Цудахар, Ташкапур, Аметеркмахи, Аркас и Кадар они слагаются породами, являющимися аналогами нижней доломитовой свиты, хотя по составу почти везде это чистые известняки. В районе сс. Чох и Ханцаркамахи описываемая толща является аналогом известняковой свиты.

Аналоги доломитовой свиты. К востоку доломитовая свита северо-западного Дагестана претерпевает существенные изменения, и в пределах центрального Дагестана она становится известняковой по составу. Только в разрезах наибольшего развития (сс. Гергебиль, Гапшима и др.) свита содержит то или иное количество доломитов, несколько отличных по внешнему облику от доломитов северо-западного Дагестана. Исключение составляет примыкающий к северо-западу разрез у с. Араканы, где свита полностью слагается кристаллическими доломитами. По всем направлениям от с. Араканы, в пределах центрального Дагестана, относительное количество доломитов в разрезе свиты уменьшается и в большинстве случаев они полностью выпадают из разреза. К югу и юго-востоку доломиты чередуются с известняками и исчезают не столь быстро. В Гергебиле и у Красного моста мощность отдельных пластов доломитов, чередующихся с известняками, достигает более 15 м.

Для характеристики свиты приводим описание ее разреза у с. Гергебиль. Здесь снизу вверх залегают:

Доломит серый, зернистый, плотный, с включениями темно-серого кремня, с многочисленными остатками фауны	82,4 м
Известняк светло-серый, зернистый, толстоплитчатый	19,0 м
Доломит серый, зернистый, плотный, толстослоистый, местами с кавернами выщелачивания	53,5 м
Известняк светло-серый, плотный, толстоплитчатый, с редкими остатками фауны	61,3 м
Доломит алевритистый, серый, светло-серый, зернистый, плотный, массивный	15,2 м
Доломитизированный известняк, светло-серый, плотный, плитчатый	18,8 м

Далее к юго-востоку у сс. Ташкапур и Гапшима доломиты представлены незначительными по мощности пластами (до 5—10 м) и образуют лишь пропластки среди органогенных известняков.

К востоку, одновременно с резким уменьшением мощности свиты, происходит полное выпадение доломитов. Так, в разрезах у сс. Ханцаркамахи и Аметеркмахи они вовсе не получили развития, а в окрестностях с. Кадар мощность их измеряется 4 м.

В районе восточного борта Кадарской антиклинали Г. П. Леонов не выделяет карбонатные отложения рассматриваемого возраста. Он счи-

тает, что карбонатная толща, имея незначительную мощность на западном борту антиклинали (рис. 13), к востоку выклинивается и в районе с. Кадар полностью исчезает. А. М. Магомедовым в окрестностях с. Ка-



Рис. 13. Выходы карбонатных отложений на западном борту Кадарской антиклинали.

дар к карбонатной толще отнесена 26-метровая пачка известняков, которые им рассматриваются как синхронные образования доломитов одноименной свиты северо-западного Дагестана. Здесь снизу вверх залегают:

Обломочный известняк, серый, очень плотный, грубозернистый, массивный	6,3 м
Доломиты серые, зернистые, на поверхности выветривания песчаниковидные	4,0 м
Пелитоморфный известняк с блестящим раковистым изломом	2,9 м
Органогенно-обломочно-оолитовый известняк, серый, грубозернистый, с хорошо выраженной косою слоистостью и включениями фауны	4,5 м
Органогенно-оолитовый известняк, серого цвета, очень плотный, толстоплитчатый	8,3 м

Основанием для выделения аналога карбонатной толщи в районе с. Кадар послужило наличие в разрезе пласта доломитов довольно большой мощности (доломиты составляют 4 м при общей мощности всей толщи 26 м). Учитывая тот факт, что для известняковых толщ готерива и баррема Дагестана не характерны доломиты, автор считает, что наложение их в описанном разрезе служит достаточным основанием для отнесения последнего к карбонатным образованиям вообще и, по аналогии с соседними разрезами у сс. Апши и Аркас, к доломитовой свите, в частности. Тем самым восточная граница распространения отложений карбонатной толщи, по сравнению с предыдущими исследователями, несколько расширяется.

Среди известняков, составляющих большую часть почти всех разрезов, а местами и весь разрез, преобладают органогенные и органогенно-оолитовые известняки, местами с косо́й слоистостью. Только в разрезах у сс. Ташкапур и Цудахар они представлены мраморовидными пелитоморфными разностями. Конкреции кремня, столь характерные для свиты в северо-западном Дагестане, встречаются также в том или ином количестве во всех разрезах центрального Дагестана.

Максимальной мощности (более 200 м) свита достигает в западных разрезах описываемого района; к востоку, югу и юго-востоку ее мощность в целом уменьшается: у с. Ташкапур она составляет 71 м, у с. Аметеркмахи — 53 м, у с. Кадар — 26 м, у с. Аркас — 21 м, а у сс. Чох и Ханцаркамахи эта свита полностью исчезает.

Как следует из вышезложенного, характерными особенностями аналогов доломитовой свиты в центральном Дагестане являются: общая тенденция сокращения мощности свиты с запада на восток, вплоть до полного ее выклинивания (с. Чох и т. д.); существенное изменение состава слагающих ее пород — от доломитов на западе до известняков, с подчиненными прослоями доломитов, на востоке; преимущественно органогенный и органогенно-оолитовый состав известняков и наличие в них местами косо́й слоистости.

Гипсоносная свита. В отличие от доломитовой, в строении гипсоносной свиты в направлении к центральному Дагестану принципиальных изменений не происходит. Уменьшение ее мощности к востоку приводит к тому, что на большей части территории центрального Дагестана она совершенно отсутствует. Преимущественное распространение она имеет в северо-западной части рассматриваемого района, где мощность свиты у с. Гергебиль составляет 35 м, в Араканах — 19 м (задернованный участок), а у Красного моста — всего лишь 6,0 м. У с. Гапшима, примерно, на одном стратиграфическом уровне с гипсоносной свитой располагается 10-метровая брекчия; гипсы здесь не встречаются, и поэтому относить указанную брекчию к гипсоносной свите можно лишь условно. В остальных разрезах центрального Дагестана (сс. Чох, Ташкапур, Аркас, Кадар, Аметеркмахи и др.) отложения гипсоносной свиты отсутствуют.

Таким образом, ограниченное развитие на площади и незначительная мощность являются характерными особенностями гипсоносной свиты центрального Дагестана.

Известняковая свита центрального Дагестана в основном имеет такое же строение как и в северо-западном Дагестане, если не считать незначительного уменьшения мощности. Однако соотношение между доломитами и известняками здесь существенно изменяется от разреза к разрезу. У с. Гапшима свита в целом состоит из органогенно-обломочных известняков. Лишь небольшая нижняя часть ее представлена пелитоморфными разностями, слагающими разрез у с. Ханцаркамахи.

Типичным для этой свиты является разрез у с. Гергебиль, состоящий из известняков с небольшими пропластками доломитов в основании. Доломиты в ней значительно увеличиваются в Араканах, у Красного моста и, особенно, в Чохе. Нижняя половина свиты в первых двух пунктах

целиком сложена доломитами, тогда как в третьем пункте доломитами представлена вся свита, за исключением верхней ее части, состоящей из пелитоморфных известняков с конкрециями кремня.

В окрестностях с. Чох рассматриваемая свита имеет следующее строение снизу вверх:

Доломиты глинистые, массивные или толстоплитчатые, с конкрециями кальцита до 10 см, местами с косою слоистостью, обогащенные пиритом.	
В нижней части доломитов встречаются линзы алевролитоглинистых пород	— 9,8 м
Доломиты серые, мелкозернистые, местами сильно пористые, с кристалликами и прожилками кальцита. Местами в доломитах встречаются хорошо выраженные горизонтальная и косою слоистости	— 21,0 м
Доломиты серые, светло-серые с различными оттенками, плотные, толстоплитчатые, со следами косою слоистости и остатками фауны	— 23,8 м
Пелитоморфный известняк, серый, иногда розовый или коричневый, с обильными включениями темно-серого кремня, местами с остатками фауны	— 12,4 м

В разрезах у сс. Ташкапур, Аметеркмахи, Цудахар, Аркас и Кадар известняковая свита отсутствует. Здесь, как уже было сказано выше, разрезы слагаются аналогами доломитовой свиты.

Мощность известняковой свиты меняется в широких пределах. Если в с. Чох она составляет 67 м, то в ряде мест совершенно выпадает из разрезов (сс. Ташкапур, Аркас, Кадар и др.).

Залегает эта свита на различных по возрасту и литологическому составу породах: в Араканах, Гергебиле, Гапшине и у Красного моста — на гипсах и брекчиях верхней юры, в Чохе и Ханцкаркамахи — на терригенных породах более низких ее горизонтов, а местами даже на образованиях средней юры. По резкой границе она перекрывается песчано-глинистыми породами готеривского возраста, а нередко (у сс. Аркас, Кадар и др.) — известняками готерива (баррема).

Из сказанного следует, что известняковой свите центрального Дагестана присущи следующие характерные черты: уменьшение мощности с запада на восток и полное выпадение ее из большинства восточных разрезов, наличие местами косою слоистости и концентраций кремня, относительное увеличение в составе свиты доломитов.

#### Юго-восточный Дагестан и северный Азербайджан

К юго-восточному Дагестану и северному Азербайджану относится территория, расположенная юго-восточнее хребта Лес и охарактеризованная разрезами у сс. Маджалис, Ничрас, Сардаркент и гг. Горкуль, Гетинкиль, Шагдаг и Тенгиалты (рис. 1, 14—16), где карбонатные образования верхней юры и валанжина имеют строение, явно отличное от северо-западного Дагестана. Однако и здесь в наиболее полном разрезе (у с. Сардаркент) представляется возможным выделить три различных литологических свиты. Нижняя из них названа сардаркентской, сред-

няя — архитской и верхняя — чолакской (Леонов, Логинова, 1956)\*. Среди этих свит только чолакская наиболее устойчива по простиранию и более или менее уверенно приравнивается к верхней известняковой свите северо-западного и центрального Дагестана, в которую она переходит по простиранию. Что же касается архитской и сардаркентской свит, то первая из них условно приравнивается к гипсоносной, а вторая — к доломитовой свитам северо-западного Дагестана.

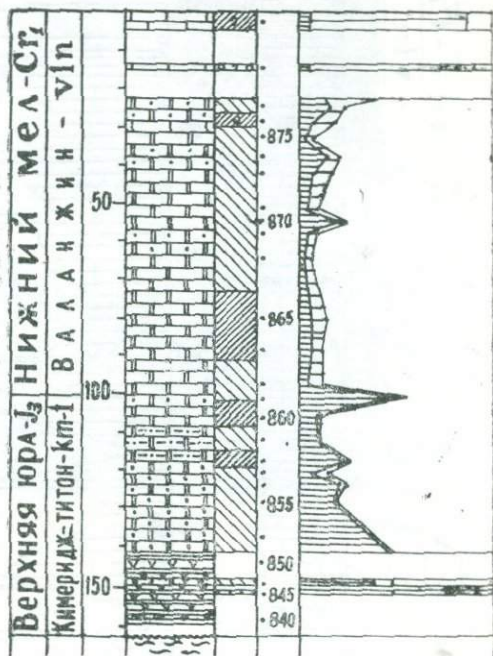
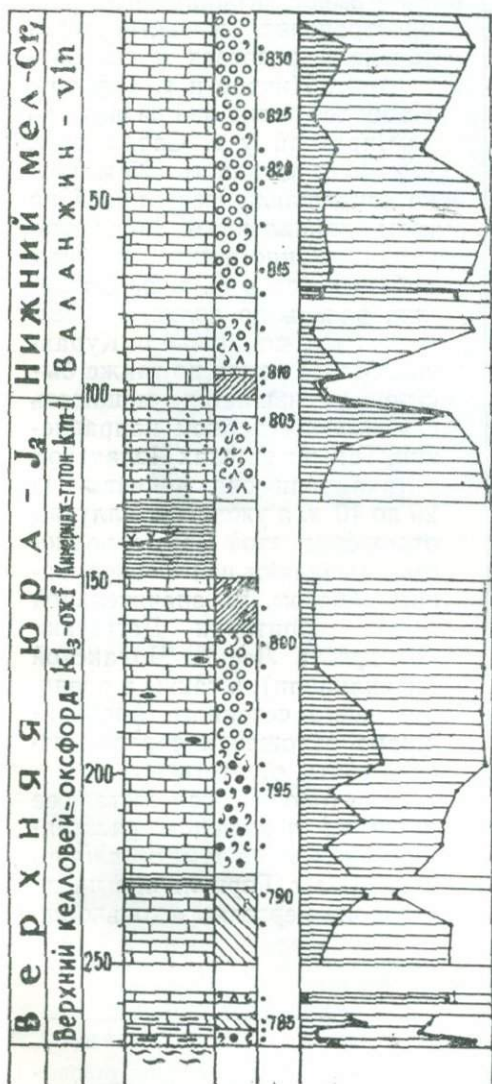


Рис. 14. Разрез карбонатных отложений у с. Сардаркент. Условные обозначения те же, что на рис. 3.

Рис. 15. Разрез карбонатных отложений г. Гетинкиль. Условные обозначения те же, что на рис. 3.

\* Аналогичное деление нами условно принимается и для северного Азербайджана.

Особенностью карбонатных образований юго-восточного Дагестана

является значительное обогащение их терригенным материалом и наличие местами пропластков чисто терригенных пород (с. Сардаркент, г. Шахдаг, Тенггалты и др.).

Сардаркентская свита имеет ограниченное распространение и встречается только в разрезах у сс. Сардаркент, Ничрас и г. Горкуль. Наиболее полно она развита по р. Чирахчай у с. Сардаркент, где имеет мощность 125 м, резко сокращающуюся отсюда по всем направлениям. Значительное изменение мощности свиты наблюдается в ю.-в. направлении, вплоть до полного исчезновения ее по долине р. Курахчай. Менее резко, но также быстро, уменьшается мощность свиты и в северном направлении. Так, в пределах Чолакской антиклинали она меняется от 20 до 40 м, а уже по р. Уллучай отложения этой свиты полностью выпадают из резервов. Таким образом, на значительной части территории Дагестана (от хребта Лес до Чолакской антиклинали), а также в пределах всего северного Азербайджана отложения сардаркентской свиты отсутствуют.

В литологическом составе ее даже на небольшом расстоянии отмечаются заметные изменения. На г. Горкуль она представлена мергелям и только не-

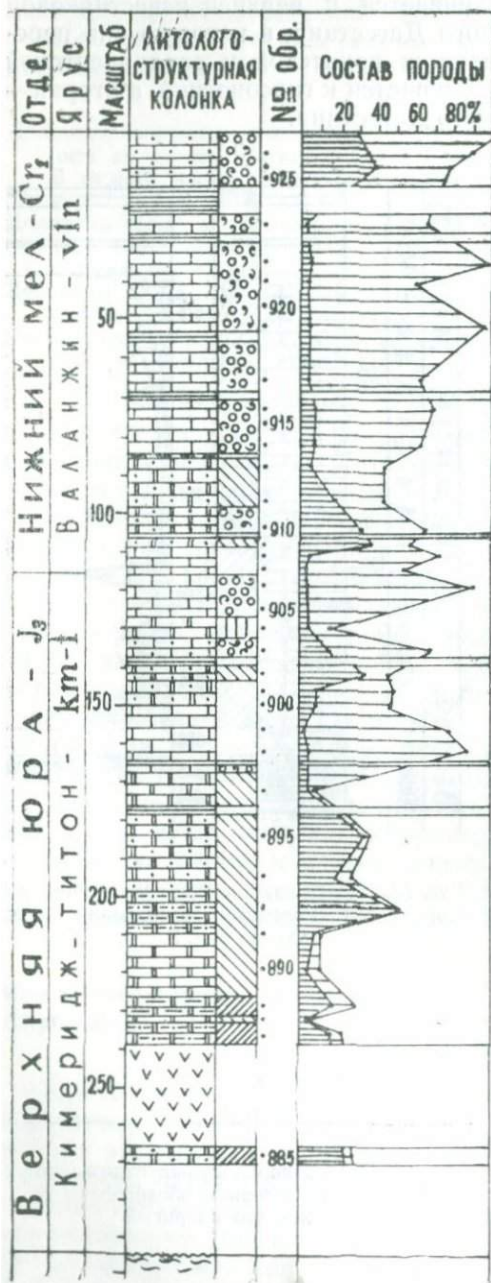


Рис. 16. Разрез карбонатных отложений г. Шахдаг. Условные обозначения те же, что на рис. 3.

большая верхняя часть ее сложена глинистыми известняками. В Нич-расе нижняя половина свиты состоит из глинистых известняков, а верх-няя — большей частью из песчанистых доломитов и в меньшей степени— глинистых известняков. Кроме того, в верхней половине свиты нередко встречаются и конкреции кремня.

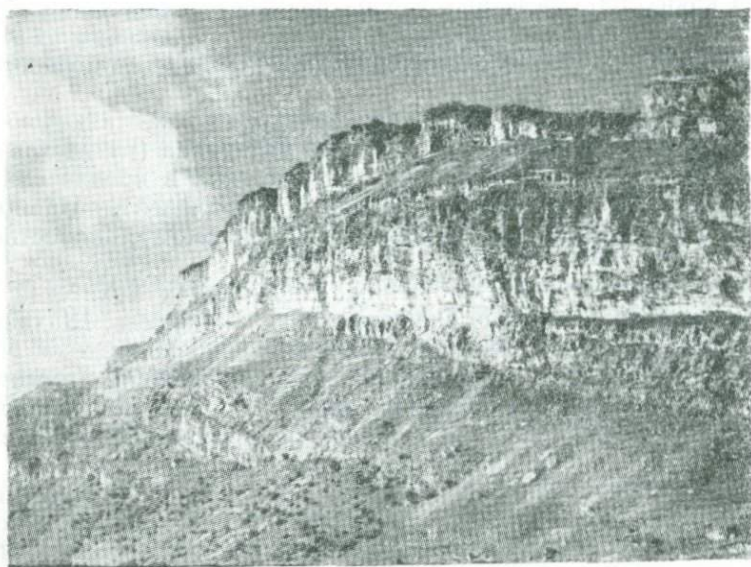


Рис. 17. Характер обнажения карбонатных отложений у с. Сардаркент.

Наиболее полный разрез свиты обнажается по р. Чирахчай у с. Сар-даркент (рис. 17). Здесь снизу вверх залегают:

Известняк светло-серый, доломитизированный, мелкозернистый, с прослой-ками органогенных разностей, прожилками кальцита и остатками фауны	— 8,4 м
Пропуск	— 3,0 м
Известняк светло-серый, доломитизированный, с включениями кальцита	— 2,5 м
Пропуск	— 7,5 м
Известняк светло-серый с розоватым оттенком, доломитизированный, мелко-зернистый, толстоплитчатый, с прожилками кальцита до 0,1 м и иногда остатками фауны	— 18,0 м
Доломит светло-серый с розоватым оттенком, плотный, мелкозернистый, толстоплитчатый, трещиноватый	— 3 м
Глины с примесью песчано-алевритового материала	— 3 м
Доломитизированный известняк, светло-серый, толстоплитчатый, с остат-ками фауны, прожилками кальцита и местами с заметной примесью терригенного материала.	— 30,3 м
Известняк органогенно-оолитовый, светло-серый, с примесью терригенного материала, толстоплитчатый, нередко с конкрециями кремня и остатками фауны, а также прожилками кальцита	— 34,5 м
Известняк светло-серый с коричневатым оттенком, толстоплитчатый или массивный, с многочисленными прожилками кальцита	— 14,5 м

Как следует из приведенного описания разреза, сардаркентская свита также имеет явно известняковый состав. Залегает она с небольшим угловым несогласием на песчано-глинистых образованиях средней юры.

Верхняя граница свиты почти всюду отбивается легко, благодаря резкой смене литологического состава пород и местным размывам верхов сардаркентской свиты. Лишь у с. Сардаркент известняки, слагающие свиту, без каких-либо заметных следов размыва перекрываются глинистыми отложениями архитской свиты, тогда как у с. Ничрас и на г. Горкуль сардаркентская и чолакская свиты контактируют по поверхности размыва.

В целом сардаркентская свита характеризуется известняковым составом и значительной примесью терригенного материала (глинистого, реже песчаного). В пределах юго-восточного Дагестана в кровле она несет следы размыва, за исключением района с. Сардаркент. На большей части рассматриваемой территории свита, по-видимому, полностью размыва.

**Архитская свита.** Отложения, относимые к архитской свите, были описаны в разрезах у с. Сардаркент, гг. Гетинкиль, Шахдаг юго-восточного Дагестана и г. Тенгиалты северного Азербайджана. На территории Дагестана свита сохраняет в целом однотипное строение, закономерно и постепенно изменяясь в мощности, Нижняя, меньшая половина ее по р. Чирахчай слагается толщей пестроцветных глин, с которыми связаны проявления красящей глины. В окрестностях с. Архит глины включают крупные линзы гипсов, а иногда прослой известняков и песчаников. Верхняя часть свиты представлена карбонатными породами. В Сардаркенте это песчанистые органогенные и оолитовые известняки, а на г. Горкуль — песчанистые и реже глинистые доломиты. На вершинах гг. Гетинкиль и Шахдаг архитская свита имеет ряд характерных особенностей. В нижней части разреза г. Гетинкиль наблюдается чередование красно-бурых оскольчатых глин с пластиками гипсов и доломитов, в верхней (большей) части значительное развитие получили песчанистые и алевритистые доломиты. В сторону г. Шахдаг глины, по-видимому, либо выпадают из разреза, либо уменьшаются в мощности, а содержание гипсов несколько увеличивается. Одновременно с выпадением глин увеличивается мощность вышележащих песчанистых доломитов. Среди последних появляются пропластки глин незначительной мощности.

На территории северного Азербайджана глинистые породы в разрезе резко уменьшаются и аналоги архитской свиты представлены известняками. Глинистые породы здесь образуют лишь небольшие пропластки, а гипсы не встречаются вообще.

Приведем краткое описание свиты на г. Тенгиалты (снизу вверх):

Толща органогенно-обломочных известняков, светло-серого, розовато-серого и серого, реже зеленовато-серого и светло-бурого цветов	— 8 м
Пачка известняков серого, светло-серого и реже бурого цветов (окисленных); местами встречаются гнезда пирита	— 5 м
Пачка известняков от темно-бурого до белесого цветов	— 10 м
Пачка бурых и темно-бурых известняков с прослоями песчанистых глин бурого и серого цветов (соответственно 0,2 и 0,05 м). Известняки бурого	

цвета сменяются серовато-буроватыми и белесоватыми разностями. Известняки кремнистые, песчанистые	— 30 м
Пачка чередования серовато-бурых (0,4 м), бурых (1,0 м), серых (1,0 м) известняков. Бурые известняки слегка песчанистые, со следами окисления.	
Вверх по разрезу известняки приобретают светлую до белесоватую окраску	— 25 м
Пачка глыбовых известняков желтовато-серого, серого, фиолетового цветов с прослоями глин желтовато-серых (0,3 м), со следами окисления	— 18 м
Пачка красновато-серых, красноватых и серых глыбовых известняков. Через 6—7 м в известняках встречаются пропластки глин бурого цвета (0,5 м)	— 18 м
Пачка известняков желтовато-серого, серого, белесовато-серого цветов с прослоями красновато-бурых песчанистых глин в кровле (0,70 м) и подошве (0,40 м)	— 8 м

По р. Чирахчай архитская свита без заметных следов размыва подстилается отложениями сардаркентской свиты. В сторону гг. Гетинкиль и Шахдаг последняя полностью выпадает из разреза, и архитская свита с размывом и угловым несогласием залегает на песчано-глинистых образованиях средней юры. Перекрывается она чолакской свитой, с которой находится в нормальном стратиграфическом контакте на гг. Гетинкиль и Шахдаг, тогда как по р. Чирахчай между ними отмечается значительный размыв и резкое угловое несогласие (рис. 17).

Мощность свиты в целом увеличивается к юго-востоку, составляя у с. Сардаркент 47 м, на вершине г. Гетинкиль — 63 м, в зоне г. Шахдаг — 180 м. В районе г. Тенгиалты северного Азербайджана она достигает 122 м.

Таким образом, в разрезе архитской свиты, помимо карбонатных, существенную роль играют глинистые породы. Характерной особенностью архитской свиты является большое распространение на территории следов размыва.

Чолакская свита, по сравнению с другими, имеет наибольшее развитие в юго-восточном Дагестане и северном Азербайджане. Отложения ее встречаются во всех описанных здесь разрезах и представлены преимущественно известняками. В районах с. Маджалис, гг. Тенгиалты и Шахдаг это органогенные, оолитовые и органогенно-обломочные известняки незначительной мощности, среди которых встречаются пропластки кристаллических доломитов (с. Маджалис).

В разрезе чолакской свиты на г. Шахдаг содержатся довольно частые прослои глинистых пород, достигающие в отдельных случаях 7,0 м. На г. Горкуль она слагается пелитоморфными известняками с конкрециями кремня, а на г. Гетинкиль основная часть ее выражена мелкозернистыми доломитами.

Несколько иное строение свиты у сс. Сардаркент и Ничрас, где она слагается, в основном оолитовыми известняками. В основании этой свиты в Ничрасе залегает небольшой пласт песчаника с прослоем глинистых пород в нижней части. Оолитовые известняки здесь характеризуются значительным содержанием песчаного материала, частыми включениями песчаных линз и наличием хорошо выраженной мелкой косой слоистости.

У с. Ничрас чолакская свита имеет следующее строение (снизу вверх):

Аргиллиты темно-серые	— 1,5 м
Мергель желтовато-серый, тонкослоистый	— 1,0 м
Песчаник серый мелкозернистый, с редкими остатками фауны	— 5,5 м
Оолитовый известняк с крупными (до 25 м) линзами светло-серого песчаника и с частой косою слоистостью. Мощности косых серий в оолитовых известняках достигают 0,5—0,6 м. В линзах песчаников отмечается мелкая (до 2—3 см) горизонтальная слоистость, подчеркивающаяся пропластками резко выделяющихся темно-серых глин. Книзу оолитовые известняки через косослоистый известняк постепенно переходят в песчаники	— 42,5 м

Залегает чолакская свита на породах различного возраста. По р. Курахчай она с размывом и угловым несогласием покрывает песчано-глинистые отложения средней юры (рис. 18). В Ничрасе и на г. Горкуль также с размывом она залегает на отложениях сардаркентской свиты,



Рис. 18. Угловое несогласие между карбонатными образованиями валанжина (Чолакская свита) и глинистыми образованиями средней юры по р. Курахчай.

а в Сардаркенте на вершинах гг. Гетинкиль и Шахдаг эта свита контактирует с нижезалегающей архитской свитой. В Сардаркенте контакт между чолакской и архитской свитами отмечен размывом и угловым несогласием (рис. 17). В разрезах гг. Гетинкиль и Шахдаг между ними существует нормальное стратиграфическое взаимоотношение. Вверх чолакская свита резко переходит в песчано-глинистые отложения готерива.

Мощность чолакской свиты в направлении к северному Азербайджану (от разрезов Чолакской антиклинали) увеличивается более чем в два раза, достигая 100 м на г. Гетинкиль, 114 м на г. Шахдаг и 125 м на г. Тенгиалты; а к северо-западу от этой антиклинали, наоборот, она уменьшается и между хребтом Лес и г. Горкуль составляет всего лишь 15—20 м.

В отличие от предыдущих свит, отложения чолакской свиты в юго-восточном Дагестане и северном Азербайджане пользуются широким распространением (встречаются во всех разрезах) и залегают с угловым несогласием на нижележащих отложениях. При этом они нередко содержат пропластки терригенных пород (сс. Ничрас, г. Шахдаг и др.), а иногда и многочисленные конкреции темно-серого кремня (г. Горкуль).

### **Стратиграфия**

Установлено, что рассматриваемые карбонатные отложения охватывают большую часть верхнеюрских и валанжинские образования. Однако, несмотря на столетнюю историю изучения, стратиграфическую схему расчленения их, этот вопрос до сих пор недостаточно разработан. Даже исследования последнего десятилетия (И. А. Конюхов, 1955—1959; Г. П. Леонов, 1956 и др.) во многом сходные в объяснении литологического состава и строения этих отложений, расходятся, а местами даже противоречат друг другу в вопросе стратиграфического расчленения.

Такое положение объясняется прежде всего отсутствием необходимого количества достоверных фаунистических данных. Предлагаемые схемы стратиграфии этих отложений строились преимущественно на основе региональных литологических особенностей их с учетом малочисленных находок органических остатков.

Как уже говорилось выше, карбонатные отложения в районах наибольшего распространения (северо-западный и частично центральный Дагестан) по литологическим особенностям делятся на три свиты: нижнюю — преимущественно доломитовую, среднюю — гипсоносную и верхнюю — преимущественно известняковую. На юго-востоке Дагестана и в северном Азербайджане выделяются сардаркентская, архитская и чолакская свиты, которые соответственно приравниваются к вышеназванным свитам северо-западного Дагестана. Такое трехчленное строение рассматриваемой толщи, прямо или косвенно отмечаемое почти всеми исследователями, получило отражение в стратиграфической разбивке данных отложений.

При исследовании карбонатных пород верхней юры и валанжина Дагестана и северного Азербайджана нами с незначительными дополнениями принята схема расчленения этих отложений, предложенная Г. П. Леоновым. Указанная схема, по нашему мнению, наиболее правильная, так как разработана на основе критического обобщения данных предыдущих исследователей и материалов изучения карбонатных отложений специальным Дагестанским стратиграфическим отрядом под руководством Г. П. Леонова. С этой схемой согласуются данные, полученные при определении немногочисленной фауны, собранной А. М. Магомедовым в окрестностях сс. Ташкапур, Голотль, в пределах Чолакской антиклинали и других местах.

Г. П. Леонов следующим образом обосновывает предлагаемое им стратиграфическое давление. Он указывает, что при изучении разрезов, расположенных за пределами Дагестана (в бассейнах рр. Чанты-Аргун и Асса), где трехчленное строение карбонатной толщи верхней юры и валанжина выражено особенно резко, было установлено, что нижняя доломитовая свита четко обособляется от гипсоносной и довольно устой-

чиво прослеживается в восточном направлении, в сторону Дагестана. На основании сходства литологического состава, строения и условий залегания этой свиты во всех районах Г. П. Леонов приходит к выводу о ее одновозрастности как на западе, за пределами Дагестана, так и на территории самого Дагестана. Немногочисленная, но характерная фауна, обнаруженная в этих образованиях, дала возможность определить возраст свиты как верхний келловей-оксфорд. Так, верхнекелловейский возраст ее нижних слоев подтверждается фаунистическими находками в ряде мест. Например, в южной полосе развития рассматриваемых отложений, на границе известнякового Дагестана, в пачке известняков с терригенной примесью Г. П. Леоновым были собраны характерные верхнекелловейские формы: *Peloceras a. hleta* Phil., *Quensiedticeras lambergi* Sow., *Cosmoceras* ex gr. *spinosum* Sow., *Cosmoceras* cf. *proniae* Teiss., *Kepplerites* sp., *Hecticoeras* sp., а несколько севернее, в районе с. Апши, — *Peloceras a. hleta* Phil., *Cardioceras* cf. *cerebrale* Sow., *Cardioceras* cf. *corlatum* Sow.

А. М. Магомедовым в окрестностях с. Ташкапур были найдены: *Perisphinctes* off *sayni* Kidz., *Perisphinctes* sp. *martelli* Opp., *Pelloceras arduennense* d'Orb., *Cosmoceras transilionis* Nik., *Aspipoceras* cf. *faustum* Sow.

При обосновании среднекелловейского возраста нижней части разрезов описываемых отложений по р. Куарчагсу (Чолакская антиклиналь) И. Ф. Пустоваловым приводится следующая фауна (из палеонтологических сборов Г. Т. Пчелицкой): *Anisocardia tenera* Sow., *Aequipecten subinequicosatus* Kas., *Pronoella* cf. *caleoviensis* Kas. — характерная для среднего келловей Дагестана. Кроме того, он в окрестностях с. Сардаркент собрал: *Rhynchonella* sp., *Rholademya superaltata* Kas., *Ceratomya calloviensis* Kas.

Указанными формами достоверно устанавливается средне- и верхнекелловейский возраст нижней части карбонатной толщи, развитой на территории Дагестана.

При обосновании возраста известняковой свиты (верхней части карбонатной толщи) в ряде работ также приводится фауна.

Как указывает В. Н. Ренгартен, на западе (за пределами Дагестана) в низах верхней известняковой свиты залегает пачка алевролитов с прослоями карбонатных пород, хорошо прослеживающаяся по р. Асса, содержащая фауну аммонитов нижнего валанжина.

Валанжинские отложения можно считать фаунистически охарактеризованными и на территории Дагестана. Кроме известных в литературе находок органических остатков К. Ренца (1904а, 1904б, 1913) и В. П. Ренгартена (1927), Г. П. Леоновым и Г. А. Логиновой (1956) в районе Гергебиль—ГЭС были собраны *Berriasella* ex gr. *cartazari* Kil. и *B.* ex gr. *subbrikeri* Rel. — “формы, отличающиеся из нижневаланжинских отложений восточного Крыма”.

В юго-восточном Дагестане и в районе с. Гергебиль (центральный Дагестан) Т. А. Мордвилко были найдены *Trigonia sepsiktensis* Mordv. и *Trigonia grassimoti* Mordv., характерные для валанжина центрального Дагестана.

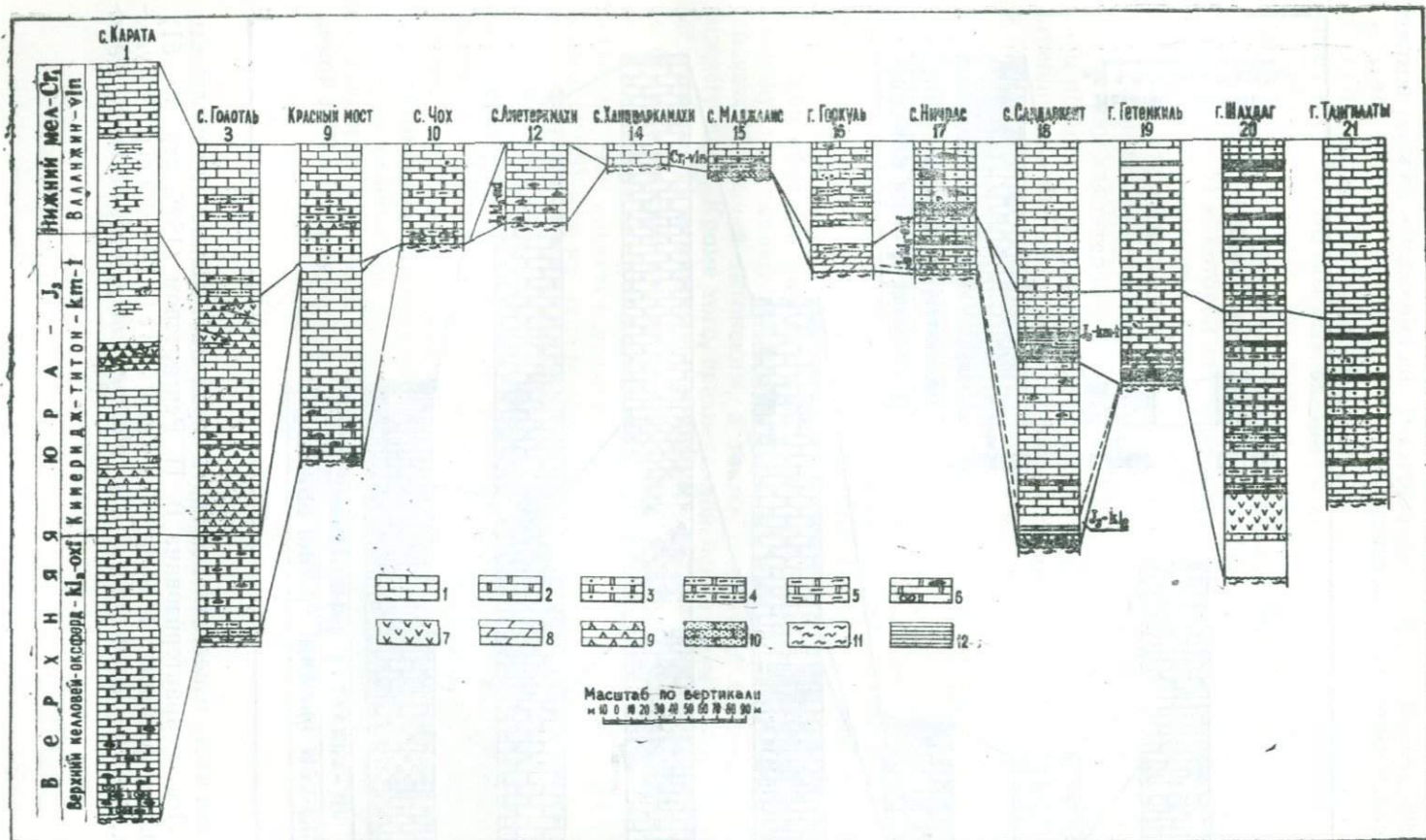


Рис. 19. Схема сопоставления разрезов карбонатных отложений верхней юры и валанжина.

1—известняк; 2—доломит; 3—песчанистый доломит; 4—алевролитистый доломит; 5—глинистый доломит; 6—доломит с конкрециями гипса и кремния; 7—гипс; 8—мергель; 9—карбонатная брекчия; 10—песок; 11—алевролит; 12—глинистые породы.

Перечисленная фауна подтверждает нижневаланжинский возраст нижних слоев известняковой свиты.

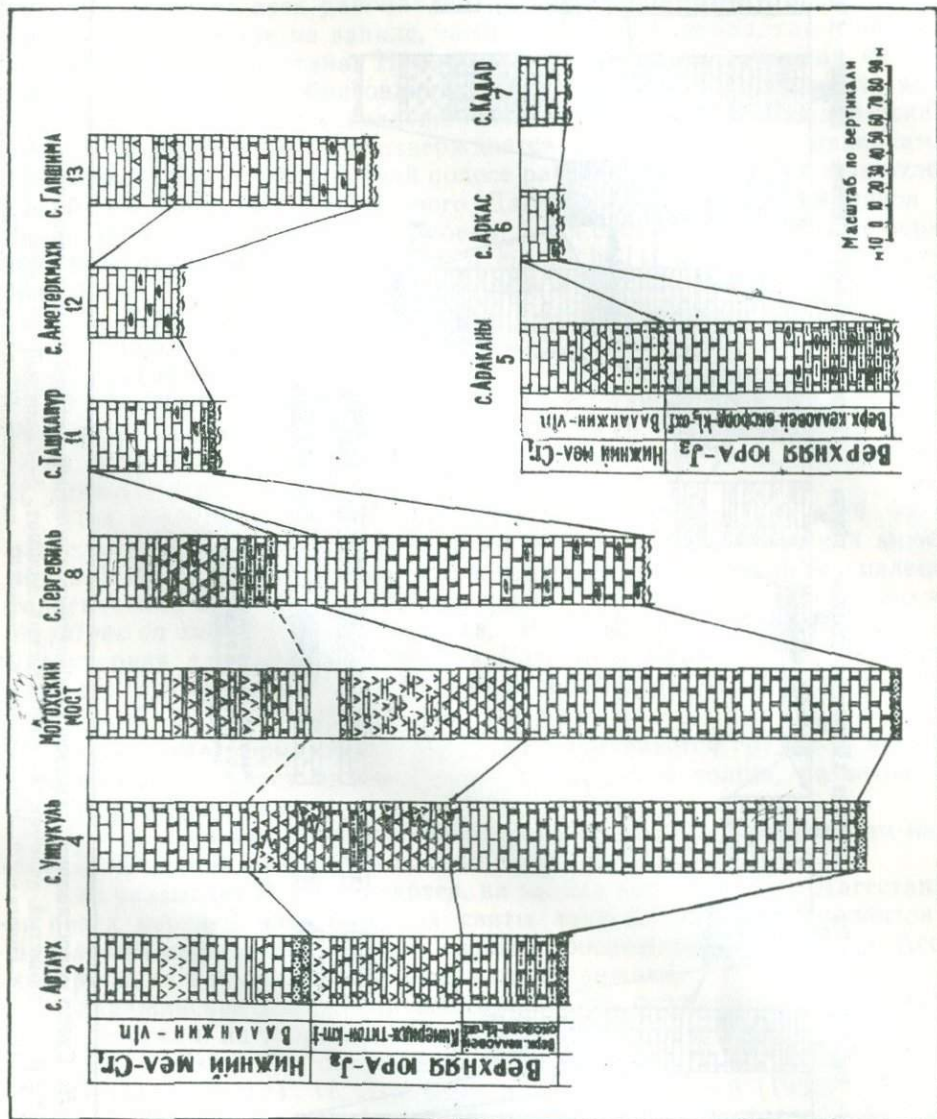


Рис. 26. Схема сопоставления разрезов карбонатных отложений верхней юры и валанжина. Условные обозначения те же, что на рис. 19.

Верхняя часть известняковой свиты в районе Акушинской синклинали (хребет Лес) охарактеризована В. П. Ренгартеном (1927, стр. 50—51) следующими формами: *Harpagodes desori* Pictet et Camp., *Tylostoma* sp., *pecten* (*Camptoneces*) *Cattoldimes callafohmes* d'Orb., *Requ-*

*ienia* sp. (off *R. enrystoma* Pictet et Сiмп.), *Rhynchonella multiformis* Roem., *Terebratula* sp. *rud*, *Lalleria* sp., *Texaser granosus* d'Orb. „Здесь *Harpagodes desori* Pictet et Сiмп. и *Texaster granosus* d'Orb. обычны для валанжинского яруса“.

Следует отметить, что раньше большинство исследователей (И. А. Конюхов, И. Ф. Пустовалов и др.) к валанжину относило характерную для всего Дагестана пачку пелитоморфных известняков мощностью обычно 25—30 м, которой заканчиваются разрезы рассматриваемых карбонатных образований. При этом они исходили из общепринятого соображения, что гипсоносность связана только с титоном. При чрезвычайной бедности гипсоносной части разреза органическими остатками и отсутствии характерных литологических реперов такое толкование получило общее признание. Но в последние годы Г. П. Леонов (1956) существенно изменил границы валанжинского яруса. На основании описания и сопоставления большого количества разрезов Дагестана, Грозненской области и Северной Осетии, а также в результате обработки имеющихся палеонтологических данных, он относит к валанжинскому ярусу некоторую верхнюю часть гипсоносной свиты.

Из вышесказанного следует, что большая часть гипсоносной свиты залегает между палеонтологически охарактеризованными отложениями верхнего келловей-оксфорда и валанжина. Исходя из этого, Г. П. Леонов определяет ее возраст как кимеридж-титонский.

Таким образом, рассматриваемые карбонатные отложения, по Г. П. Леонову, охватывают все ярусы верхней юры, начиная с верхнекелловейского и кончая титонским, а также полностью валанжинский ярус нижнего мела. Кроме того, среднекелловейская фауна, найденная рядом исследователей в основании разрезов толщи в юго-восточном Дагестане (в окрестностях с. Сардаркент и в районе Чолакской антиклинали), свидетельствует о принадлежности включающих ее пород к среднему келловейю. Что касается лузитанского яруса, выделяемого И. А. Конюховым (1958) как на западе (Чечено-Ингушетия), так и на территории Дагестана, то Г. П. Леоновым он не выделяется.

Следовательно, на основании особенностей изменения литологического состава и строения отложений с учетом малочисленных фаунистических данных, в составе рассматриваемой карбонатной толщи Дагестана и северного Азербайджана выделяются верхнекелловей-оксфордские, кимеридж-титонские и валанжинские образования.

Стратиграфическое расчленение и сопоставление разрезов карбонатной толщи верхней юры и валанжина, произведенное в соответствии со схемой Г. П. Леонова, нашло отражение на рис. 19, 20.

## ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД

## Классификация карбонатных пород

В геологической литературе существует два основных подхода к классификации карбонатных пород: структурно-генетический и минералогический.

Разработкой классификации карбонатных пород по структурным и генетическим признакам занимались многие исследователи. В первую очередь среди них следует отметить Я. Лаппарана и А. Н. Заварицкого (1932), разработавших структурную классификацию карбонатных пород еще в 30-х годах текущего столетия. Несколько позже В. А. Семягиным (1936) была предложена другая классификация, согласно которой известняки делятся на три большие группы — содержащие фауну, лишённые фауны и инкрустационные. Оолитовые известняки рассматриваются отдельно и относятся к самостоятельному типу.

Структурным изучением известняков и доломитов занимался И. Г. Теодорович, пытавшийся создать структурную классификацию карбонатных пород еще в довоенные годы (Теодорович, 1935). В 1941 г. карбонатные породы были систематизированы им по структурным признакам (Теодорович, 1941). А в послевоенных работах (Теодорович, 1950) и особенно в последней монографии (Теодорович, 1958) автор уже приводит детальные структурные классификации твердых карбонатных пород раздельно для известняков и доломитов.

Весьма удобна в применении классификация карбонатных пород Е. П. Александровой (Справочное руководство по петрографии осадочных пород, т. II, 1958). Все карбонатные породы разделены ею на две большие группы — зернистые известняки (доломиты) и известняки (доломиты) с преобладанием цементирующего материала. В первых, в зависимости от величины зерен, выделяются разности от коллоиднозернистых (менее 0,001 мм) до грубозернистых (более 1,00 мм), а также неравномернозернистые известняки; среди вторых — сгустковые, комковатые, оолитовые, пизолитовые, органогенные и обломочные разности, из которых две последние, в свою очередь, имеют более дробные подразделения.

Несколько отличная классификация известняков была предложена М. С. Швецовым (1958). Все известняки им также разделены на две большие группы, сохранившие первоначальный состав, по которому среди них были выделены первичные генетические типы, и являющиеся продуктом значительного изменения первичного материала, или полностью криптогенные (неизвестного происхождения). Дальнейшее под-

разделение указанных групп произведено по структурным и текстурным признакам.

При классификации карбонатных пород по минералогическому составу отдельно рассматриваются чисто карбонатные (ряда известняк— доломит) и терригенно-карбонатные разности. Классификацией карбонатных пород ряда известняк-доломит занимались также М. Э. Нонинский (1913), С. Г. Вишняков (1933), М. В. Муратов (1940), Г. И. Теодорович (1950) и др.

При классификации терригенно-карбонатных пород сталкиваются с определенными трудностями, связанными с неоднородностью как гранулометрического состава терригенной примеси, так и минералогического состава самой карбонатной части. Дать точное и удобное в применении название породы с учетом двухкомпонентной карбонатной и двух- или трехкомпонентной (по размерам частиц) терригенной частей практически очень трудно. Поэтому для простоты почти во всех имеющихся классификациях терригенная примесь и карбонатная часть принимаются за однокомпонентные: первая — песчаную или глинистую, а вторая — чаще всего известняковую. Таковы, например, классификации С. Г. Вишнякова (1933), М. В. Муратова (1940), А. П. Осиповой (1948), Г. И. Теодоровича (1950), Л. Б. Рухина (1958) и др.

Однако в геологической литературе встречаются и такие классификации, в которых учитывается реально существующий факт многокомпонентности как гранулометрии терригенной примеси, так и минералогии карбонатной части породы. Такие классификации предложены Н. В. Фроловой (1939), П. А. Чистяковым (1956), Г. И. Теодоровичем (1958), И. В. Хворовой (1958), Е. К. Фроловой (1959) и др.

Однако классифицировать карбонатные породы удобнее по структурным признакам, а не по минералогическому составу, так как структурное изучение их необходимо и для выяснения условий образования отложений. Исходя из этого, нами отдельно к известнякам и доломитам применяется следующая, несколько измененная применительно к нашим условиям, структурная классификация карбонатных пород, предложенная Г. П. Александровой.

#### Кристаллические карбонатные породы

Грубозернистые	более	1,00 мм
Крупнозернистые		0,50 — 1,00 мм
Среднезернистые		0,10 — 0,50 мм
Мелкозернистые		0,01 — 0,10 мм
Пелитоморфные	менее	0,01 мм

#### Карбонатные породы с преобладанием цементирующего материала

Сгустковые  
Оолитовые  
Органогенные:

Распространение различных типов известняков и доломитов

Разрезы	Верхний кел												
	Мощность, м	Среднезернистые		Мелкозернистые		Пелитоморфные		Структурные		Оолитовые		Органогенные	
		Известняки	Доломиты	Известняки	Доломиты	Известняки	Доломиты	Известняки	Доломиты	Известняки	Доломиты	Известняки	Доломиты
С. Карата	185	11,8	59,2	—	29,0	—	—	—	—	—	—	—	—
С. Артлух	58	—	80,2	—	5,2	—	—	—	—	—	—	—	—
С. Голотль	67	—	56,0	8,9	35,1	—	—	—	—	—	—	—	—
С. Унцукуль	236	—	70,1	—	25,2	4,7	—	—	—	—	—	—	—
С. Араканы	129	—	65,2	—	32,6	2,3	—	—	—	—	—	—	—
С. Аркас	21	—	—	0,2	—	—	—	—	—	—	97,8	—	—
С. Кадар	26	—	—	—	—	—	15,4	—	—	—	73,1	—	—
С. Гергебиль	196	18,9	42,3	—	27,0	8,8	—	—	3,0	—	—	—	—
Красный мост	126	—	6,0	—	28,5	20,0	—	—	—	—	45,5	—	—
С. Чох	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
С. Ташкапур	75	—	—	—	12,5	24,1	—	—	—	—	63,4	—	—
С. Аметеркмахи	53	—	—	—	—	—	—	—	—	—	100,0	—	—
С. Гапшима	115	—	12,3	—	9,1	11,3	—	—	—	—	52,1	—	—
С. Ханджаркмахи	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
С. Маджалис	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Г. Горкуль	17	—	—	—	—	—	—	—	—	—	29,4	—	—
С. Ничрас	38	—	—	42,1	25,0	—	—	—	—	—	22,4	—	—
С. Сардаркент	124	—	—	16,6	3,6	11,3	—	—	31,9	—	23,8	—	—
Г. Гетинкиль	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Г. Шахдаг	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Г. Тенгилды	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

(в процентах от мощности ярусов)

Ловей-оксфорд						Кимеридж-титон					
Обломочные		В целом по разрезу			Мощность, м	Среднезернистые		Мелкозернистые		Полиформные	
Известняки	Доломиты	Известняки	Доломиты	Известняки + доломиты		Известняки	Доломиты	Известняки	Доломиты	Известняки	Доломиты
—	—	11,8	88,2	100	205	—	—	—	8,7	—	—
—	—	—	85,4	85,4	88	—	10,2	—	1,1	—	2,8
—	—	8,9	91,1	100	162	—	30,2	—	—	4,9	—
—	—	4,7	95,3	100	120	—	—	—	16,2	—	—
—	—	2,3	97,7	100	—	—	—	—	—	—	—
—	—	100	—	100	—	—	—	—	—	—	—
11,5	—	84,6	15,4	100	—	—	—	—	—	—	—
—	—	30,7	69,3	100	20	—	—	—	—	26,0	—
—	—	65,5	34,5	100	6	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	100	—	—	—	—	—	—	—
—	—	87,5	12,5	100	—	—	—	—	—	—	—
—	—	100	—	100	—	—	—	—	—	—	—
15,2	—	78,6	21,4	100	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	29,4	—	29,4	—	—	—	—	—	—	—
—	—	64,5	25,0	89,5	—	—	—	—	—	—	—
—	—	85,5	3,6	89,1	47	—	—	—	—	—	—
2,0	—	—	—	—	63	—	—	—	59,2	—	18,3
—	—	—	—	—	180	—	3,6	—	35,0	—	9,2
—	—	—	—	—	122	—	—	21,3	—	8,2	—

Кимериджитон

Разрезы	Сгустковые		Оолитовые		Органогенные		Обломочные		В целом по разрезу			Среднее зернистые		Мелкозернистые		
	Известняки	Доломиты	Известняки	Доломиты	Известняки	Доломиты	Известняки	Доломиты	Известняки	Доломиты	Известняки + доломиты	Мощность, м	Известняки	Доломиты	Известняки	Доломиты
С. Карата	—	—	—	—	59,5	—	—	—	59,5	8,7	68,2	116	—	—	9,7	40,1
С. Артлух	—	—	—	—	4,6	—	—	—	—	14,1	14,1	131	—	8,4	—	26,7
С. Голотль	—	—	—	—	—	—	—	—	9,5	39,2	39,7	102	—	—	—	14,2
С. Унцукуль	—	—	—	—	—	—	—	—	—	16,2	16,2	95	—	—	—	43,1
С. Араканы	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	84	—	—	—	35,7
С. Аркас	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
С. Кадар	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
С. Герге-биль	—	—	—	—	—	—	74,0	—	100	—	100	110	—	—	—	0,9
Красный мост	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	80	—	—	—	30,0
С. Чох	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	67	—	—	—	48,2
С. Ташкалур	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
С. Аметерк-махи	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
С. Галшима	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	50	—	—	—	—
С. Ханцаркамахи	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	15	—	—	16,0	—
С. Маджалис	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	18	—	—	—	16,7
Г. Горкуль	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	68	—	2,2	—	2,4
С. Ничрас	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	50	—	—	16,9	2,0
С. Сардаркент	—	—	—	—	—	57,5	—	57,5	—	57,5	100	—	—	—	—	1,0
Г. Гетинкиль	—	—	—	—	—	—	—	—	—	77,5	77,5	100	—	—	—	57,0
Г. Шагдаг	—	—	8,9	—	11,7	—	1,1	—	21,1	47,8	69,5	114	—	—	—	13,6
Г. Тенгиалты	—	—	16,0	—	40,5	—	6,6	—	92,6	—	92,6	125	—	—	—	—

\* Здесь и далее остальная часть разреза

Продолжение табл. 1

Валанжин												
Пелитоморфные		Сгустковые		Оолитовые		Органогенные		Обломочные		В целом по разрезу		
Известняки	Доломиты	Известняки	Доломиты	Известняки	Доломиты	Известняки	Доломиты	Известняки	Доломиты	Известняки	Доломиты	Известняки + доломиты
33,5	—	—	—	—	—	16,7	—	—	—	59,9	40,1	100
7,6	15,3	—	10,7	—	—	—	—	—	—	7,6	61,1	68,7
25,5	—	22,1	—	—	—	30,4	—	7,8	—	85,8	14,2	100
23,7	33,2	—	—	—	—	—	—	—	—	23,7	76,3	100
13,1	2,4	—	21,4	—	—	5,4	—	—	—	18,5	59,5	78,0
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
20,0	14,1	—	3,6	—	—	30,5	—	—	—	50,5	18,6	69,1
30,0	52,5	—	3,7	—	—	—	—	—	—	30,0	66,2	96,2
—	33,6	—	—	—	—	14,5	—	3,7	—	18,2	81,8	100
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
22,0	14,0	—	—	—	—	—	—	35,0	—	57,0	14,0	71,0
84,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	100	—	100
22,2	11,1	—	—	11,1	—	38,9	—	—	—	72,2	27,8	100
25,8	—	—	—	—	—	25,8	—	—	—	68,5	4,6	73,1
—	—	—	—	85,0	—	—	—	—	—	85,0	2,0	87,0
—	6,0	—	—	74,5	—	—	—	15,0	—	8,5	7,0	96,5
4,5	22,0	—	—	1,5	—	—	—	—	—	6,0	79,0	85,0
—	—	—	—	42,5	—	31,1	—	—	—	73,6	13,6	87,2
8,0	—	—	—	24,8	—	63,2	—	—	—	96,0	—	96,0

приходится в основном на гипсы и карбонатные брекчии.

раковино-биоморфные	более	1,00 мм
Органогенно-детритовые		
грубодетритовые		0,50 — 1,00 мм
крупндетритовые		0,25 — 0,50 мм
среднетритовые		0,10 — 0,25 мм
мелкодетритовые	менее	0,10 мм
шламовые		
Обломочные		

В отложениях верхней юры и валанжина Дагестана и северного Азербайджана, согласно принятой классификации, выделены структурные разности известняков и доломитов, процентное соотношение которых (от мощности ярусов) приводится в таблице 1.

Песчано-глинистые разности среди известняков и доломитов верхней юры и валанжина северного Азербайджана и, в особенности, Дагестана в целом относительно редки. Для получения представления о составе терригенной примеси карбонатных пород приводим минералогическую характеристику нерастворимого остатка песчаных известняков валанжина юго-восточного Дагестана (табл. 2).

Минералогический состав нерастворимого

Район	№ обр.	Легкая фракция, %							Тяжелая		
		Кварц	Полевые шпаты	Мусковит	Биотит	Хлоит	Глаукоцит	Обломки пород	Гранат	Циолкон	Гурмалин
С. Ничрас	760	72,7	21,6	сл.	—	—	—	6,7	—	0,3	—
"	766	80,2	16,5	0,2	—	—	—	3,1	2,3	4,1	—
"	773	79,1	18,7	—	0,1	—	—	1,9	0,6	3,2	0,2
"	774	92,1	5,8	сл.	0,1	—	сл.	2,0	4,2	2,9	0,1
С. Сардаркент	809	69,8	14,5	—	—	—	—	15,7	0,2	9,3	—
"	811	87,6	6,3	0,1	—	—	—	5,8	0,6	1,6	0,5
"	814	63,1	21,3	—	сл.	—	—	15,6	7,1	11,4	—
Р. Курахчай	1164	89,6	7,3	—	0,1	—	—	3,0	2,8	3,2	0,2
Г. Шагдаг	1172	74,3	11,9	сл.	—	—	—	0,1	13,7	3,2	6,3
"	923	67,0	23,1	—	сл.	—	сл.	9,9	5,9	0,3	0,2
"	928	73,6	8,7	—	сл.	—	—	17,7	4,6	8,1	сл.
Средние данные		77,1	14,1					8,6	2,9	4,5	

Примечание: Для получения нерастворимого остатка производилось

Описание типов пород

**Известняки.** К ним относятся карбонатные породы, в составе которых преобладает углекислый кальций (более 50%). Среди них выделяются две большие группы: 1) кристаллические известняки и 2) известняки с преобладанием цементирующего материала.

**Среднезернистые известняки** встречаются лишь в двух разрезах северо-западного и центрального Дагестана, где они залегают в виде отдельных пластов и пропластков (до 5 м мощности) среди кристаллических доломитов и органогенных известняков верхнего келловей-оксфорда.

Внешне это серые, светло-серые с буроватым оттенком на поверхности выветривания, часто кавернозные (размеры каверн иногда достигают 10—15 см), очень плотные, толстоплитчатые известняки.

Микроскопически они состоят преимущественно из хлопьевидных, реже идиоморфных зерен кальцита размером от 0,1 до 0,3 мм. Как правило, в значительном количестве присутствуют и зерна размером менее 0,1 мм. Местами встречаются также отдельные кристаллы, а иногда группы кристаллов кальцита с корродированными краями, размером более 0,5 мм.

Таблица 2

остатка известняков валанжинского яруса

Фракция, %	Название породы														
	Ставролит	Дистен	С-фен	Рутил	Титан	Брукит	Анаказ	Эпидот	Рогов. об-матка	Моноцит	Барит	Корунд	Пироксен	Рудные	
—	—	—	0,1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	99,6	Известняк
—	—	—	—	—	—	—	0,9	—	—	—	1,2	—	—	91,5	"
0,3	—	0,1	0,2	0,8	—	—	—	0,3	—	—	1,7	—	—	93,5	"
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	91,9	"
0,1	—	—	0,4	1,3	—	—	0,3	сл.	—	0,1	—	—	—	88,4	"
—	—	0,3	сл.	—	—	—	0,4	0,1	—	—	—	—	—	96,4	"
—	—	0,1	—	—	—	—	—	—	—	—	1,1	—	—	80,1	"
—	—	—	—	0,1	—	—	—	0,2	—	—	—	—	—	93,5	"
0,1	—	—	—	—	—	—	—	—	0,1	—	—	—	—	90,3	"
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	сл.	—	—	—	93,5	"
—	—	0,1	—	—	—	—	сл.	—	—	—	0,4	—	—	86,8	"
														91,4	

растворение образцов большого размера (до 1 кг) в растворе соляной кислоты.

Содержание окиси магния в рассматриваемых известняках доходит до 10% (табл. 3), что в пересчете на доломит составляет более 40%.

Таблица 3

Химические анализы среднезернистых известняков  
(в % на воздушно-сухую навеску)

Район	№ обр.	Минеральн. нераствор. остаток	R <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	MgO	CO <sub>2</sub>	Сумма, %	Кальцит	Доломит	Возраст
С. Карата	120	2,28	0,43	44,84	8,33	42,13	98,01	59,35	38,11	Верхний келловей-оксфорд
С. Артлух	180	1,99	0,25	45,89	4,46	47,07	99,66	70,83	20,41	"
С. Голотль	256	8,06	1,95	37,62	10,27	40,74	98,64	41,63	47,00	"
С. Герге-биль	428	0,54	0,30	53,83	1,31	43,67	99,65	92,83	6,00	"
"	433	0,45	0,55	52,48	1,32	43,40	98,20	90,40	6,04	"
С. Гапшима	598	3,28	0,23	41,06	10,29	43,43	98,20	47,72	47,09	"

Из терригенных минералов отмечаются единичные зерна кварца. Содержание минерального нерастворимого остатка, не связанного с окремнением, достигает 3—4, реже — 8—9%.

Аутигенные минералы представлены редкими зернами пирита (до 0,1 мм) и кремнезема.

Местами в среднезернистых известняках наблюдаются обычно перекристаллизованные органические остатки. Среди них хорошо различимы раковины фораминифер (до 0,2 мм) и спикулы губок.

**Мелкозернистые известняки** развиты только в отдельных разрезах описываемых отложений (с. Карата, Голотль, Ничрас, Сардаркент, г. Тенгиалты и др.), где залегают в виде редких пластов мощностью до 6—7 м или маломощных линз незначительной протяженности. Приурочены они в основном к отложениям верхнего келловей-оксфорда и валанжина (рис. 21).

Внешне это серые различных оттенков, очень плотные известняки с прожилками кальцита, и признаками пиритизации в виде разбросанных по породе кубиков пирита (с. Голотль). Местами в них встречаются конкреции кремня, редкие остатки макрофауны (с. Голотль и др.) и примесь терригенного материала. На юго-востоке Дагестана (с. Ничрас) для этих пород характерна мелкая горизонтальная слоистость.

Микроскопически мелкозернистые известняки в различных частях рассматриваемой территории несколько отличаются друг от друга. В северо-западном и центральном Дагестане они представлены равномерно-зернистыми (зерна размером исключительно от 0,01 до 0,1 мм реже до 0,3 мм мозаичными, обычно свободными от посторонних примесей разностями. Обломки раковин организмов (до 1,0 мм) и скопления кремнезема (до 3×4 мм) встречаются только в редких образцах. Терригенные



Рис. 21. Диаграмма распространения мелкозернистых известняков по разрезам (в процентах от мощности яруса).

минералы представлены чаще всего единичными зернами кварца размером до 0,5 мм, реже они составляют несколько процентов.

Мелкозернистые известняки, развитие в пределах юго-восточного Дагестана и северного Азербайджана, имеют несколько иной состав, по сравнению с таковыми северо-западного и центрального Дагестана. В целом для них характерно увеличение содержания (иногда до 25%) терригенного материала и остатков микроорганизмов, среди которых легко распознаются мелкие (до 0,2 мм) раковины фораминифер, местами превращенные в сгустки. Детритовый материал состоит из обломков иглокожих, мшанок, брахиопод и других организмов. Размеры отдельных обломков раковин брахиопод достигают более 4 мм.

В мелкозернистых известняках иногда наблюдаются включения обычного пелитоморфного карбоната кальция, а местами и отдельные участки крупнокристаллического кальцита. В ряде образцов хорошо виден постепенный переход от пелитоморфного карбоната кальция к яснокристаллическому.

Результаты химических анализов мелкозернистых известняков приводятся в таблице 4. Данные анализов свидетельствуют о том, что эти

Химические анализы мелкозернистых известняков (в % на воздушно-сухую навеску)

Район	№ обр.	Минеральн. нераствор. остаток	R <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	MgO	CO <sub>2</sub>	Сумма, %	Кальцит	Доломит	Возраст
С. Карата	158	3,63	0,72	49,16	3,40	41,32	98,23	79,36	15,56	Валажин
О. Артлух	216	3,84	0,13	38,52	11,38	46,61	100,48	40,49	52,07	Кимеридж-титон
"	233	1,06	1,02	50,35	3,04	42,82	98,29	82,32	13,91	Валанжин
С. Голотль	253	15,07	1,07	45,72	1,10	37,07	100,03	78,88	5,03	Верхний келловей-оксфорд
С. Аркас	367	13,80	0,32	45,82	0,98	37,02	97,94	79,36	4,48	"
Красный мост	465	5,26	0,12	49,38	2,31	41,17	98,24	82,40	10,57	"
С. Ташкапур	537	8,50	0,30	44,02	7,05	38,24	98,11	61,06	32,27	"
Г. Горкуль	723	2,80	0,20	50,59	2,65	42,28	98,52	83,72	12,12	Валанжин
С. Ничрас	730	23,48	0,63	40,16	1,17	32,68	98,12	68,78	5,35	Верхний келловей-оксфорд
"	734	32,91	1,40	34,72	0,97	28,30	98,30	59,57	4,44	"
"	735	22,68	1,35	40,98	0,87	33,10	98,98	70,99	3,98	"
"	738	17,39	1,60	44,79	0,58	35,77	100,13	78,51	2,65	"
"	740	17,09	1,08	44,70	0,58	35,77	99,22	78,35	2,65	"
С. Сардаркент	782	24,04	0,84	33,53	6,57	33,48	98,46	43,53	30,06	"

известняки обычно слабо доломитизированы; лишь в отдельных случаях содержание окиси магния достигает более 10%, и тогда рассматриваемые породы переходят в известковистые доломиты. Повышенное содержание окиси магния чаще всего связано с вторичной доломитизацией известняков.

Аутигенные минералы в мелкозернистых известняках очень редки. Это, как правило, пирит и кремнезем. Для последнего свойственно скопление в отдельных порах породы или замещение периферических частей органических остатков.

Некоторые разновидности мелкозернистых известняков характеризуются незначительной пористостью. Поры обычно имеют неправильную форму, размером 0,4 м.



Рис. 22. Пелитоморфный известняк. Эпигенетическая прожилка кальцита сетчат ромбоэдр доломита. Увел. 40, николи = С. Гергебиль, обр. 435, верхний келловей-оксфорд.

**Пелитоморфные известняки** (рис. 22, 23, 24) в основном приурочены к отложениям валанжина северо-западного Дагестана (рис. 25). Здесь они в виде единой характерной плиты залегают в кровле карбонатной толщи. В породах верхнего келловей-оксфорда и кимеридж-титона они образуют небольшие пласты и пропластки мощностью до 5—10 м между слоями мелко- и среднезернистых доломитов и гипсов.

По внешнему виду пелитоморфные известняки серые, светло-серые, иногда темно-серые с различными оттенками, очень плотные, звонкие, с блестящим раковистым изломом, толстоплитчатые или массивные, с прожилками белого кальцита, в выветрелом состоянии трещиноватые и

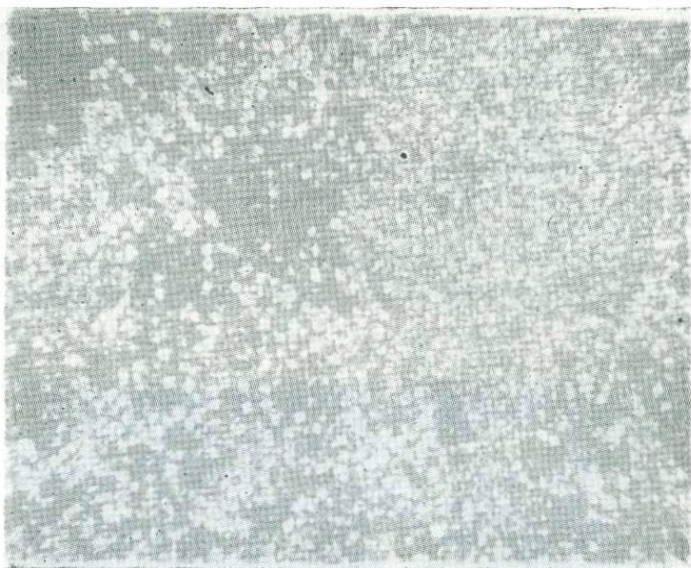


Рис. 23. Доломитизация пелитоморфного известняка. Увел. 28, николи=. Красный мост, обр. 501, валажнин.

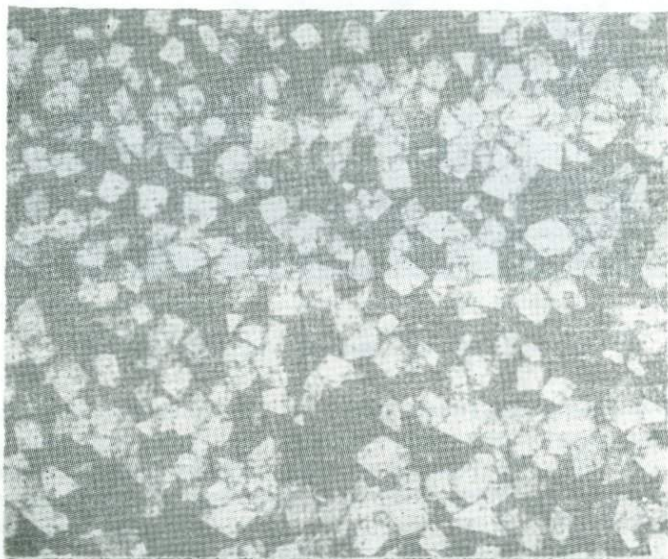


Рис. 24. Доломитизация пелитоморфного известняка. Увел. 18, николи=. С. Араканы, обр. 347, верхний келловей-оксфорд.

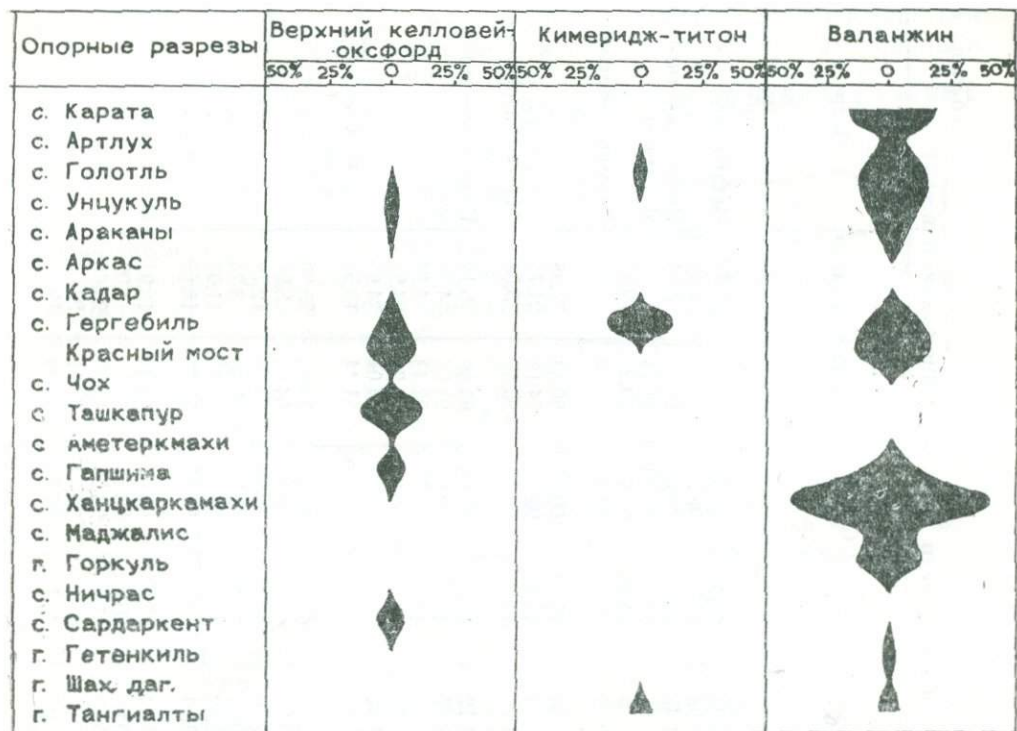


Рис. 25. Диаграмма распространения пелитоморфных известняков по разрезам (в процентах от мощности яруса).

оскольчатые. Иногда в них встречаются конкреции кремня (с. Чох, г. Горкуль и др.), включения целестина (с. Ханцкаркамахи) и органические остатки. Последние представлены как отдельными раковинами, так и их обломками. Разновидностью этих известняков являются черные битуминозные их разновидности, отмечаемые всеми исследователями в отложениях кимеридж-титона Дагестана.

Основная масса породы образована кальцитом, с размером зерен, менее 0,01 мм. Иногда встречаются более тонкие разновидности, в которых преобладают кристаллы размером 0,001 мм. В первом случае заметна зернистость всей массы в целом, хотя отдельные зерна и не различимы, во втором случае порода выглядит совершенно однородной. Местами в шлифах этих известняков встречаются сгустки относительно более крупнозернистой карбонатной разновидности с величиной зерен до 0,3 мм. В составе основной массы пелитоморфных известняков г. Тангиалты и в других местах присутствует примесь рассеянного глинистого материала.

Кроме того, в описываемых породах отмечаются единичные остатки микроорганизмов, прожилки и отдельные участки более крупнозернистого кальцита (до 0,8 мм) и реже сутурные швы. Органические остатки

Химические анализы пелитоморфных известняков (в % на воздушно-сухую навеску)

Район	№ обр.	Минеральн. нераствор. остаток	R <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	MgO	CO <sub>2</sub>	Сумма, %	Кальцит	Доломит	Возраст
С. Карата	166	1,22	0,32	49,98	5,03	42,89	99,44	76,71	23,02	Валанжин
С. Артлух	245	1,10	0,15	53,34	0,98	42,93	98,50	92,73	4,48	"
С. Гологль	263	0,79	0,05	53,54	1,45	43,89	99,63	91,97	6,63	Кимеридж—титон
"	274	0,91	м	50,04	3,87	44,12	99,75	81,14	17,70	Валанжин
"	275	0,48	0,13	50,44	4,36	44,33	99,74	79,21	19,95	"
С. Унцукуль	301	2,21	0,72	52,21	0,83	41,87	97,84	91,12	3,81	Верхний келловей—оксфорд
С. Араканы	347	0,56	0,55	45,46	8,30	45,40	100,27	60,53	37,98	"
"	357	1,80	0,25	48,17	4,75	45,00	99,97	74,18	21,73	Валанжин
С. Герсбиля	436	1,06	0,60	52,48	1,22	43,29	98,65	90,65	5,58	Верхн. келловей—оксфорд.
"	439	4,68	0,30	51,35	1,12	41,51	98,96	88,88	5,12	Кимеридж—титон
"	443	3,03	0,58	52,68	0,97	42,40	99,66	91,62	4,44	Валанжин
"	447	1,42	0,77	53,05	0,91	42,62	98,77	92,43	4,16	"
"	451	2,22	0,60	48,44	5,45	42,35	99,06	72,93	24,94	"
"	452	0,56	0,70	54,10	1,02	43,56	99,94	94,04	4,66	"
Красный мост	467	2,53	0,74	49,74	2,96	42,29	98,26	81,44	13,54	Верхн. келловей—оксфорд
"	484	1,32	0,43	48,79	5,66	42,22	98,42	73,03	25,90	"
С. Ташканур	540	0,30	1,00	53,90	0,67	43,02	98,89	94,55	3,06	"
"	541	5,94	0,67	46,68	2,79	43,91	99,99	76,38	12,78	"
"	542	0,80	0,55	54,43	0,71	43,48	99,97	95,40	3,24	"
"	544	0,44	0,60	52,11	2,42	43,79	99,36	87,01	11,07	"
С. Гашима	610	1,83	0,25	50,00	3,64	42,80	98,52	80,21	16,65	"
"	616	2,82	0,50	50,39	3,04	42,85	99,60	82,43	13,91	Валанжин
С. Ханцаркамахи	629	6,26	0,30	51,37	0,88	39,79	98,51	89,52	4,02	"
С. Маджалис	648	4,64	0,10	46,76	5,17	41,57	98,26	70,66	23,65	"
С. Горкуль	729	1,29	0,18	49,98	4,87	42,18	98,50	77,11	22,29	"
Г. Гетинкиль	879	5,88	0,02	48,89	2,67	41,17	98,63	80,94	12,21	"

чаще всего представлены редкими, разбросанными в пелитоморфной массе породы раковинами фораминифер с перекристаллизованными внутренними полостями. Пржилки кальцита местами ориентированы и пересекают ромбоэдры доломита (рис. 22). Последнее свидетельствует об их эпигенетическом происхождении.

Нередко пелитоморфные известняки в той или иной степени доломитизированы (табл. 5). Чаще всего доломит встречается в виде единичных ромбоэдров. Иногда содержание его в породе достигает 30—35%, чему примерно соответствует содержание окиси магния 8—9%. В таком случае порода представляет собой переходную разность известняков от пелитоморфных к мелко- или среднезернистым (рис. 23, 24).

Кривые нагревания рассматриваемых известняков характеризуются одним эндотермическим эффектом с максимумом в интервале температур 880—930°, соответствующим диссоциации карбоната кальция (рис. 26).

Из терригенных и аутигенных минералов в пелитоморфных известняках нередко отмечаются корродированные кальцитом зерна кварца (до 2—3%) и единичные кубики пирита.

В северном Азербайджане в них иногда встречаются выделения сидерита и анкерита в виде земистой массы или отдельных кристаллов, а также обломки обуглившихся растительных остатков.

2. Известняки с преобладанием цементирующего материала. К этой группе относятся известняки, цементирующий материал в которых составляет не менее 50%. Среди них выделяются сгустковые, оолитовые, органогенные и обломочные разности.

**Сгустковые известняки** развиты редко и отмечаются в разрезе у с. Голотль и в некоторых других разрезах северо-западного Дагестана, где приурочены к отложениям валанжина.

По внешнему виду они серые, светло-серые, плотные, скрытокристаллические, плитчатые, на поверхности выветривания мергелевидные, нередко с тонкой горизонтальной слоистостью, местами с единичными конкрециями кремня.

Под микроскопом сгустки представлены пелитоморфным известковым материалом и составляют примерно 50—60% породы. В большинстве случаев они имеют довольно ясные контуры и разнообразную форму (ветвистую, удлиненную и овальную). Преобладающие размеры сгустков 0,06—0,2 мм. Цементируются они в основном тонкозернистой, реже мелкозернистой карбонатной разностью.

Иногда эти известняки содержат остатки микроорганизмов размером

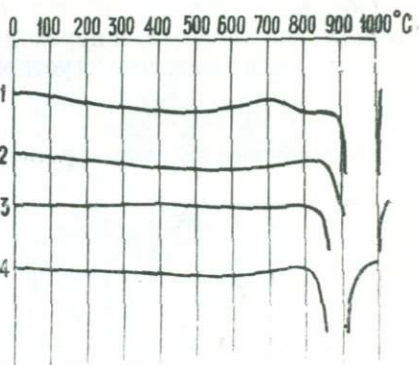


Рис. 26. Кривые нагревания пелитоморфных известняков. 1 — с. Ташкапур, обр. 540, верхний келловей-оксфорд; 2 — с. Ташкапур, обр. 543, верхний келловей-оксфорд; 3 — с. Ханикаркамахи, обр. 627, валанжин; 4 — г. Горкуль, обр. 727, валанжин.

менее 0,1 мм, среди которых удается различить контуры фораминифер. Некоторые из сгустков, по-видимому, образовались путем грануляции органических остатков.

Обычно сгустковые известняки встречаются вблизи органогенных, в которые они зачастую и переходят.

Химические анализы сгустковых известняков приведены в таблице 6.

Таблица 6

Химические анализы сгустковых известняков (% на воздушно-сухую навеску)

Район	№ обр.	Минеральн. раствор. остаток	$R_2O_3$	CaO	MgO	CO <sub>2</sub>	Сумма %	Кальцит	Доломит	Возраст
С. Голотль	267	6,27	0,20	50,03	1,74	41,16	99,40	84,98	7,96	Валанжин
	270	3,21	0,25	52,54	0,71	42,75	99,50	92,02	3,24	
С. Тлох	1034	4,29	0,16	51,43	1,34	41,74	98,96	88,47	6,13	„
„	1039	2,72	0,31	50,82	2,98	42,49	98,32	83,31	13,63	„
„	1040	5,33	0,43	50,39	2,04	40,66	98,85	84,88	9,34	„
Сел. Чирката	1071	1,69	1,06	52,97	0,58	43,17	99,47	93,31	2,45	„

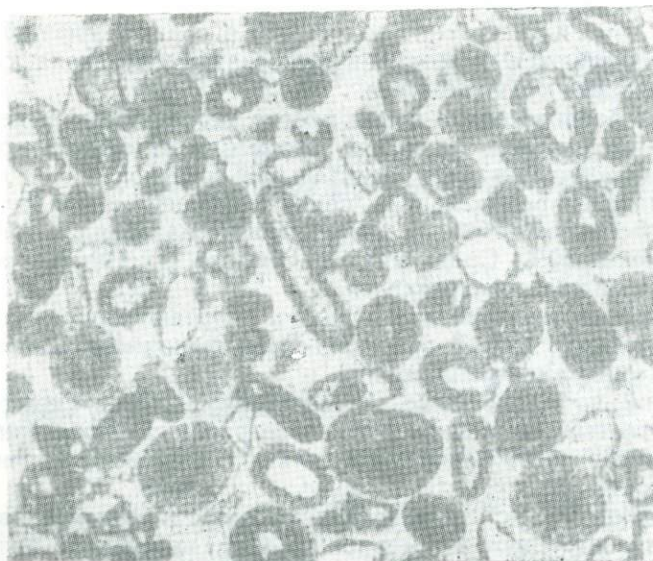


Рис. 27. Оолитовый известняк. Увел. 40, николи =. С. Ницрас, обр. 767, валанжин.

Терригенные и аутигенные минералы в описываемых известняках представлены единичными зёрнами кварца и пирита.

**Оолитовые известняки** (рис. 27, 28) приурочены преимущественно к толще валанжина юго-восточного Дагестана и северного Азербайджана, где нередко слагают основную часть разреза (рис. 29).



Рис. 28. Оолитовый известняк, затронутый доломитизацией. Ромбоздры доломита развиты как по оолитам и органическим остаткам, так и по цементу. Местами они охватывают одновременно цемент и зерна оолита (или органические остатки). Увел. 24, выкол. = Г. Шахдаг, обр. 903, кимеридж—титон.

По внешнему виду это серые различных оттенков, реже темно-серые, известняки, плотные, толстоплитчатые или массивные, иногда с включениями песчаного материала, прожилками кристаллического кальцита, обломками раковин организмов и стяжениями пирита; при выветривании образующие оскольчатую щебенку.

Местами в них наблюдается четко выраженная косая слоистость (с. Ничрас, г. Шахдаг и др.). В разрезе у с. Ничрас серии косых слоёв, в которых хорошо видны зерна оолитов, достигают мощности 0,5 м. Здесь же к оолитовым известнякам приурочены линзы песчаников (до 25×2 м) и пропластки темно-серых аргиллитов.

Микроскопически описываемые известняки состоят, как правило, преимущественно из типично выраженных оолитов. Кроме того, в их составе встречаются псевдооолиты и зачаточные оолиты. Содержание оолитов в породе меняется от 40—50 до 60—70%. Размеры их достигают 0,8—1,0 мм, но преобладают в основном оолиты размером до 0,5 мм. В отдельных же случаях известняки состоят из хорошо отсортированных по величине более мелких оолитов.

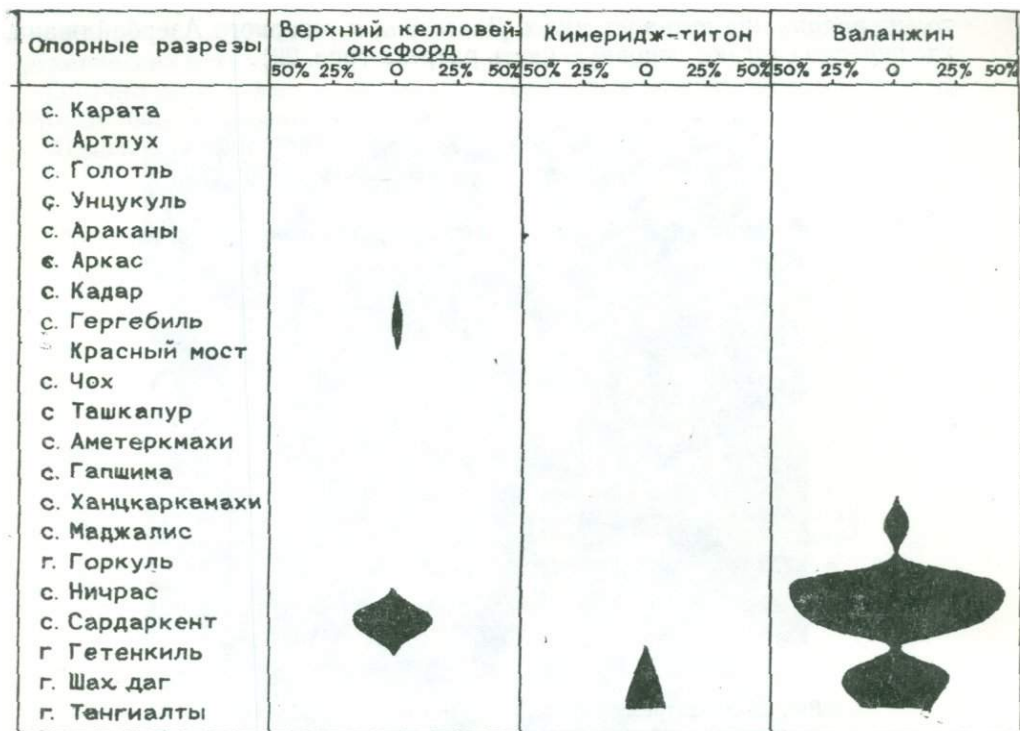


Рис. 29. Диаграмма распространения оолитовых известняков по разрезам (в процентах от мощности яруса).

Форма оолитов определяется формой центральных ядер и чаще всего бывает овальной, реже эллипсоидальной, сильно вытянутой. Ядрами служат зерна кварца, в меньшей степени остатки организмов, обломки пелитоморфной карбонатной массы, кремнистых, глинистых пород, а иногда и зерна пирита размером 0,4—0,8 мм. Оболочки ядер имеют радиально-лучистое и концентрически-скорлуповатое строение. Часть же оолитов не содержит видимых в шлифе ядер.

Количество концентров в оолитах достигает 3—4. Обычно они представлены пелитоморфным, реже мелкокристаллическим кальцитом с признаками грануляции.

Нередко в породе можно встретить два зерна оолита, окруженных общей оболочкой концентрического строения. Местами отдельные зерна оолитов окрашены окислами железа (г. Гетенкиль), в отличие от совершенно не окрашенной или слабо окрашенной окружающей массы.

Существенной составной частью оолитовых известняков являются органические остатки (нередко составляющие до 30—35% породы), представленные криноидеями, мшанками, фораминиферами, обломками раковин брахиопод и пелеципод, водорослями, спикулами губок и други-

ми организмами различных размеров. Наиболее часто встречаются раковины или обломки раковин размером до 1,0 мм, и только единичные экземпляры достигают 4,0—5,0 мм. Сохранность раковин в целом удовлетворительная. Наибольшей степенью сохранности отличаются криноидеи и мшанки. Иногда же эти остатки полностью перекристаллизованы и сохранились лишь контуры их раковин.

Кроме того, в составе оолитовых известняков встречаются обломки карбонатных пород, достигающие 1,5 мм, зачастую хорошо окатанные. Некоторые из них являются обломками оолитовых известняков.

Цемент описываемых пород карбонатный и представлен мелкозернистой, реже среднезернистой или пелитоморфной разновидностью иногда с примесью глинистого материала и гидроокислов железа. Количество его равно 15—20, реже 30%. По структуре это поровый или базальный, реже пойкилитовый цемент.

Таблица 7

Химические анализы оолитовых известняков (в % на воздушно-сухую навеску)

Район	№ обр.	Минералы, не раствор. остаток	R <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	MgO	CO <sub>2</sub>	Сумма, %	Кальцит	Доломит	Возраст
С. Маджалис	661	47,13	2,02	22,65	5,21	22,59	99,60	27,49	23,84	Валанжин
	672	2,44	0,35	52,24	1,62	42,00	98,95	89,22	7,42	
С. Ниярас	755	20,43	1,70	41,32	1,80	34,17	99,42	69,29	8,23	"
	765	6,22	0,36	48,90	3,44	42,13	101,05	78,75	15,73	
	772	26,68	0,68	39,01	0,44	31,09	97,90	68,54	2,01	
С. Сардаркент	799	9,96	0,16	48,75	0,53	38,53	98,24	85,72	2,43	Верхн. келлов.—оксфорд
"	817	14,53	0,65	46,33	0,22	36,59	98,32	82,15	1,01	Валанжин
Г. Гетинкиль	878	6,42	0,44	48,16	2,65	40,86	98,53	79,39	12,12	Кимеридж—титон
Г. Шагдаг	903	11,80	1,30	40,09	6,57	39,29	99,05	55,24	30,06	
"	906	3,74	0,28	51,29	1,90	42,39	99,60	86,83	8,69	"
"	914	6,18	0,97	41,62	8,06	41,36	98,19	54,26	36,89	Валанжин
"	917	3,11	0,67	44,25	8,29	42,68	99,00	57,73	38,60	"
"	926	36,29	1,47	28,40	5,10	27,86	99,12	38,02	23,34	"
"	927	32,37	0,70	33,92	2,38	29,21	98,58	54,63	10,90	"

Данные о химическом составе оолитовых известняков сведены в таблице 7. Как видно из таблицы, известняки иногда заметно доломитизированы (содержание окиси магния достигает более 8%). При этом доломит частично замещает пелитоморфный кальцитовый цемент. В большинстве же случаев доломитизация оолитовых известняков выражается в появлении единичных ромбоэдров доломита, развитых по зернам оолитов, по цементу или по зернам и цементу одновременно, а также по органическим остаткам (рис. 28).

Кривые нагревания оолитовых известняков хорошо согласуются с данными химических анализов. Для их термограмм характерен один эндотермический эффект в интервале температур  $890^{\circ}$  или  $930^{\circ}$ — $960^{\circ}$ .

О наличии доломита, развитого по цементу, свидетельствует дополнительный пик при температуре  $750^{\circ}$  (рис. 30, г. Шахдаг, обр. 889).

Из терригенных минералов отмечаются угловатые и полуугловатые зерна кварца, полевых шпатов и других, содержание которых местами составляет 25% (с. Ничрас и др.). Размеры их зерен достигают 0,8 мм, но преобладают зерна величиной от 0,1 до 0,4 мм.

Аутигенные минералы представлены в основном пиритом, встречающийся в виде правильных кубиков или скоплений неправильной формы в цементе, в обломках и в порах породы.

**Органогенные известняки** наибольшее развитие получили в отложениях верхнего келловей-оксфорда и валанжина (рис. 31), где залегают в виде линз и пластов мощностью 0,5—10 м. Внешне это различных оттенков серые (от светло-серых до темно-серых), плотные, толстоплитчатые или массивные, реже тонкоплитчатые породы с кристалликами и прожилками белого кальцита в изломе.

Макроскопически органогенная структура рассматриваемых известняков не всегда различима. Местами, особенно в валанжине, на вид они скорее похожи на скрытокристаллические или пелитоморфные разновидности с блестящим раковистым изломом.

В отличие от других известняков, органогенные известняки характеризуются включениями остатков макрофауны, встречающихся как в виде отдельных раковин, так и в виде их обломков, местами образующих небольшие скопления. В описываемых породах у сс. Артлух, Чох, Ташкапур, Аметеркмахи, Гапшима, Маджалис и других местах присутствуют многочисленные конкреции кремня.

Кроме того, в некоторых разрезах карбонатных отложений, особенно в зоне их выклинивания (сс. Кадар, Аметеркмахи и др.), в органогенных известняках отмечаются достаточно четко выраженные следы косої слоистости, сутурные швы, зерна оолитов и пропластки терригенных (обычно глинистых) пород. Последние в виде прослоев от 2—3 до 30 см залегают между пластами органогенных известняков, которые сами иногда содержат примесь терригенного материала.

В распространении терригенной примеси в этих известняках отмечается определенная закономерность. Если в разрезах внутренней части

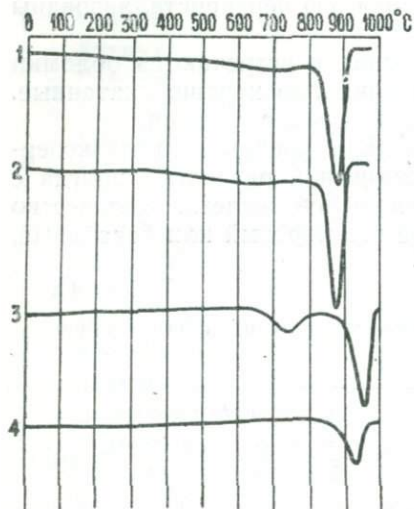


Рис. 30. Кривые нагревания оолитовых известняков: 1 — с. Маджалис, обр. 672, валанжин; 2 — с. Ничрас, обр. 755, валанжин; 3 — г. Шахдаг, обр. 914, валанжин; 4 — г. Шахдаг, обр. 927, валанжин.

Химические анализы органогенных известняков (в % на воздушно-сухую навеску)

Район	№	Минеральн. остаток	R <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	Mg	CO <sub>2</sub>	Сумма, %	Кальцит	Доломит	Возраст
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
С. Карата	134	0,94	1,10	49,98	3,75	42,53	98,30	79,90	17,15	Кимеридж—титон
„	137	4,50	0,35	47,24	5,66	40,88	98,63	70,25	25,91	„
„	140	2,47	0,24	48,79	5,66	41,70	98,86	73,02	25,91	„
„	144	0,94	0,58	49,16	5,75	41,80	98,23	73,46	26,32	„
С. Голодль	264	1,38	0,20	54,51	0,65	43,49	100,23	95,68	2,98	„
„	273	2,90	0,75	52,71	0,65	42,40	99,41	92,47	2,98	Валанжин
С. Аркас	264	3,38	0,79	52,02	0,49	41,33	98,02	91,66	2,23	Верхн. келлов.— оксфорд
„	366	4,20	0,37	52,66	0,49	41,85	99,57	92,79	2,23	„
„	373	1,36	0,05	52,22	2,11	43,19	98,93	87,97	9,65	„
С. Кадар	390	2,98	0,35	51,05	1,90	42,12	98,40	86,40	8,69	„
„	393	2,76	0,43	51,87	1,18	41,96	98,20	89,65	5,40	„
„	401	2,35	0,55	52,85	0,57	42,09	98,41	92,93	2,60	„
С. Гергебиль	442	6,38	0,50	44,22	0,55	41,80	99,45	62,65	29,98	Валанжин
„	449	1,10	0,50	53,53	0,94	43,36	99,43	93,21	4,31	„
„	450	1,21	0,52	52,22	1,67	43,58	99,20	89,06	7,64	„
Красный мост	470	5,16	9,24	45,72	5,26	41,61	97,99	68,54	24,07	Верхн. келлов.— оксфорд
„	471	1,12	0,71	50,40	3,41	43,26	98,90	81,49	15,60	„
„	481	2,38	0,35	50,92	2,28	42,30	98,33	85,22	10,44	„
С. Чох	520	3,85	3,65	44,65	7,71	42,18	99,04	60,54	35,29	Валанжин
„	521	2,09	0,82	51,38	3,00	43,59	100,88	84,25	13,72	„
„	522	1,62	0,06	50,55	3,23	43,66	99,12	82,20	14,79	„
„	523	3,34	0,85	44,23	8,20	—	100,28	56,58	37,52	„

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
С. Ташканур	531	3,90	0,95	51,20	1,47	41,77	99,29	87,74	6,72	Верхн. келлов- оксфорд
"	532	3,44	9,77	51,95	0,65	41,40	96,12	91,95	2,98	"
"	533	2,62	0,50	53,05	0,37	43,13	99,67	93,76	1,68	"
"	534	0,52	0,50	53,90	1,32	43,73	99,97	92,93	6,04	"
"	535	0,91	1,86	50,05	3,73	43,25	99,80	86,01	6,13	"
"	536	0,69	0,45	54,35	0,37	43,06	98,95	96,16	1,68	"
С. Аметеркмахи	555	4,60	0,85	51,38	1,07	41,44	99,47	89,05	4,90	"
"	564	3,71	0,39	50,78	1,75	41,75	98,38	86,29	8,01	"
"	565	2,53	0,51	52,11	1,43	42,45	99,03	89,47	6,54	"
"	579	36,63	0,58	24,86	8,22	28,92	98,91	23,96	37,61	"
С. Гапшима	591	72,21	0,43	13,76	1,56	11,79	99,75	20,69	7,13	"
"	595	2,96	0,25	51,98	1,48	42,39	99,06	89,10	6,78	"
"	597	4,83	1,00	50,84	1,31	40,43	98,41	87,42	6,00	"
"	602	2,71	0,42	52,32	1,72	42,93	100,19	89,11	7,58	"
"	604	1,04	0,20	53,22	0,93	42,75	98,14	92,68	4,27	"
С. Маджалис	642	25,14	0,30	34,00	5,88	33,10	98,42	46,08	26,91	Валанжмн
"	650	9,84	0,40	47,84	1,55	38,60	98,23	61,54	7,09	"
"	654	8,96	0,30	44,47	5,62	39,15	98,50	65,42	25,71	"
Г. Горкуль	701	21,64	0,39	39,98	2,25	33,83	98,09	65,76	10,31	"
"	704	20,49	0,46	40,29	2,61	34,46	98,31	65,42	11,95	"
"	709	10,18	0,46	47,69	1,17	38,70	98,20	82,22	5,36	"
С. Ничрас	750	7,39	0,33	49,97	1,16	40,47	99,32	86,31	5,32	Верхн. келлов.- оксфорд
С. Сардаркент	783	11,00	0,56	47,33	1,31	37,78	97,98	81,22	6,00	"
"	793	13,38	0,40	42,06	5,31	38,44	99,59	61,88	24,31	"
"	794	36,66	0,46	31,09	5,26	25,35	98,82	42,43	24,07	"
"	795	16,52	0,01	42,67	3,44	35,95	98,59	67,63	15,73	"
Г. Шагдаг	898	4,62	0,32	49,92	2,46	41,85	99,17	82,96	11,27	Кимеридж-титон
"	899	2,91	0,53	48,09	4,48	42,64	98,65	74,71	20,50	"
"	907	2,29	0,72	41,98	10,01	44,72	99,72	50,05	45,82	Валанжин
"	908	4,39	1,02	45,58	5,71	42,09	98,70	67,18	26,12	"
"	921	2,70	0,70	43,58	9,14	42,74	98,86	55,98	41,83	"
"	924	1,42	0,12	47,08	7,93	43,37	99,92	64,33	36,30	"

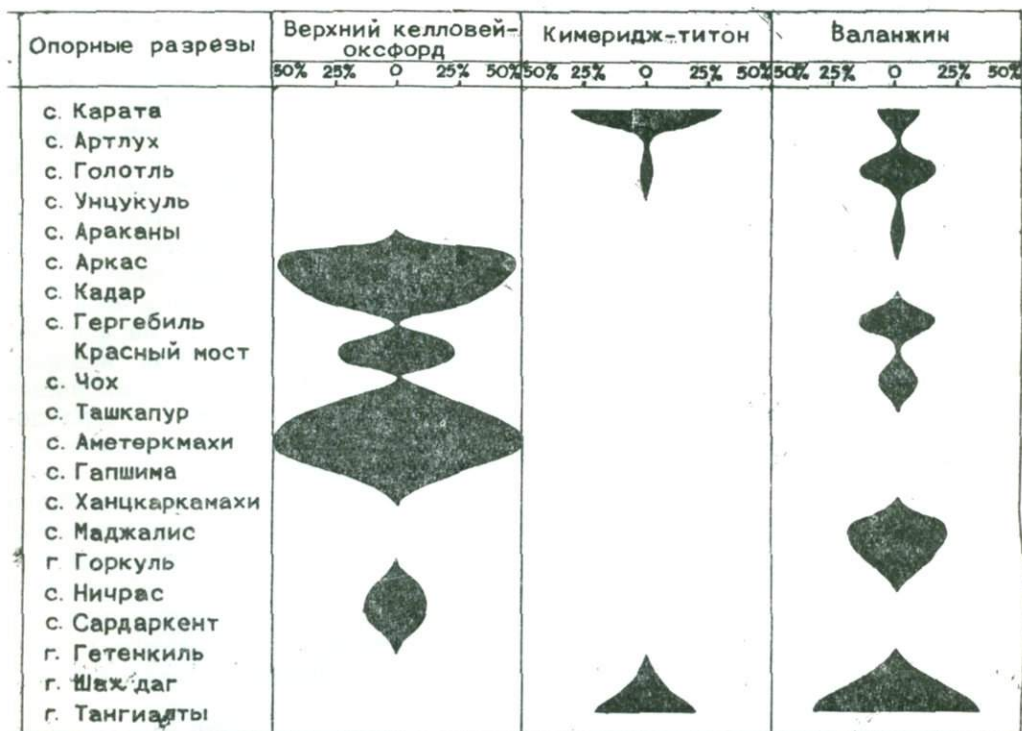


Рис. 31. Диаграмма распространения органогенных известняков по разрезам (в процентах от мощности яруса).

северо-западного и центрального Дагестана она фиксируется обычно в основании разреза или связана с его отдельными горизонтами, то разрезы юго-восточного Дагестана и северного Азербайджана характеризуются повышенным содержанием ее в целом. В тех же случаях, когда в органогенных известняках центрального и северо-западного Дагестана имеется значительное количество минерального нерастворимого остатка (разрезы у сс. Аметеркмахи и Гапшима), то оно в большинстве связано с кремневыми органическими остатками (обычно спиккулы губок) или окремнением известняков.

Указанная выше закономерность в распространении терригенной примеси подтверждается также и приводимыми нами данными химических анализов (табл. 8).

Доломитизация органогенных известняков довольно незначительна. Содержание окиси магния в них, по данным химических анализов, как правило, составляет не более 3%.

Кривые нагревания известняков обычно характеризуются одним резко выраженным эндотермическим эффектом с максимумом в интервалах температур от 880° до 950° (рис. 32). Лишь в некоторых образцах (раз-

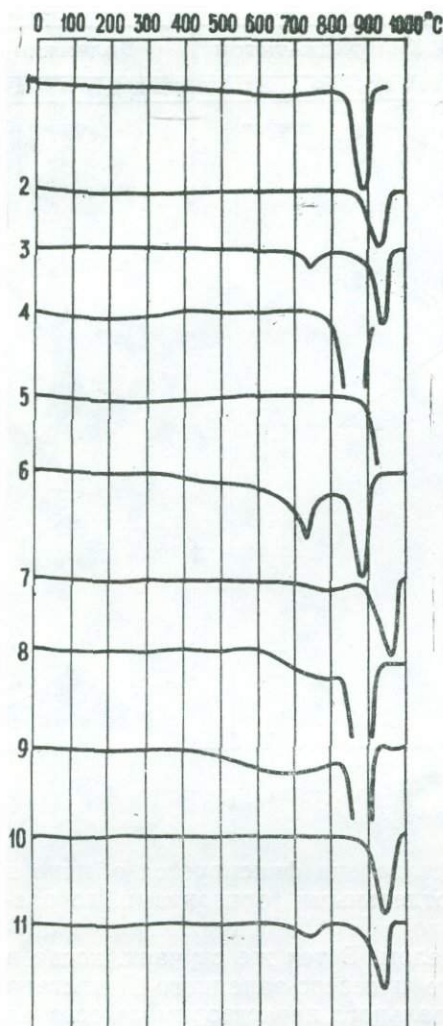


Рис. 32. Кривые нагревания органических известняков.

1—с. Кадар, обр. 401, верхний келловей—оксфорд; 2—с. Гергебиль, обр. 450, валанжин; 3—с. Чох, обр. 521, валанжин; 4—с. Ташкапур, обр. 533, верхний келловей—оксфорд; 5—с. Ташкапур, обр. 536; верхний келловей—оксфорд; 6—с. Аметеркмахи, обр. 579, валанжин; 7—с. Маджалис, обр. 641, валанжин; 8—с. Маджалис, обр. 642, валанжин; 9—с. Сардаркент, обр. 794, верхний келловей—оксфорд; 10—г. Шахдаг, обр. 899, кимеридж—титон; 11—г. Шахдаг, обр. 908 валанжин.

резы у сс. Чох, Аметеркмахи и г. Шахдаг) фиксируется наличие небольшой примеси доломита, выражающееся в появлении дополнительного эндоэффекта при температуре 730—740°.

Среди органогенных известняков выделяются собственно органогенные и органогенно-детритовые разности.

Собственно органогенные известняки по преобладающим органическим остаткам делятся на фораминиферовые, остракодовые, водорослевые, спиккуловые, криноидные (мшанково-криноидные) и коралловые (табл. 9), характеристика которых приводится ниже.

1. Фораминиферовые известняки чаще всего встречаются в отложениях валанжина в разрезах юго-восточного Дагестана (с. Горкуль и др.). Главной составной частью породы (от 40—50 до 60—70%) являются раковины фораминифер размером до 0,2 мм.

В пределах центрального и северо-западного Дагестана (сс. Карата, Аракань, Гергебиль и др.), а также северного Азербайджана фораминиферовые известняки представлены единичными пластами и тонкими пропластками и, как правило, входят в состав характерной плиты пелитоморфных известняков, которой в Дагестане венчаются разрезы валанжинского яруса. Порода здесь на 50% и более состоит из раковин фораминифер, размеры которых достигают 0,3—0,4 мм. Следует отметить, что в описываемых известняках северного Азербайджана отмечается наличие большого количества разрушенных раковин фораминифер.

Кроме фораминифер, в составе этих известняков много карбонатных сгустков, обломков раковин других организмов, меньше обломков кар-

бонатных пород. Характерно, что раковины фораминифер часто располагаются в массе карбонатных сгустков и потому распознаются довольно трудно. Это дает основание предположить, что некоторая часть раковин фораминифер, потерявших структуру, могла превратиться в сгустки.

Другие обломки раковин состоят из криноидей, брахиопод, спикул губок и других организмов размером до 2—3 мм. Некоторые из них частично замещены кремнеземом.

Цементом является пелитоморфная известковая масса. Реже встречается кремнистый цемент. Обычно цемент составляет до 30% породы и относится к поровому или базальному типам.

Терригенные минералы в фораминиферовых известняках, как правило, представлены единичными зернами кварца и полевых шпатов. Из аутигенных минералов местами (с. Гергебиль, г. Тенгиалты и др.) отмечаются кремнезем и редкие кубики пирита.

Фораминиферовые известняки по простиранию и в разрезе (по вертикали) связаны постепенным переходом с пелитоморфными и органогенно-обломочными разностями.



Рис. 33. Остракодовый известняк. Увел. 40, николи=. С. Голотль, обр. 264, кимеридж-титон.

2. Остракодовые известняки (рис. 33) представлены небольшими пропластками в разрезах кимеридж-титонских отложений у сс. Карата и Голотль. Основная часть их слагается раковинами остракод и многочисленными сгустками известковой массы. Иногда в составе этих известняков присутствуют единичные обломки раковин других организмов и карбонатных пород.

Цемент поровый и представлен пелитоморфным или мелкозернистым известковым материалом.

3. Водорослевые известняки (рис. 34) иногда в виде микропористых разностей встречаются в отдельных разрезах северо-западного и центрального Дагестана. Они состоят из ячеек водорослей (размером более 0,1 мм), контуры которых образованы пелитоморфным известковым материалом, а внутренние части и цементирующий материал представлены мелкозернистой (менее 0,1 мм) разностью кальцита.



Рис. 34. Водорослевый известняк. Увел. 40, николи=. С. Карата, обр. 134, кимеридж—титон.

Кроме водорослей, в сложении известняков принимают участие обломки криноидей и брахиопод, раковины фораминифер, спикулы губок и др. Размеры отдельных обломков достигают 5 мм. Некоторые из них полностью перекристаллизованы или замещены ромбоэдрами доломита. Местами известняки сильно окремнены и содержат прожилки кальцита.

Из терригенных минералов в рассматриваемых известняках встречаются отдельные различные по величине (0,01—0,1 мм) зерна кварца, а из аутигенных — пирит и кремнезем. Последний местами образует сферические скопления размером до 0,3 мм.

4. Спикуловые известняки\* (рис. 35) встречаются в разрезах у сс: Аметеркмахи, Гапшима и г. Горкуль (табл. 9).

Микроскопически они состоят из кремневых спикул губок, сцементированных карбонатным, реже кремнистым цементом базального типа. Спикулы местами замещены кальцитом, размеры их поперечных сечений

\* Как известно, породы, состоящие из спикул губок, называются спонголитами. Но химический анализ показывает, что в составе рассматриваемых пород преобладает карбонат кальция. Поэтому мы называем их спикуловыми известняками.

достигают 0,1 мм. Кроме спикул губок, в строении известняков принимают участие также остатки криноидей, обломки раковин брахиопод, раковины фораминифер и другие, которые иногда замещены кремнеземом.

Кварц и пирит в спикуловых известняках представлены единичными мелкими (менее 0,1 мм) зернами.

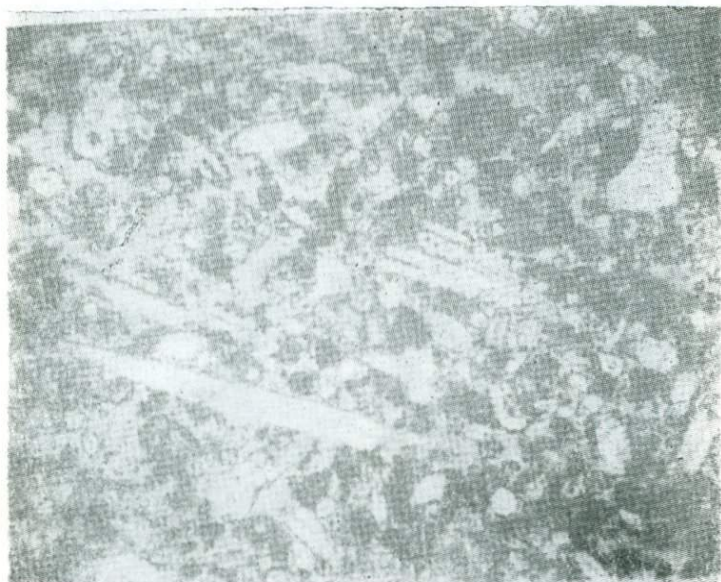


Рис. 35. Спикуловый известняк (спонголит). Увел. 40, николи = С. Аметеркмахи, обр. 572, верхний келловей—оксфорд.

5. Криноидные и мшанково-криноидные известняки (рис. 36) приурочены к отложениям верхнего келловей—оксфорда и валанжина и встречаются в разрезах у сс. Кадар, Маджалис, реже на г. Тангиалты и др. Главной составной частью породы (60—70%) являются обломки раковин размером менее 1,0 мм, среди которых преобладают остатки криноидей и мшанок. Сохранность криноидей в целом удовлетворительная, хотя местами, они полностью перекристаллизованы и определяются только по сохранившейся слабой точечной структуре. Иногда они хорошо окатаны и более или менее ориентированы.

Из других органических остатков следует отметить обломки раковин брахиопод, кораллов, морских ежей, фораминифер, известковых водорослей, спикулы губок и др. Кроме того, в строении этих известняков принимают участие обломки пелитоморфных, песчанистых, карбонатных пород, зерна оолитов и их обломки. Местами оолиты составляют более 5% породы. Органические остатки нередко выполнены средне- и мелкозернистым кальцитом, реже кремнеземом, пиритом или глаукоцитом. Как обломки фауны, так и обломки пород слабо окатаны или сов-

сем не окатаны. Иногда в известняках наблюдаются прожилки кальцита, секущие органические остатки.

Цемент в рассматриваемых известняках известковый, по структуре поровый, мелкозернистый, реже пелитоморфный. Местами в шлифах можно наблюдать различные стадии перехода цемента от пелитоморфного к мелко-, реже к среднезернистому.



Рис. 36. Криноидный известняк. Увел. 14, николи =. С. Кадар, обр. 393, верхний келловей-оксфорд.

Из терригенных минералов встречаются кварц (редко до 2—3%), полевые шпаты, глауконит, а из аутигенных отмечается пирит, приуроченный обычно к остаткам организмов.

6. Коралловые известняки были встречены лишь в разрезе у с. Цудахар. Сложены они исключительно остатками колониальных кораллов, которые микроскопически легко определяются в изломе породы.

Органогенно-детритовые известняки по преобладающему размеру детритового материала делятся на крупно-, средне-, мелкодетритовые и шламовые. Наибольшее развитие они получили в отложениях верхнего келловей-оксфорда (табл. 9).

1. Крупнодетритовые известняки (рис. 37) встречаются в разрезах у сс. Карата, Гапшима и на г. Шагдаг, где они залегают в виде небольших прослоев. Главной составной частью их являются обломки криноидей и мшанок, встречаются также обломки раковин пелеципод, брахипод, раковины фораминифер, спикулы губок и др. В качестве небольшой примеси в этих известняках присутствуют окатанные обломки карбонатных пород и редкие зерна оолитов размером до 0,5 мм. Размеры обломков

карбонатных пород, среди которых встречаются обломки оолитовых известняков, меняются от 0,1 до 2,0 мм, преобладающий размер — 0,1—0,3 мм.



Рис. 37. Крупнодетритовый известняк. Детритовый материал состоит из остатков криноидных и мшанок. Увел. 20, николи =. С. Кадар, обр. 408, верхний келловей-оксфорд.

В шлифах рассматриваемых известняков нередко отмечается заметная ориентировка и некоторая окатанность более крупных частиц детритового материала. Местами отдельные обломки перекристаллизованы и замещены кремнеземом.

2. Среднедетритовые известняки встречаются в разрезах у сс. Карата, Чох и Маджалис, где они, как и крупнодетритовые известняки, залегают в виде небольших прослоев. Среди наиболее крупных органических остатков в их составе преобладают обломки криноидей, реже брахиопод и других, которые иногда перекристаллизованы, корродированы ромбоэдрами доломитов или замещены кремнеземом. Местами детритовый материал заметно ориентирован. Кроме того, в строении этих известняков принимают участие карбонатные сгустки, редкие угловатые обломки известняка и оолиты.

Цемент в этих известняках базальный или поровый и состоит из пелитоморфного известкового материала.

Терригенные минералы представлены редкими зернами кварца размером до 0,8 мм. Из аутигенных минералов отмечаются кремнезем и редкие шарики пирита. Кремнезем обычно заполняет отдельные поры и трещины, реже замещает оолиты.

3. Мелкодетритовые известняки встречаются в разрезах у сс. Ташкаур, Гергебиль, Карата, на г. Шахдаг и др. Основной составной частью

их является раковинный детрит, представленный преимущественно мелкой фракцией (до 0,3 мм). Лишь единичные обломки раковин достигают 2,0 мм. Из органических остатков преобладают обломки криноидей, реже брахиопод; встречаются также и мелкие раковины и обломки фораминифер и остракод. Из других примесей отмечаются обломки известняков, оолиты и реже карбонатные сгустки.

Содержание терригенной примеси меняется в значительных пределах. В основном, это кварц, составляющий менее 2% в разрезе у с. Ташкапур, а на юго-востоке Дагестана достигающий 10% и более.

Из аутигенных минералов отмечаются пирит и глауконит. В отдельных образцах пирит встречается в значительном количестве в виде равномерно рассеянных зерен размером от 0,04 до 0,05 мм. Зерна глауконита имеют обычно окатанную форму.

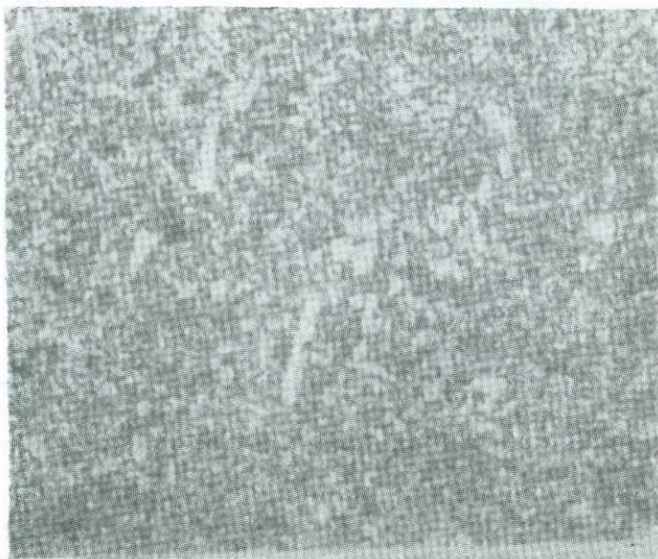


Рис. 38. Шламовый известняк. Увел. 20, николи=. С. Ташкапур, обр. 530, верхний келловей-оксфорд.

4. Шламовые известняки (рис. 38) представлены редкими пропластками в разрезах у сс. Чох, Аркас и др. По составу и строению они аналогичны детритовым известнякам и отличаются от них только размером органического детрита. Шламовые известняки связаны постепенным переходом с пелитоморфными разновидностями.

**Обломочные известняки** (рис. 39) получили развитие у сс. Гергебиль, Гапшима, Сардаркент и др. (рис. 40). Залегают они обычно в виде пластов мощностью до 10 м. Местами же (северный Азербайджан) они образуют лишь тонкие прослои до 0,1—2 м.

Обломочные известняки внешне серые, светло-серые, иногда розовые, толстоплитчатые, массивные, нередко на поверхности выветривания пре-

щиноватые. Местами они содержат редкие включения кальцита, раковины фауны (с. Голотль), примесь терригенного (чаще песчаного) материала, а также признаки кривой слоистости (с. Гапшима).

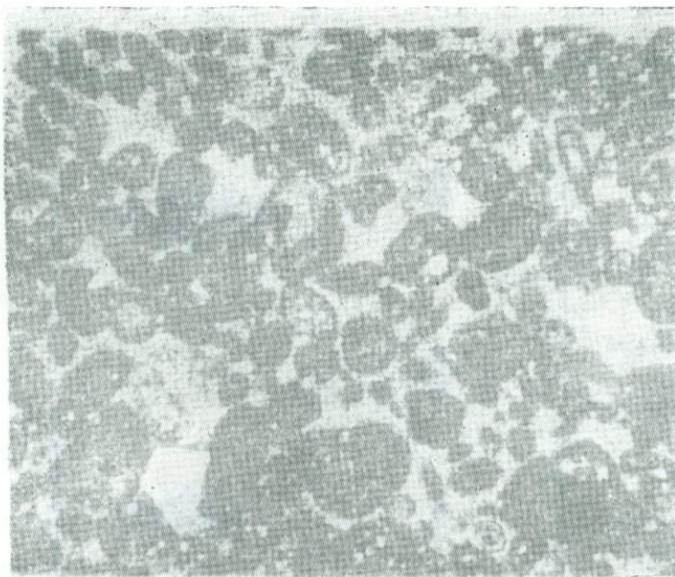


Рис. 39. Обломочный известняк. Увел. 24, николи =. С. Сардаркент, обр. 786, келловой-оксфорд.

Рассматриваемые известняки часто в полевых условиях описываются как скрытокристаллические или пелитоморфные и даже органогенные (с. Кадар). Только в районе хребта Лес и в северном Азербайджане они имеют ясно выраженное органогенно-обломочное строение в изломе, тогда как на поверхности выветривания в большинстве случаев не отличаются от широко распространенных здесь пелитоморфных известняков.

В составе обломочных известняков принимают участие, главным образом, два компонента — обломки карбонатных пород и органогенный материал, которые скрепляются известковым цементом.

Обломки пород представлены пелитоморфными, реже оолитовыми и алевролитовыми известняками, которые в отдельных пластах составляют от 50 до 90% породы. Размеры их меняются от 0,5—1,0 до 3,0 мм, реже они достигают 5—6 мм. В большинстве же известняков неравномернозернистые. В ряде случаев в них отмечается некоторая сортировка обломков по величине. Обломки полуугловатые, реже полуокатанные и окатанные. Некоторые из них несут следы грануляции.

Местами обломки карбонатных пород обрамляются ориентированными по наслоению кристаллами вторичного кальцита. Для отдельных прослоев органогенно-обломочных известняков северного Азербайджана этот процесс приобретает массовый характер.

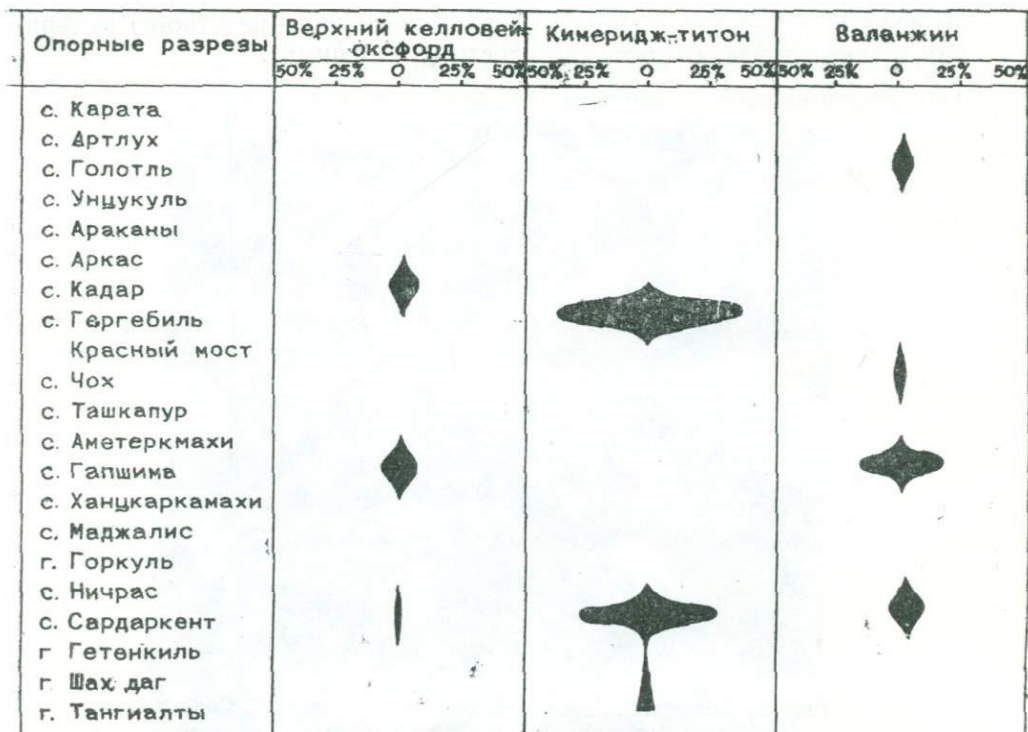


Рис. 40. Диаграмма распространения обломочных известняков по разрезам (в процентах от мощности яруса).

Органогенный материал составляет значительную часть рассматриваемых известняков. Местами его содержание равно содержанию обломков карбонатных пород. Среди органических остатков преобладают раковины фораминифер, реже остатки криноидей. В подчиненном количестве присутствуют обломки раковин брахиопод, спикулы губок, водоросли, остатки растений и др. Некоторые из них перекристаллизованы и частично замещены кремнеземом.

В разрезе с. Гапшима и в других местах в органогенно-обломочных известняках значительна примесь оолитов размером 0,2—0,4 мм, в ядрах которых отмечаются обломки пелитоморфных известняков, реже — раковины фораминифер.

Местами известняки доломитизированы (с. Сардаркент) и содержат эпигенетические прожилки кальцита. Ромбоэдры доломита развиты по обломкам известняков и органическим остаткам. Однако общее содержание окиси магния в этих известняках не превышает 2% и лишь иногда достигает 5% (табл. 10).

Из терригенных минералов в органогенно-обломочных известняках встречаются кварц и полевые шпаты (0,2 мм), которые иногда состав-

## Распространение различных типов органогенных известняков в по разрезам

Разновидности органогенных известняков. Разрезы	Верхний меловой-оксфорд						Кимеридж-титан						Балажин									
	Фораминифе- ровые	Остракодовые	Водорослевые	Спикуловые	Криноидные и мш.-криноид.	Коралловые	Детритовые и шламовые	Фораминифе- ровые	Остракодовые	Водорослевые	Спикуловые	Криноидные и мш.-криноид.	Коралловые	Детритовые и шламовые	Остракодовые	Водорослевые	Спикуловые	Криноидные и мш.-криноид.	Коралловые	Детритовые и шламовые	Фораминифе- ровые	
С. Карата								+													+	
С. Артлук									+													
С. Голотль									+													
С. Унцукуль																						
С. Араканы																						+
С. Аркас			+																			
С. Кадар					+																	
С. Гергебиль																						+
Красный мост																						
С. Чох																						+
С. Ташкапур																						
С. Аметеркмахи																						
С. Гапшима				+	+																	
С. Ханцаркамахи																						
С. Цудахар																						+
С. Маджалис																+						
С. Горкуль				+																		+
С. Ничрас																						+
С. Сардаркент																						+
Г. Гетинкиль																						
Г. Шагдаг																						+
Г. Тенгиалты																						+

Химические анализы обломочных известняков (в % на воздушно-сухую навеску)

Район	№ обр.	Минеральн. нераствор. остаток	R <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	MgO	CO <sub>2</sub>	Сумма, %	Кальцит	Доломит	Возраст
С. Голотль	268	2,19	1,50	53,81	0,73	43,02	101,25	94,23	3,35	Валанжин
С. Кадар	397	0,92	0,60	51,58	2,15	42,82	98,07	86,72	9,85	Верхн. келлов.— оксфорд
„	398	1,26	0,24	51,11	2,70	43,84	99,15	84,52	12,36	„
С. Гергебиль	438	6,74	0,70	50,31	1,06	40,63	99,41	87,16	4,86	Кимеридж-титон
С. Чох	519	1,00	0,70	49,90	4,07	43,59	99,26	78,96	18,62	Валанжин
С. Гапшима	607	1,76	—	53,30	1,05	42,81	98,92	92,53	4,81	Верхн. келлов.— оксфорд
„	608	1,45	0,36	54,03	1,48	44,00	101,32	92,76	6,78	„
„	617	0,65	0,45	52,06	1,18	46,18	100,52	90,00	5,40	Валанжин
„	619	0,92	0,45	52,48	1,73	42,48	98,06	89,38	7,92	„
С. Сардаркент	786	2,94	0,14	47,85	4,60	42,57	98,10	73,98	21,05	Верхн. келлов.— оксфорд
„	802	11,60	1,14	47,55	0,22	37,55	98,06	84,33	1,01	Кимеридж—титон
„	803	20,80	0,19	42,67	1,40	34,92	99,98	72,69	6,41	„
„	812	7,02	0,13	48,76	2,00	40,41	98,32	82,07	9,15	Валанжин

ляют до 2—3% породы, а из аутигенных — пирит и кремнезем. Выделения гидроокислов железа местами приурочены к растительным остаткам неправильной формы.



Рис. 41. Среднезернистый доломит. Увел. 28, николи+ С. Араканы, обр. 338, верхний келловей-оксфорд.

Цемент поровый, реже контактный или базальный и состоит из мелкозернистого или среднезернистого известкового материала.

**Д о л о м и т ы.** К этой группе относятся карбонатные породы, в составе которых преобладает  $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ . Среди них выделяются кристаллические доломиты и доломиты с преобладанием цементирующего материала. Однако последние встречаются весьма редко (табл. 1).

1) Кристаллические доломиты. В зависимости от размера зерен среди кристаллических доломитов различаются среднезернистые, мелкозернистые и пелитоморфные разновидности.

**Среднезернистые доломиты** из всех выделенных в карбонатной толще типов пород (рис. 41) являются наиболее широко распространенными. Особенно характерны они для отложений верхнего келловей-оксфорда северо-западного Дагестана (рис. 42).

В восточном и ю.-в. направлениях от этого района они получили значительно меньшее развитие и во многих разрезах центрального Дагестана совершенно отсутствуют. На юго-востоке Дагестана доломиты отмечаются лишь в отдельных разрезах в виде небольших пропластков.

Залегают среднезернистые доломиты обычно в виде единой мощной макролинзы, которая составляет основную часть доломитовой свиты верхнего келловей оксфорда и развита на всей территории северо-западного Дагестана и западной части центрального Дагестана (сс. Араканы, Тергебиль и др.).

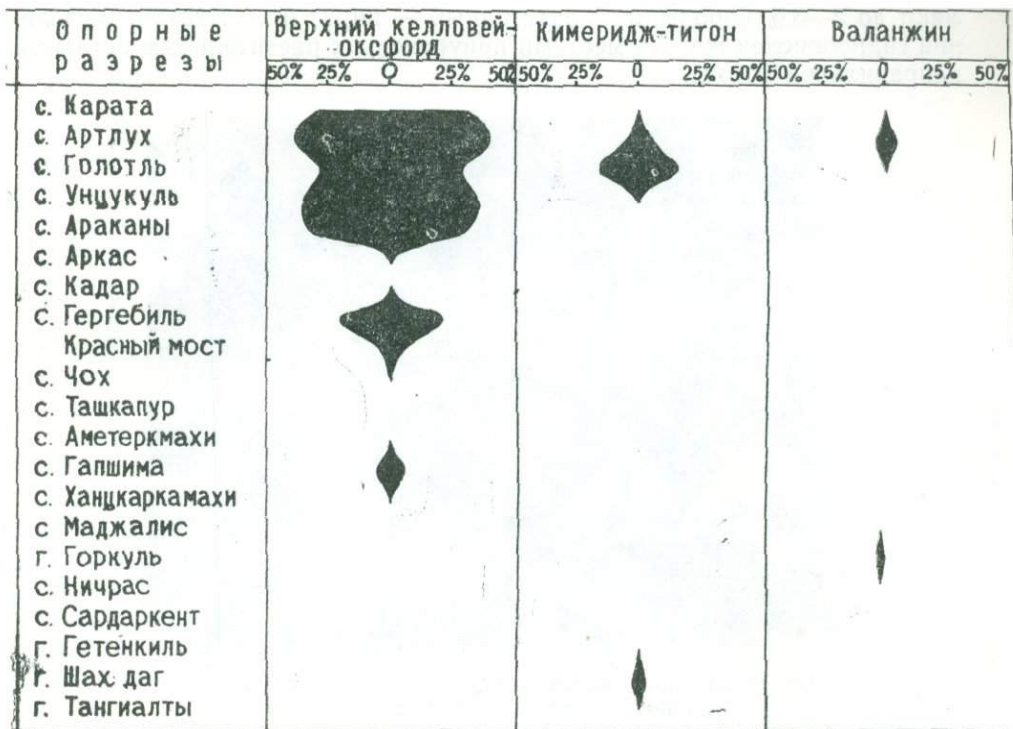


Рис. 42. Диаграмма распространения среднезернистых доломитов по разрезам (в процентах от мощности яруса).

По внешнему виду среднезернистые доломиты серые, светло-серые, часто окрашены окислами железа, плотные, толстоплитчатые или массивные, в выветрелом состоянии пористые и местами тонкоплитчатые, с редкими включениями и прожилками эпигенетического кальцита. В некоторых разрезах (у сс. Унцукуль, Голотль, у Могохского моста и др.) в них наблюдаются четко выраженные следы косой и горизонтальной слоистости, обусловленные изменением структуры и реже цвета породы. Толщина отдельных слоев достигает 2—3 см. Иногда слоистость подчеркивается пористостью, приуроченной к относительно более крупнозернистым выветрелым доломитам.

Для среднезернистых доломитов характерно наличие конкреций темно-серого кремня, а также отдельных раковин органических остатков и их обломков. Кремни, как правило, приурочены к нижней части разрезов отложений верхнего келловей-оксфорда. У с. Артлух и Могохского моста в этих доломитах отмечаются признаки оолитового строения.

По своему составу среднезернистые доломиты очень однообразны и представлены, в основном, мозаичными разностями. Размеры зерен пород верхнего келловей — оксфорда меняются от 0,1 до 0,3 мм, тогда как

## Химические анализы среднезернистых доломитов (в % на воздушно-сухую навеску)

Район	№ обр.	Минеральн. нерастворимый остаток	R <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	MgO	CO <sub>2</sub>	Сумма, %	Кальцит	Доломит	Возраст
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
С. Карата	112	1,02	0,28	31,70	20,60	45,09	98,69	5,40	94,26	Верхний келловей—оксфорд.
"	115	0,77	0,34	34,14	19,13	44,72	99,40	12,66	88,92	"
"	117	0,86	0,20	30,43	21,18	45,53	98,20	1,69	96,93	"
"	122	0,84	4,05	28,96	20,82	43,53	98,20	—	95,29	"
"	125	1,88	0,36	30,91	20,07	44,80	98,05	5,36	91,85	"
С. Арлух	170	12,26	0,20	28,06	17,58	41,18	99,25	6,35	80,45	"
"	175	2,41	0,08	30,75	18,52	48,35	100,09	8,88	84,74	"
"	176	14,74	2,03	24,40	16,47	40,75	98,39	2,62	75,38	"
"	177	2,20	1,20	34,65	15,29	44,58	98,12	24,22	69,97	"
"	183	2,02	0,70	29,72	20,54	45,74	98,72	2,01	94,00	Кимеридж—титон
"	214	0,87	2,05	35,01	15,53	47,58	101,04	23,90	71,07	"
"	223	1,49	0,15	29,48	21,08	46,15	98,35	0,25	96,45	Валанжин
С. Голотль	258	3,83	1,15	29,10	20,41	44,82	99,31	1,22	93,41	Верхн. келловей—оксфорд.
"	260	0,38	0,45	30,15	21,76	47,40	100,14	—	99,58	Кимеридж—титон
"	261	0,87	0,35	30,18	21,79	47,47	100,66	—	99,71	"
"	262	0,59	1,32	30,02	20,11	48,78	100,82	3,62	92,03	"
С. Унцукуль	282	1,29	0,70	29,85	21,29	46,55	99,59	0,60	97,02	Верхний келловей—оксфорд.
"	283	1,88	0,95	30,21	20,15	45,70	98,89	3,86	92,20	"
"	285	1,25	0,82	29,12	21,11	45,89	98,19	—	96,60	"
"	286	0,98	0,10	29,35	21,40	46,84	99,17	0,11	97,93	"

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Унцукуль	287	0,72	0,15	30,53	21,91	46,86	99,24	2,24	96,14	
„	288	1,16	0,07	30,28	21,26	46,25	99,03	1,22	97,30	„
„	289	2,36	0,20	50,10	21,14	46,65	100,49	1,21	96,73	„
„	291	1,75	0,40	29,85	21,46	46,08	99,54	—	98,20	„
„	293	1,07	1,30	29,73	21,02	46,27	99,39	0,85	96,16	„
„	295	0,82	1,00	32,42	19,98	47,25	101,47	8,22	91,44	„
„	296	0,81	1,00	29,80	21,3-	46,67	99,62	0,17	97,65	„
„	297	0,66	0,30	29,48	21,45	46,35	98,90	—	98,20	„
„	299	1,05	0,95	30,01	21,13	46,60	99,09	1,23	96,69	„
С Араканы	329	4,08	0,80	34,07	16,02	44,87	99,84	21,00	73,32	Верхн. келловой— оксфорд.
„	330	0,98	0,85	30,63	20,95	46,37	99,75	2,61	95,88	„
„	332	0,40	0,55	32,01	20,23	48,65	101,84	6,88	92,57	„
„	333	1,37	1,24	35,67	16,82	46,34	101,44	21,88	76,97	„
„	334	0,37	0,37	32,80	20,76	47,05	101,35	6,97	95,00	„
„	335	0,29	0,50	30,61	21,51	47,50	100,41	1,19	98,44	„
„	336	0,22	0,72	30,60	20,44	46,35	98,33	3,83	93,54	„
„	337	0,35	0,48	31,02	21,42	47,82	101,12	2,15	98,02	„
„	338	0,24	0,75	32,01	20,78	46,49	100,27	5,51	95,09	„
„	341	0,10	0,50	31,02	21,03	47,29	99,94	3,12	96,23	„
„	342	0,58	0,95	35,17	17,83	47,04	101,57	18,48	81,59	„
„	344	1,33	0,55	33,30	18,10	46,66	99,94	14,46	82,84	„
„	345	0,83	0,46	30,50	20,27	46,58	98,64	4,08	92,75	„
„	346	0,66	0,70	35,20	17,65	46,45	100,66	18,98	80,76	„
С. Гергебиль	425	2,84	0,90	29,15	20,76	45,54	99,19	0,45	95,00	„
„	427	0,80	0,25	36,94	14,81	45,15	97,95	29,14	67,78	„
„	429	1,03	0,45	28,26	20,60	50,39	100,73	—	94,28	„
„	430	0,25	1,65	30,35	21,40	45,85	99,54	1,02	97,93	„
„	431	0,28	0,30	30,49	20,91	47,28	99,25	2,47	95,68	„
„	432	0,18	2,46	29,51	20,48	46,37	99,00	1,80	93,71	„
Красный мост	477	2,88	0,59	29,87	19,28	45,48	98,10	5,42	88,22	„
С. Гапшима	600	6,24	0,49	30,09	19,15	44,51	100,45	6,06	87,76	„
„	603	0,68	0,38	31,80	19,74	45,94	98,54	7,71	90,34	„
Г. Шахдаг	904	4,00	0,97	31,53	18,48	44,91	99,89	10,36	84,57	Кимеридж—титон

для кимеридж-титонских и валанжинских отложений характерна величина зерен от 0,1 до 0,5 мм. Нередко встречаются и более мелкие (0,1 мм) частицы, как в виде примеси между зернами основной массы, так и в виде небольших скоплений в отдельных участках. В ядрах доломитовых зерен иногда отмечаются включения глинистого материала.

В ряде мест среднезернистые доломиты относительно более равномернозернисты, а иногда даже идиоморфны. При этом между ромбоэдрами доломита в отдельных участках встречается пелитоморфная карбонатная масса.

В рассматриваемых доломитах очень редко отмечается примесь органического происхождения. Так, среди зерен основной массы местами наблюдаются единичные раковины фораминифер и другие органические остатки. Иногда встречаются и целые участки ( $5 \times 10$  мм) типичной органической породы с четкими и резкими контурами. Органические остатки, как правило, цементируются мелкозернистой или пелитоморфной карбонатной массой. Внутренние части некоторых из них выполнены кремнеземом.

Характерной чертой среднезернистых доломитов верхнего келловей-оксфорда северо-западного Дагестана является наличие следов перекристаллизованных оолитов и других карбонатных образований. Микроскопическое изучение пород подтвердило полевые данные и показало широкое и закономерное распространение этих образований по разрезам. Наиболее широко развиты они в разрезах у сс. Артлук, Унцукуль, Могохского моста и в других разрезах пограничной области северо-западного и центрального Дагестана.

Данные химических анализов среднезернистых доломитов (табл. 11) свидетельствуют о выдержанности их состава и высоком содержании в них окиси магния.

Как следует из таблицы 11, рассматриваемые породы по составу представляют собой, в основном почти чистые доломиты. Средние значения окиси магния в них составляют у сс. Карата — 20,42%, Артлук — 19,76%, Унцукуль — 21,14%, Голотль — 21,21%, Аракань — 19,81% и Гергебиль — 20,89%. При этом, нерастворимый остаток обычно не превышает 1—2% и лишь изредка, когда отмечается окремнение доломитов, достигает 10—15%. Эти данные свидетельствуют о постоянстве и чистоте состава доломитов по всей территории северо-западного Дагестана.

Кривые нагревания среднезернистых доломитов хорошо согласуются с данными химических анализов (рис. 43). Основная масса пород дает типичную для доломитов кривую нагревания с двумя характерными для них эндотермическими эффектами. Первый термический эндозффект характеризуется значительным интервалом колебания температур 760—815°, что, по-видимому, связано с наличием примеси, которая, при всей своей незначительности, все же оказывает влияние на диссоциацию магнетита. Второй эндозффект более устойчив в отношении колебания температур и протекает в интервале от 920 до 950°. Установлено, что с увеличением относительной крупности зерен доломиты начинают диссоциировать позднее, т. е. эндотермические эффекты наступают при более высоких температурах.

Кроме того, термограммы отдельных образцов (№ 262, 299, 341 и др. из разрезов сс. Голотль, Унцукуль, Араканы и других свидетельствуют о присутствии в породе магнетита, который диссоциируется при температуре 600—680°.

Из терригенных минералов в среднезернистых доломитах чаще всего встречается кварц в виде единичных зерен размером до 0,4 мм. Только в редких случаях он составляет более 1—2% породы. При незначительности общего содержания обломочного материала глинистая примесь в шлифах описываемых пород иногда образует слабый фон. Местами же глинистые частицы сосредоточиваются в центрах зерен доломитов или по всей длине сутурных швов.

Аутигенные минералы представлены единичными зернами пирита, редкими более или менее значительными скоплениями кремнезема (до 1—2 мм) гипса. Иногда скопления кремнезема по форме напоминают обломки раковин организмов.

Довольно часто в среднезернистых доломитах отмечаются прожилки крупнокристаллического и монокристаллического кальцита эпигенетического происхождения.

Пористость среднезернистых доломитов в шлифах лишь иногда составляет до 5%. Поры обычно имеют неправильную форму и по величине достигают 0,7—0,8 мм. Только более мелкие из них близки к овальным.

**Мелкозернистые доломиты** (рис. 44, 45), наряду со среднезернистыми также широко распространены во всех разрезах карбонатной толщи верхней юры-валанжина (рис. 46). Приурочены они, в основном к образованиям верхнего келловей-оксфорда, где залегают в виде пластов до

15—20 м среди среднезернистых доломитов и органогенных известняков, или — к нижней доломитовой части разрезов валанжина. В отложениях верхнего келловей-оксфорда северо-западного Дагестана мелко-

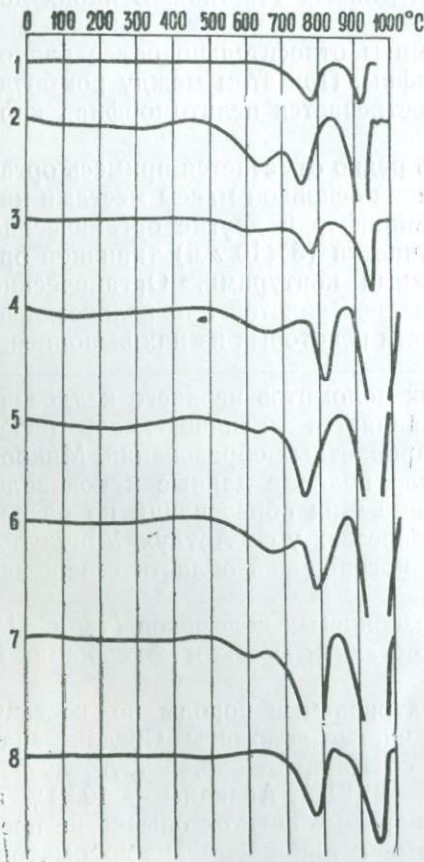


Рис. 43. Кривые нагревания среднезернистых доломитов.

1—с. Артлух, обр. 170, верхний келловей-оксфорд; 2—с. Голотль, обр. 262 кимеридж-титон; 3—с. Унцукуль, обр. 291, верхний келловей-оксфорд; 5—с. Араканы, обр. 331, верхний келловей-оксфорд; 6—с. Араканы, обр. 341, верхний келловей-оксфорд; 7—с. Араканы, обр. 343, верхний келловей-оксфорд; 8—с. Гергебиль, обр. 249, верхний келловей-оксфорд.

зернистые доломиты совместно со среднезернистыми образуют однообразную толщу.

По внешнему виду эти доломиты серые, иногда темно-серые различных оттенков, очень плотные, часто толстоплитчатые, с редкими



Рис. 44. Мелкозернистый доломит. Увел. 40, николи.- С. Карата, обр. 102, верхний келловей-оксфорд.

прожилками кальцита, со следами тонкой горизонтальной или пологой косою слоистости. В выветрелом состоянии местами они кавернозные, реже мергелевидны.

Зачастую мелкозернистые доломиты валанжина содержат примесь песчано-глинистого материала (сс. Араканы, Маджалис и г. Шахдар), редкие зерна кварца (размером до 3—4 мм), выступающие на поверхности выветривания (сс. Араканы и Артлух), и линзы темно-серых глинисто-алевролитовых пород (с. Чох). В разрезе у с. Маджалис поры и трещины доломитов на поверхности выветривания заполнены пиритом. Следы пиритизации отмечаются также и в мелкозернистых доломитах верхнего келловей—оксфорда в окрестностях с. Унцукуль.

Среди мелкозернистых доломитов верхнего келловей—оксфорда встречаются многочисленные конкреции темно-серого кремня и незначитель-

ные пропластки пелитоморфных известняков. Органические остатки в них представлены редкими раковинами и их обломками.

Микроскопически мелкозернистые доломиты, как правило, представлены мозаичными разностями с величиной зерен от 0,01 до 0,1 мм. Не-

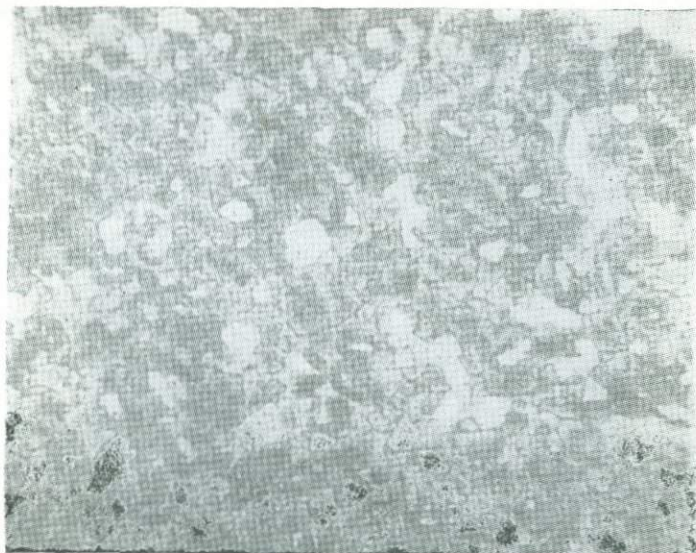


Рис. 45. Мелкозернистый доломит с отпечатками перекристаллизованных оолитов. Увел. 40. николи-. С. Артлук, обр. 176, верхний келловей—оксфорд.

Большую примесь образуют как более мелкие, так и более крупные частицы. Доломиты кимеридж-титонского и валанжинского возрастов отчетливо равномернoзернистые. В основном они состоят из зерен различной формы размером от 0,01 до 0,05 мм — в одних случаях это неправильные и неправильно-ромбоэдрические зерна с плотной упаковкой, в других — преобладают зерна в виде правильных ромбоэдров. Кристаллы доломита обычно прозрачные, но иногда в их ядрах отмечаются вкрапления темной массы (по-видимому, глинистой). Оболочки же ядер остаются чистыми и прозрачными.

Иногда в шлифах рассматриваемых доломитов наблюдаются монокристаллические и крупнокристаллические участки кальцита в виде заполнения пор и трещин, сутурные швы и органические остатки. Последние в ряде случаев замещены кремнеземом или перекристаллизованы, поэтому распознаются лишь по форме.

В шлифах мелкозернистых доломитов следы перекристаллизованных оолитов выражены слабо и отмечаются только в отдельных образцах, отобранных из разрезов у с. Унцукуль (рис. 45).

Химические анализы рассматриваемых доломитов приведены в таблице 12, из которой видно, что содержание окиси магния в мелкозернистых доломитах так же, как и в среднeзернистых, высокое и в среднем



Рис. 46. Диаграмма распространения мелкозернистых доломитов по разрезам (в процентах от мощности яруса).

составляет 20%. Нерастворимый остаток, хотя в целом и невелик, иногда достигает 30% и не всегда связан с окремнением доломитов. Чаще всего он представлен песчано-алевритовыми частицами.

Термические кривые мелкозернистых доломитов показывают, что оба характерных для доломитов эндотермических эффекта у большинства образцов регистрируются при более низких температурах, чем у среднезернистых доломитов (рис. 47). Если для последних первый и второй термические эффекты отмечаются соответственно в интервалах температур 760—815° и 920—950°, то для мелкозернистых доломитов эти же эффекты приурочены к интервалу температур 700—800° и 880—930°. Это свидетельствует о зависимости эндозффекта от размера зерен доломитов. Магнетит в термограммах мелкозернистых доломитов отмечен только в одном образце, где диссоциация его фиксируется при температуре порядка 660° (с. Гапшима, обр. 592).

В отличие от среднезернистых доломитов, в мелкозернистых разностях терригенный материал местами составляет значительный процент. По составу он преимущественно кварцевый (с размером зерен до 0,2 мм), однако нередко встречаются и полевые шлаты. Из других минералов

Химические анализы мелкозернистых доломитов (в % на воздушно-сухую навеску)

Район	№	Минеральн. нераствор. остаток	R <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	MgO	CO <sub>2</sub>	Сумма, %	Кальцит	Доломит	Возраст
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
С. Кэрата	108	2,73	5,63	27,43	19,72	43,05	98,56	—	90,23	Верхн. келлов. оксфорд
"	110	1,73	1,53	30,04	20,80	44,98	98,93	1,94	95,16	"
"	143	1,88	0,33	30,87	20,26	45,43	93,81	4,71	92,81	Кимеридж—титон
"	150	2,43	0,59	31,43	20,06	44,22	98,74	6,25	91,9	"
"	155	2,70	1,20	31,48	19,09	43,57	98,04	8,75	87,37	Еаланжин
"	156	2,46	3,94	30,04	18,50	43,19	98,13	7,66	84,65	"
"	162	5,44	0,80	36,36	13,71	42,00	98,31	30,84	62,73	"
С. Артлух	173	1,56	0,70	26,72	18,73	48,37	98,03	4,74	85,70	Верхн. келлов.—оксфорд
"	219	1,53	0,37	28,81	20,92	49,96	101,00	—	96,05	Валанжин
"	150	0,73	0,25	29,97	21,37	46,18	98,50	0,40	97,80	"
С. Гелотль	254	27,94	1,65	25,62	11,73	52,50	99,84	16,59	53,67	Верхн. келлов.—оксфорд
"	255	5,20	0,20	28,91	20,57	45,14	100,02	0,49	94,13	"
"	272	13,10	3,77	32,44	12,54	39,15	101,03	26,75	57,99	Еаланжин
С. Унпукуль	280	8,62	0,57	28,81	18,92	42,25	98,32	6,68	82,47	Верхн. келловей—оксфорд
"	304	13,89	1,10	24,89	18,68	40,10	98,66	—	85,49	Кимеридж—титон
"	307	0,66	0,08	34,56	17,70	46,51	99,51	17,71	81,00	Валанжин
С. Аракань	327	13,28	1,52	28,69	15,53	39,46	98,48	12,62	71,97	Верхн. келлов.—оксфорд
"	328	7,82	0,93	28,83	18,82	43,16	99,56	4,70	86,12	"
"	339	1,40	0,55	32,42	19,49	46,73	100,56	9,45	89,18	"
"	340	0,33	1,45	32,18	19,84	46,95	100,75	8,14	90,80	"

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
С. Гапшима	596	9,06	1,00	29,05	18,92	42,78	100,81	4,84	86,58	„
С. Маджалис	643	12,18	1,60	27,08	18,82	41,79	101,47	1,58	86,12	Валанжин
М. Горкуль	698	6,24	0,45	29,07	19,57	44,17	99,50	3,27	89,55	„
С. Ничрас	751	24,47	5,35	22,74	14,54	33,71	100,81	4,46	66,54	Валанжин
С. Сардаркент	790	32,62	2,15	22,98	10,61	30,00	98,06	14,12	48,55	Верхи. келлов.— оксфорд
„	810	24,94	0,20	23,16	15,42	35,00	98,72	3,03	70,56	Валанжин
Г. Петинкиль	853	26,00	2,12	21,23	15,36	33,42	98,13	—	70,30	Кимеридж—титон
„	855	16,45	0,38	24,60	17,01	39,27	98,01	0,90	79,21	„
„	856	19,06	0,80	24,99	16,66	37,79	99,30	3,22	76,23	„
„	857	3,66	5,10	29,26	17,97	42,57	98,56	7,58	82,23	„
„	862	4,77	0,41	29,87	18,63	44,76	98,44	7,04	85,24	Валанжин
„	868	2,48	0,44	29,87	20,16	45,45	98,40	3,23	92,25	„
„	869	3,95	0,12	30,22	20,03	44,00	98,32	4,17	91,66	„
„	870	20,46	1,57	23,47	15,99	36,83	98,32	2,16	73,17	„
„	871	2,96	0,52	30,18	19,72	45,00	98,38	4,88	90,23	„
„	875	2,04	0,46	29,87	20,16	45,44	97,97	3,23	92,25	„
„	877	14,14	1,20	26,82	16,21	39,74	98,11	7,60	74,17	„
Г. Шахдаг	890	0,98	3,29	30,48	19,28	44,96	98,99	6,51	88,22	Кимеридж—титон
„	892	7,67	1,01	28,18	19,08	42,93	98,87	2,89	87,32	„
„	894	14,81	3,94	26,82	15,78	38,26	99,61	8,67	72,20	„
„	896	3,68	1,15	29,75	20,50	45,72	100,80	2,16	93,82	„
„	912	15,89	1,20	31,32	12,34	38,04	98,79	25,25	56,47	Валанжин
„	913	4,16	0,72	40,45	12,78	41,46	99,57	40,44	58,49	„

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
С. Аракань	348	6,04	0,73	29,00	19,95	44,51	100,23	2,18	91,31	Баладжин
"	349	7,43	0,50	30,43	17,31	42,74	98,41	11,31	79,21	"
"	351	0,82	0,50	33,76	18,71	46,89	100,68	13,77	85,62	"
С. Гергебиль	419	8,42	0,94	28,35	18,95	44,31	99,98	3,50	86,75	Верхн. келлов.— оксфорд
"	420	7,79	0,55	27,75	19,95	43,56	99,60	—	91,31	"
"	421	8,58	0,52	28,11	18,69	42,45	98,35	3,74	85,53	"
"	423	7,60	0,77	28,32	19,95	42,70	98,34	3,47	86,71	"
"	424	1,82	0,40	35,82	16,44	46,04	100,52	23,10	75,22	"
"	444	2,50	2,15	28,90	20,85	45,33	99,74	—	95,46	Баладжин
Красный мост	460	2,24	1,16	33,32	16,97	44,59	98,28	17,32	77,65	Верхн. келлов.— оксфорд
"	463	9,84	0,75	34,87	13,14	39,31	97,91	29,59	60,13	"
"	469	1,93	1,51	30,43	20,75	44,09	98,71	2,76	94,96	"
"	474	3,40	0,43	29,75	19,61	44,74	97,93	4,38	89,73	"
"	475	4,41	1,39	28,65	19,72	44,00	98,17	2,15	90,23	"
"	476	1,22	0,33	33,53	21,03	45,13	101,24	7,60	96,23	"
"	487	7,50	1,20	28,93	18,29	42,66	98,58	6,20	83,69	Баладжин
"	488	3,48	1,94	30,04	20,16	44,00	99,62	3,53	92,25	"
С. Чох	505	15,10	2,52	25,89	17,06	39,15	99,72	3,82	78,07	"
"	506	20,04	3,35	22,75	15,59	38,04	99,77	1,87	71,35	"
"	507	21,01	3,63	23,52	15,28	35,13	98,57	5,40	69,93	"
"	509	3,36	0,97	31,07	20,15	45,11	100,65	12,02	92,20	"
"	510	1,65	0,90	33,04	18,99	46,34	100,87	0,44	86,49	"
"	511	3,50	1,27	28,99	20,65	45,29	99,70	25,56	94,50	"
Ташкапур	538	3,64	0,40	35,21	15,01	43,90	98,16	4,01	68,68	Верхн. келлов.— оксфорд
"	539	3,20	1,40	36,92	14,15	44,70	100,40	30,66	64,90	"

отмечаются редкие зерна циркона и глауконита. Последний обычно хорошо окатан. Количество песчано-глинистой примеси обычно составляет не более 5—10%, в отдельных случаях — 15—20%, а в некоторых образцах доломитов кимеридж—титона юго-восточного Дагестана (сс. Ничрас, Сардакент и др.) она достигает 30%.

Аутигенные минералы в рассматриваемых доломитах представлены единичными зернами пирита, гипса и кремнезема. В отдельных случаях пирит образует скопления по стенкам пор и трещин, реже он распылен в основной массе породы. Форма зерен пирита обычно неправильная, реже шаровидная и лишь иногда, когда он ассоциируется с гипсами, хорошо выражены отдельные грани.

Пор в мелкозернистых доломитах обычно мало. Заметно пористые разности их были отмечены лишь в разрезах на гг. Гетинкиль и Шахдаг.

**Пелитоморфные доломиты** (рис. 48) приурочены в основном к отложениям

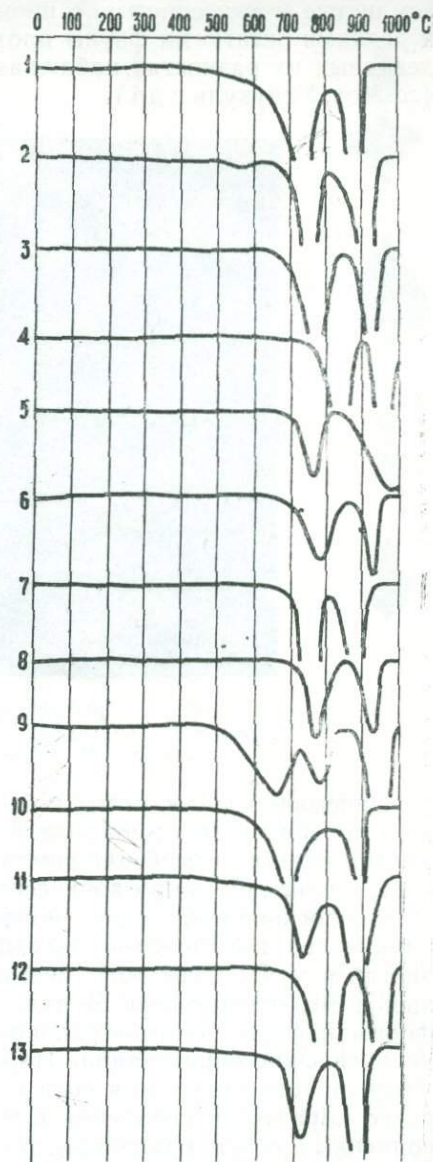


Рис. 47. Кривые нагревания мелкозернистых доломитов.

1—с. Голотль, обр. 254, верхний келловей—оксфорд; 2—с. Голотль обр. 269, валанжин; 3—с. Унцукуль, обр. 280, верхний келловей—оксфорд; 4—с. Унцукуль, обр. 290, верхний келловей—оксфорд; 5—с. Аракань обр. 348, валанжин; 6—с. Гергебиль, обр. 419, верхний келловей—оксфорд; 7—с. Гергебиль, обр. 421, верхний келловей—оксфорд; 8—с. Гергебиль, обр. 422, верхний келловей—оксфорд; 9—с. Гапшима, обр. 592, верхний келловей—оксфорд; 10—с. Ничрас, обр. 751, валанжин; 11—с. Сардакент, обр. 782, верхний келловей—оксфорд; 12—г. Шахдаг, обр. 890, кимеридж—титон; 13—г. Шахдаг, обр. 909, валанжин.

валанжина (рис. 49), главным образом к нижней доломитовой части их разрезов, где они залегают в виде пластов и линз мощностью до 5 м, реже 10 и более метров.

Внешне доломиты серые, светло-серые, местами с желтоватым и коричневатым оттенками, иногда пятнистые, плотные, толстоплитчатые, землистые и мергелистые, с прожилками кальцита, включениями гипса и редкими остатками фауны плохой сохранности. В землистых и мергелевидных их разновидностях наблюдается слабая горизонтальная слоистость (ср. Чох, Унцукуль и др.).



Рис. 48. Пелитоморфный доломит. Эпигенетическая прожилка кальцита сечет зерно кварца. Увел. 40, николи.- С. Маджалис, обр. 644, валавжин.

Описываемые доломиты в большинстве своем глинистые. Значительным содержанием глинистого материала характеризуются их матовые, мергелевидные и особенно землистые разновидности, что нередко легко отмечается даже при макроскопическом осмотре породы.

Микроскопически пелитоморфные доломиты в общем представлены однородной карбонатной массой с размером зерен менее 0,01 мм (а иногда и менее 0,001 мм), местами перекристаллизованной и переходящей в мелкозернистую. В ряде случаев в них отмечают единичные фораминиферы, обломки раковин других организмов, а также признаки значительной пиритизации. Пирит встречается в различных формах. Чаще он тонко рассеян в пелитоморфной основной массе породы, но нередко образует и скопления в порах и соединяющих их трещинах, заполненных более крупнокристаллическим кальцитом и в большинстве случаев имеющих несколько ориентированное направление. Реже зерна пирита приурочены к остаткам организмов.

Химические анализы рассматриваемых доломитов показывают, что содержание окиси магния в них меняется от 13,40 до 21,09% (табл. 13). Такие широкие пределы колебания определяются не изменением соотно-

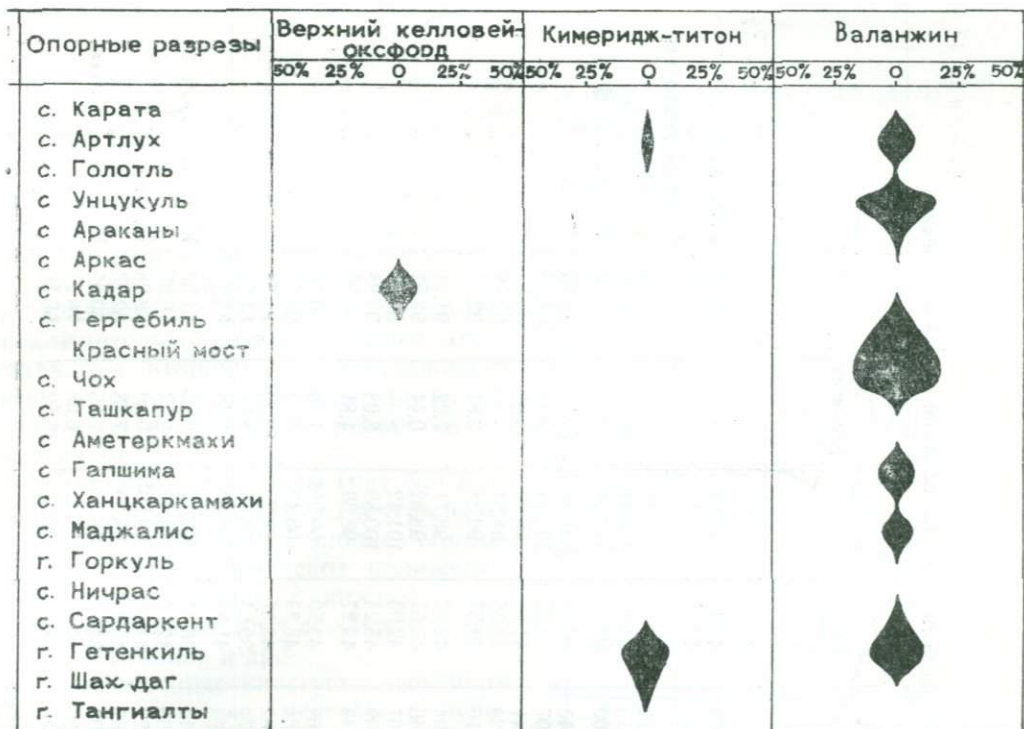


Рис. 49. Диаграмма распространения пелитоморфных доломитов по разрезам (в процентах от мощности яруса).

шения между кальцитом и доломитом, а изменением количества нерастворимого остатка, который часто доходит до 25%. Высокое содержание последнего, как правило, связано с мергелевидными матовыми разностями пород. Что касается пелитоморфных доломитов с блестящим раковистым изломом, то они обычно свободны от нерастворимого остатка или содержат его в незначительном количестве (до 3—4%).

Для кривых нагревания пелитоморфных доломитов так же, как и для средне- и мелкозернистых доломитов, характерны широкие интервалы колебания температур максимумов эндоэффектов (рис. 50). Первый эндотермический эффект отмечается в интервале от 700 до 770°, а второй — от 880 до 950°.

Терригенные минералы в пелитоморфных доломитах представлены единичными зернами кварца (размером менее 0,1—0,2 мм), которые иногда секутся прожилками кальцита (фото 16). В отдельных случаях содержание кварца составляет 10—20%. Из аутигенных минералов встречается пирит, который иногда вместе с гипсом образует скопления неправильной формы в отдельных порах (размером до 1—2 мм) и соединяющих их трещинах.

Химические анализы пелитоморфных доломитов (в % на воздушно-сухую навеску)

Район	№	Минерально-нерастворим. остатки	R <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	MgO	CO <sub>2</sub>	Сумма, %	Кальцит	Доломит	Возраст
С. Артлук	243	2,94	0,15	29,30	21,09	45,43	98,91	—	96,51	Баланжин
С. Унцукль	309	1,78	1,55	33,83	16,50	44,50	98,16	—	75,51	Верхний "келлогей-оксфорд"
С. Кадар	394	2,58	1,86	32,76	19,78	43,49	100,47	9,33	90,52	"
"	395	4,48	2,65	32,86	16,13	44,12	100,24	18,58	73,82	"
С. Гергебиль	440	39,51	1,93	18,96	12,00	27,97	100,37	4,02	54,92	Баланжин
"	445	2,16	0,50	35,03	17,43	46,51	101,55	19,23	79,75	"
"	446	3,44	1,34	32,11	22,07	42,28	101,24	2,48	101,00	"
Красный мост	491	6,42	1,70	29,21	19,41	41,66	98,40	3,91	88,85	"
"	497	5,88	1,08	27,43	20,29	43,66	98,34	—	92,85	"
"	498	2,88	1,56	30,21	20,16	43,57	98,38	3,84	92,21	"
"	499	3,89	0,88	31,91	19,94	42,09	98,71	7,22	91,21	"
С. Чох	512	5,43	0,60	28,72	20,46	43,61	98,82	0,44	93,52	"
"	513	16,22	0,97	24,52	17,67	42,03	101,42	—	80,87	"
"	515	5,10	0,77	29,69	20,09	45,24	100,89	3,08	91,91	"
"	516	7,58	0,55	28,06	19,43	43,27	98,89	1,81	88,92	"
"	517	7,53	0,90	28,18	19,68	43,59	99,88	1,40	90,06	"
С. Гапшима	615	1,32	0,58	30,92	20,81	46,83	100,43	4,22	95,22	"
С. Малжалис	644	4,86	0,42	31,58	17,82	43,57	98,25	12,10	81,54	"
С. Сардаркент	807	3,73	1,51	26,21	17,75	39,94	98,74	2,68	81,22	"
"	809	9,20	0,57	28,13	18,85	41,85	98,69	3,38	86,25	"
Г. Гетинкиль	858	25,53	1,88	22,72	13,40	36,43	99,96	7,26	61,33	Кимеридж—титан
"	860	4,79	5,29	27,43	18,85	42,10	98,46	2,13	86,25	"
"	864	0,16	5,70	29,87	19,29	44,48	99,59	5,39	88,28	Баланжин
"	865	4,68	2,92	29,26	17,97	43,56	98,39	7,58	82,23	"
Г. Шахдаг	885	21,72	1,23	25,46	15,09	34,88	98,38	7,96	69,05	Кимеридж—титан
"	886	15,50	1,10	27,36	17,21	40,24	101,41	6,08	78,75	"
"	888	15,29	1,22	28,82	14,46	38,82	98,61	15,52	66,16	"

Число пор в пелитоморфных доломитах обычно незначительно, и только у с. Чох встречаются сильно пористые разновидности доломитов. Размеры пор в основном, менее 0,1 мм и лишь некоторые из них достигают 1,0 мм. Форма пор неправильная, реже близкая к овальной.

2) Доломиты с преобладанием цементирующего материала имеют незначительное развитие и представлены сгустковыми, реже оолитовыми и органогенными разностями. Органогенные и оолитовые разности доломитов исключительно редки и, скорее всего, являются вторичными, образовавшимися в результате доломитизации цемента соответствующих разностей известняков.

**Сгустковые доломиты** (рис. 51) в северо-западном и частично центральном Дагестане занимают вполне определенное стратиграфическое положение, будучи приурочены к нижней части разрезов валанжина у сс. Артлух, Араканы, Гергебиль и др.

Макроскопически сгустковые доломиты светло-серые, местами с буроватой окраской на поверхности выветривания, пелитоморфные или скрытокристаллические в изломе, плитчатые, плотные, местами пористые и мергелевидные.

В разрезе у с. Араканы в сгустковых доломитах отмечаются микроскладки (до  $2 \times 2$  м) со следами стилолитовых швов. Почти всюду в них наблюдается тонкая горизонтальная слоистость. Последняя ясно видна на поверхности выветривания и чаще всего обусловливается слабым изменением цвета пород.

Микроскопически сгустки состоят из пелитоморфного доломитового материала, разбросанного в относительно более крупнозернистой (до 0,01—0,04 мм) массе того же состава. Сгустки имеют различную величину. Преобладают сгустки размером до 0,1—0,2 мм, реже до 0,3 мм.

Количество сгустков в доломитах меняется от 10 до 70%. При высоком содержании они имеют плотную упаковку. Контуры их в большин-

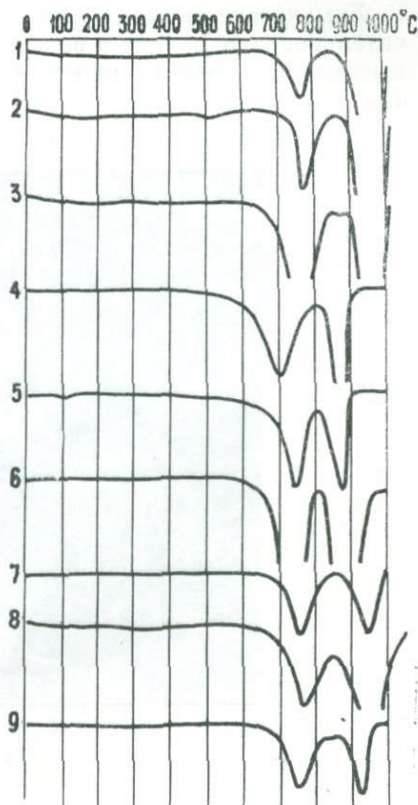


Рис. 50. Кривые нагревания пелитоморфных доломитов.

1—с. Унцукуль, обр. 309, валанжин; 2—с. Араканы, обр. 347, верхний келловей—оксфорд; 3—с. Араканы, обр. 356, валанжин; 4—с. Кадар, обр. 395, верхний келловей—оксфорд; 5—с. Гергебиль, обр. 440, валанжин; 6—с. Чох, обр. 512, валанжин; 7—с. Чох, обр. 514, валанжин; 8—с. Ташкапур, обр. 537, верхний келловей—оксфорд; 9—г. Шахдаг обр. 886, валанжин.

стве случаев четкие, местами расплывчатые. По форме сгустки разнообразны — ветвистые, удлинённые и округлые. Иногда внутри них наблюдаются признаки перекристаллизации.

Химические анализы рассматриваемых доломитов показывают незначительное содержание в них нерастворимого остатка (<3%) и довольно высокое содержание окиси магния, меняющееся от 17,82 до 20,95% (табл. 14).



Рис. 51. Сгустковый доломит. Увел. 40, выколи.- с. Арглух, обр. 225, валанжин.

Таблица 14

Химические анализы сгустковых доломитов (в % на воздушно-сухую  
н: веску)

Район	№ об.	Минералы, не- растворимый остаток	R <sub>2</sub> CO <sub>3</sub>	CaO	MgO	CO <sub>2</sub>	Сумма, %	Кальцит	Доломит	Возраст
С. Арглух	225	1,95	0,92	28,88	20,95	45,75	98,4	—	95,88	Балабжине
”	237	2,92	0,70	29,67	20,85	45,57	99,71	1,15	95,47	”
”	244	2,55	1,03	30,67	18,79	45,34	98,39	8,06	85,9	”
С. Араканы	352	1,62	0,83	32,22	20,56	46,70	101,93	6,43	94,0	”
”	353	2,72	0,95	33,4	17,82	45,70	100,66	15,46	81,55	”
”	354	2,42	1,45	31,59	19,16	45,70	100,32	8,79	87,6	”
С. Герге- биль	448	1,75	0,50	31,12	19,32	45,51	98,20	7,54	88,4	”

Из терригенных минералов в сгустковых доломитах встречаются единичные зерна кварца, а из аутигенных — пирит и кремнезем. Последние образуют редкие скопления в порых.

Поры в рассматриваемых доломитах обычно единичны, лишь иногда общая пористость пород достигает 10%.

**Оолитовые и органогенные доломиты** среди рассматриваемых отложений развиты крайне слабо и представлены единичными образцами. Первые были отмечены лишь в разрезе у с. Маджалис. Химические анализы двух образцов этих доломитов показали следующие результаты: М.Н.О. — 9,41—19,83%,  $R_2O_3$  — 1,35—1,40%, СаО — 26,05—31,69%, MgO — 14,20—14,84% и  $CO_2$  — 37,42—40,36%.

Органогенные доломиты встречаются в разрезах у с. Аркас и г. Шахдаг. Химические анализы двух образцов органогенных доломитов г. Шахдаг и одного образца разреза у с. Аркас показали следующие данные: М.Н.О. — 7,73—12,34%,  $R_2O_3$  — 0,82—1,50%, СаО — 28,09—38,84%, MgO — 12,00—17,66% и  $CO_2$  — 38,85—41,07%.

Микроскопические исследования позволяют установить, что оолитовые и органогенные доломиты представляют собой сильно доломитизированные разности оолитовых и органогенных известняков.

**Гипсы.** Среди рассматриваемой карбонатной толщи верхней юры широкое развитие получили гипсы. Как уже говорилось выше (гл. II), они встречаются в основном в пределах северо-западного Дагестана (бассейны рек Аварское и Андийское Койсу, хребты Салатау и Гимрийский и т. д.) и лишь незначительное распространение имеют на юго-востоке Дагестана (бассейн р. Чирахчай, гг. Гетинкиль, Шахдаг) и в северном Азербайджане.

Стратиграфически в основной своей массе гипсы приурочены к образованиям кимеридж—титона и валанжина, где залегают в виде пластов до 15—20 м. Чередуясь с пластами карбонатных пород мощностью до 2—3 м, они образуют так называемую гипсоносную свиту. На юго-востоке Дагестана гипсы связаны с глинистыми породами (р. Чирахчай, г. Гетинкиль и др.).

В отложениях верхнего келловоя—оксфорда гипс присутствует лишь в виде малочисленных конкреций, включений и реже заполняет жилы и трещины в породе. Иногда в виде идиоморфных кристаллов он развит в пустотах доломитовых пород (Могохский мост, сс. Аракань, Карата и др.).

Внешне гипсы белые, серые, голубовато-серые, розовые, реже желтоватые, слоистые или неяснослоистые, массивные, местами пятнистые, сахаровидные и реже волокнистые. В большинстве случаев цвет гипсов меняется от белого до темно-серого в зависимости от содержания в них тонко рассеянного карбонатного материала.

Вещественный состав и микроскопическое строение гипсов в таком массовом количестве, как это делалось для карбонатных пород, не были изучены. Однако из небольшого комплекса исследований можно сделать вывод, что содержание сульфата кальция в них достигает 90—95%, а карбонатного материала — 6—7%. Последний чаще всего представлен доломитом.

Под микроскопом гипсы имеют зернистое, реже волокнистое и игольчатое строение. Местами в них отмечаются правильные по форме кристаллы пирита, целестина и др.

**Терригенные породы** в образованиях верхней юры и валанжина распространены крайне ограниченно и представлены в основном песчаниками, алевролитами и глинами.

Песчаники и алевролиты встречаются на северо-западе (сс. Араканы, Артлух) и юго-востоке (Чолакская антиклиналь, бассейн р. Чирахчай) Дагестана. Песчаники обычно образуют отдельные пласты и линзы, в то время как алевролиты приурочены в основном к низам карбонатной толщи и связаны постепенными переходами с залегающими выше кристаллическими доломитами.

Внешне песчаники и алевролиты серые, буровато-серые, местами в них отмечаются следы кривости.

Микроскопическое изучение шлифов показало, что основными породообразующими минералами песчаников и алевролитов являются кварц и полевые шпаты. Содержание первого достигает 89—92%, а вторых — 4—6%. Форма зерен чаще полуугловатая, угловатая, реже полуокатанная.

Из минералов тяжелой фракции в них отмечаются циркон, турмалин, брукит, рутил, лейкоксен, магнетит и др.

Цемент в песчаниках и алевролитах состоит из кристаллического карбонатного вещества. По типу цемент поровый, реже контактный.

Глины развиты в основном на юго-востоке Дагестана и в северном Азербайджане, где приурочены к валанжинскому и кимеридж-титонскому ярусам. В образованиях валанжина глины залегают в виде пластов, достигающих мощности 6—7 м (г. Шахдаг) и представлены темно-серыми, тонкоплитчатыми, иногда скорлуповатыми однообразными разностями.

Несколько отличны пестроцветные глины кимеридж-титонского возраста по р. Чирахчай и на г. Гетинкиль. По р. Чирахчай глины красные, местами зеленовато-серые, комковатые, с линзами гипсов. Последние также окрашены в различные цвета в зависимости от вмещающих их глин.

35 химических анализов этих глин, выполненные лабораторией Дагестанского НИИ еще в конце 40-х годов, показали следующее содержание различных компонентов в их составе:  $\text{SiO}_2$  — 32,97—56,49%,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  — 10,26—24,67%,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  — 4,91—10,20%,  $\text{MgO}$  — 2,02—4,65%, ППП — 6,70—11,25%. При этом было отмечено, что глины в значительной степени загрязнены примесью гипса, содержание которого изменяется от 0,80 до 14,40%.

На г. Гетинкиль глины образуют прослой среди доломитов и гипсов и имеют зеленый, реже красный и серый цвет.

В пределах северо-западного Дагестана они обычно встречаются в виде тонких (до 1—2 см) пропластков среди гипсов (Могохский мост, с. Тлох и др.) и также окрашены в зеленый, реже кирпично-красный цвет.

Детальное макроскопическое и микроскопическое изучение карбонатных отложений верхней юры и валанжина Дагестана и северного Азербайджана позволило установить среди них различные типы пород и выявить закономерности в их распространении, основные из которых следующие.

1. Среди карбонатных отложений рассматриваемого возраста выделяются среднезернистые, мелкозернистые, пелитоморфные, стустковые, оолитовые, органогенные и обломочные породы.

Средне- и мелкозернистые породы получили развитие, в основном, на территории северо-западного Дагестана, где они залегают в виде единого пласта и соответствуют верхнему келловее—оксфорду. Характерной особенностью их является пластовая форма залегания, постоянство состава, однообразие внешнего облика пород и наличие в них многочисленных кремнистых конкреций.

На юго-востоке Дагестана и в северном Азербайджане описываемые известняки встречаются в толще карбонатных пород в виде небольших пластов и линз. В ряде мест они совершенно отсутствуют. Здесь они разнообразны по внешнему облику и местами включают примесь терригенного (чаще глинистого) материала.

Пелитоморфные известняки также развиты в основном на территории северо-западного Дагестана и приурочены к валанжинскому ярусу, в кровле которого образуют плиту характерных пелитоморфных известняков с блестящим раковистым изломом.

На юго-востоке Дагестана и в северном Азербайджане они представлены лишь небольшими пластами и линзами. Здесь описываемые породы в изломе обычно матовые.

Стустковые известняки встречаются на северо-западе Дагестана и в западной части центрального Дагестана. Для них характерна приуроченность к нижней части валанжинского яруса.

Оолитовые известняки широко и наиболее типично представлены на юго-востоке Дагестана и в северном Азербайджане, в то время как в центральном и северо-западном Дагестане они пользуются ограниченным распространением.

Органогенные известняки имеют наиболее широкий стратиграфический интервал распространения среди всех выделенных типов пород. Однако значительное развитие и типичное выражение они получили в отложениях верхнего келловее — оксфорда и валанжина центрального и юго-восточного Дагестана и северного Азербайджана. На территории северо-западного Дагестана органогенные известняки были отмечены лишь в некоторых разрезах.

Обломочные известняки, в строении которых существенную роль играют остатки различных организмов, в карбонатной толще верхней юры и валанжина пользуются ограниченным распространением.

2. Гипсы наиболее широко развиты в пределах северо-западного Дагестана, где в виде пластов мощностью до 15—20 м чередуются с карбонатными породами (до 2—3 м) и образуют гипсоносную свиту. По

внешнему виду гипсы обычно белые, зернистые (сахаровидные), реже волокнистые.

3. Терригенные породы среди карбонатных образований верхней юры и валанжина образуют лишь редкие пропластки. В более или менее значительном количестве относительно других разностей встречаются лишь глинистые породы, получившие развитие на юго-востоке Дагестана и в северном Азербайджане.

4. Большое число выполняемых химических анализов показывают следующие средние значения содержания окиси магния в различных типах карбонатных пород: среднезернистые — 19,03% (65 анализов), мелкозернистые — 15,82 (104 анализа), пелитоморфные — 10,15 (67 анализов), сгустковые — 15,66% (9 анализов), оолитовые — 4,55% (17 анализов), органогенные — 3,55% (92 анализа) и обломочные — 1,82% (13 анализов).

Из этих данных следует, что в большинстве случаев среднезернистые, мелкозернистые и сгустковые карбонатные породы представляют собой доломиты, а пелитоморфные, оолитовые, органогенные и обломочные — известняки.

5. Терригенная примесь в рассматриваемых карбонатных отложениях обычно отсутствует или представлена единичными зёрнами кварца. Только на юго-востоке Дагестана и в северном Азербайджане местами она составляет более 15—20%.

Средние данные по минералогическому составу нерастворимого остатка наиболее песчаных разностей известняков валанжина юго-восточного Дагестана показывают, что в составе легкой фракции преобладают кварц (74,1%) и полевые шпаты (14,1%), а тяжелая фракция почти полностью состоит из рудных минералов (91,4%).

## ФАЦИАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Фациальные особенности карбонатных отложений верхней юры и валанжина Дагестана, северного Азербайджана и Восточного Предкавказья в целом уже нашли свое отражение в работах ряда исследователей (Алиев, 1947; Алиев, Акаева, 1957; Алиев, Магомедов, 1963; Конюхов, 1955, 1956 а, 1956 в, 1957, 1958, 1959 а, 1959 б; Конюхов, Комардинкина, 1956; Леонов, Логинова, 1956 и др.), занимавшихся в течение многих лет изучением мезозойских отложений этого региона. Тем не менее вопрос о фациях до сих пор остается далеко не решенным. Однообразие внешнего облика пород, бедность их структурно-текстурными признаками и палеонтологическими остатками создают большие трудности при выявлении их фациальной принадлежности. Значительно тормозит изучение фаций также слабая разработка стратиграфии карбонатной толщи верхней юры и валанжина, которая, как известно, должна предшествовать фациальному анализу. Поэтому, не случайно, что в фациальном отношении рассматриваемые отложения довольно слабо освещены в литературе.

В настоящей работе авторами предпринята попытка по-русски охарактеризовать фации карбонатных образований верхней юры и валанжина. При этом, следуя за Г. Ф. Крашенинниковым (1960), под термином «фация» понимается геологическое тело, представленное одной или несколькими породами, образовавшимися в одинаковой физико-географической обстановке, восстановленной с помощью генетических признаков этой породы. При определении условий образования пород были учтены особенности их вещественного состава, структурно-текстурные признаки, а также характер залегания и соотношения различных типов.

Результаты исследований приводятся в таблице 15.

### Фации верхнекелловей-оксфордских отложений

В составе отложений верхнего келловей-оксфорда выделяются как лагунные, так и морские образования (табл. 15, рис. 52).

Лагунные фации развиты, в основном, на территории северо-западного Дагестана.

Состав, слагающий эти фации пород и бедность их палеонтологическими остатками указывают на образование их в водоеме с повышенной соленостью.

Фациальная характеристика карбонатных образований верхней юры и валанжина Дагестана и северного Азербайджана

Фации	Северо-западный Дагестан			Центральный Дагестан			Юго-восточный Дагестан			Северный Азербайджан			Краткая характеристика осадков
	Верхний келловей — оксфорд	Кимеридж — титон	Валанжин	Верхний келловей — оксфорд	Кимеридж — титон	Валанжин	Верхний келловей — оксфорд	Кимеридж — титон	Валанжин	Верхний келловей — оксфорд	Кимеридж — титон	Валанжин	
Прибрежно-морские									++			+++	Оолитовые, органогенно-оолитовые и органогенные известняки местами с косой слоистостью.
Мелководно-морские			+++	++		++	+++		++		+++		Преимущественно пелитоморфные и органогенные известняки с редкими пропластками доломитов, оолитовых известняков и глинистых пород; местами к пелитоморфным известнякам приурочено большое количество конкреций темно-серого кремня.
Прибрежно-лагунные	+			+									Кристаллические доломиты с косой слоистостью и зернами оолитов.
Собственно лагунные	+++	++	+++			++		++	+++				Кристаллические доломиты (местами с включениями гипса), гипсы, известняки и реже глинистые породы с линзами гипсов.

Примечание: количество знаков соответствует степени развития фаций.

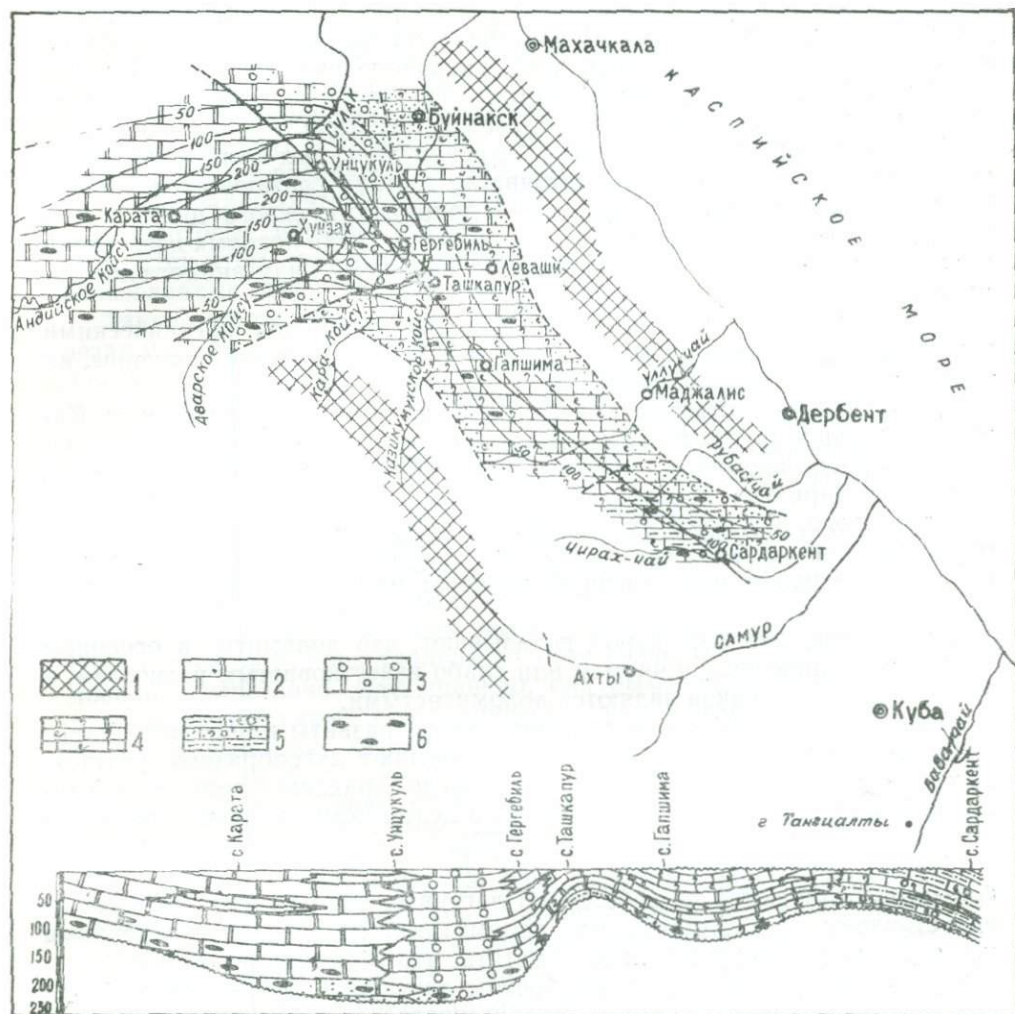


Рис. 52. Карта изменения литологического состава и мощности карбонатных отложений верхнего келовея-оксфорда.

1 — область отсутствия отложений; 2 — зона развития кристаллических доломитов; 3 — зона развития кристаллических доломитов со следами перекристаллизованных оолитов; 4 — зона развития органогенных известняков с прослоями доломитов; 5 — зона развития оолито-органогенных (органогенно-оолитовых) известняков с примесью песчано-алевритового материала; 6 — конкреции кремния.

Лагунные образования верхнего келовея-оксфорда, широко распространенные в пределах исследуемого региона, представлены доломитами и делятся на собственно лагунные и прибрежно-лагунные.

Собственно лагунные доломитовые фации среди выделенных нами

фаций верхней юры и валанжина получили наиболее широкое распространение и развиты на большей части территории северо-западного Дагестана. Восточная граница их распространения протягивается с севера на юг в виде выпуклой к востоку дуги, расположенной немного западнее сс. Артлук, Унцукуль, Аракань, Могохского моста и восточнее с. Голотль, западная граница находится за пределами Дагестана.

Отличительной особенностью собственно лагунных отложений является внешнее однообразие и постоянство состава слагающих их пород. Представлены они кристаллическими доломитами серого цвета, очень плотными, толстоплитчатыми или массивными, среди которых известняки образуют лишь редкие пропластки и по внешнему виду аналогичны доломитам.

Характерно, что при крайней бедности доломитов органическими остатками, почти повсеместно в них встречаются отдельные раковины, их обломки и отпечатки, однообразные по видовому составу.

В доломитах собственно лагунной фации в южных разрезах у сс. Карата, Голотль и других местах отмечается наличие значительного количества конкреций кремня, в то время как в северных разрезах у сс. Артлук, Унцукуль, Чирката и других они практически отсутствуют.

Кроме того, в доломитах этой фации встречаются гипс (ангидрит) и пирит. Первый из них, как и кремь, наблюдается в виде отдельных конкреций и включений, а второй образует мелкие рассеянные зерна и кубики.

Химические анализы пород показывают, что доломиты в основном относятся к практически чистым или слабо известковистым разновидностям, а пропластки известняков являются доломитистыми.

Доломитовые прибрежно-лагунные фации развиты в восточной части северо-западного Дагестана, где они занимают дугообразный участок, протягивающийся через сс. Артлук, Унцукуль, Аракань и далее до г. Тлили Меэр на юге. Ширина этого участка в целом незначительна и несколько увеличивается с юга на север (рис. 52).

По составу и внешнему облику отложений прибрежно-лагунной фации не отличаются от собственно лагунных образований. Они также представлены кристаллическими доломитами, местами с конкрециями кремня и т. д. Следует только отметить, что в северной части области своего развития доломиты прибрежно-лагунного происхождения содержат значительную примесь терригенного (в основном, песчаного) материала. Так, в пределах Варандинской антиклинали (низовья р. Аварское Койсу) эти доломиты представлены песчанистыми разновидностями. К югу количество обломочного материала резко сокращается и в районе с. Унцукуль отложения уже переходят в чистые доломиты.

Несмотря на внешнее сходство с доломитами собственно лагунного типа, доломиты прибрежно-лагунного происхождения обладают некоторыми отличными структурно-текстурными особенностями, которые дают возможность представить условия их образования. К таким особенностям, в частности, относятся наблюдающиеся местами следы пологой косо́й слоистости и оолитовая структура породы. В хорошо обнаженных разрезах у Могохского моста, с. Унцукуль и в других местах доломиты

верхнего келловея—оксфорда иногда имеют ясно выраженное оолитовое строение. Микроскопическое изучение каменного материала дало возможность установить значительное распространение оолитов как по площади в ряде других мест (ср. Артлух, Унцукуль, Аракань и др.). Выражены эти оолиты, как правило, весьма слабо и узнаются с трудом. При скрещенных никелях порода представляет собой обычный кристаллический доломит и только при одном никеле контуры оолитов становятся отчетливо различимыми (рис. 45).

Первоначально эти доломиты, по-видимому, представляли собой обычные оолитовые породы, которые впоследствии были перекристаллизованы. При этом полностью перекристаллизованными оказались оолиты, образованные вокруг карбонатного ядра.

Такие оолиты встречаются обычно в относительно более южных разрезах и из-за полной перекристаллизации узнаются с трудом. А оолиты, для которых в качестве ядра служили зерна кварца, наоборот, распознаются довольно легко по нахождению последних внутри сохранившихся контуров оолитов. Зерна кварца в них не испытали изменения при перекристаллизации окружающей массы. Такие породы встречаются, в основном, в более северных разрезах (ср. Артлух, Унцукуль и др.), где имел место принос терригенного материала.

В ряде мест в отложениях рассматриваемой фации отмечаются горизонтальная и косая слоистости. Горизонтальная слоистость (мощность слоев до 0,4 м) выражена слабо и чаще связана с пористостью карбонатных пород, обусловленной выщелачиванием органических остатков. Косая слоистость представлена пологой разностью и местами выражена довольно отчетливо. Как правило, она вызывается изменением структуры породы от скрытокристаллической до крупнозернистой.

В косослонистых сериях прибрежно-лагунных образований иногда отмечаются зерна оолитов и обломки раковин организмов. Как те, так и другие незначительны по количеству и не пользуются повсеместным распространением. Обломки раковин несут следы окатанности и в косых сериях имеют несколько ориентированное положение.

Морские фации верхнего келловея-оксфорда представлены лишь мелководными образованиями и развиты почти на всей территории юго-восточного и большей части центрального Дагестана. Слагаются они преимущественно органогенными известняками, выдержанными на значительной площади. Породообразующей составной частью их являются остатки морских организмов довольно хорошей сохранности (фораминиферы, губки, мшанки, реже кораллы и др.). Среди мелководных образований выделяются доломитово-известняковые и известняковые литогенетические типы.

Доломитово-известняковые мелководные морские отложения получили развитие в центральном Дагестане. Характерной особенностью их является преимущественно известняковый состав. Максимальная мощность отложений местами доходит до 100 м (с. Гапшима) и более.

Среди этих образований кристаллические доломиты имеют подчиненное значение. Обычно они залегают в виде отдельного или нескольких более тонких пластов, чередующихся с известняками. Относительное

количество их в разрезе возрастает с юго-востока на северо-запад. Эти доломиты легко отличаются от окружающих их органогенных известняков, благодаря своей кристаллической структуре.

Основная масса описываемых отложений представлена органогенными известняками; немалую роль в них играют также пелитоморфные и мелкозернистые известняки с единичными органическими остатками; реже встречаются их обломочные и оолитовые разновидности. Среди органогенных известняков преобладают детритовые разновидности, которые в основном состоят из обломков раковин криноидей, мшанок, фораминифер, реже брахиопод, пеллеципод, а также спикул губок и др. Местами в детритовых известняках присутствует примесь оолитовых зерен сс. Кадар и Аметеркмахи).

Гораздо меньшим распространением в доломитово-известняковых отложениях пользуются раковинно-биоморфные известняки. В окрестностях сс. Кадар и Аметеркмахи в незначительном количестве встречаются криноидные, мшанковые, криноидно-мшанковые и спикуловые их разновидности.

Среди раковинно-биоморфных известняков относительно большим распространением пользуются спикуловые известняки, иногда отмечаются и коралловые их разновидности (с. Цудахар).

Рассматриваемые доломитово-известняковые морские отложения содержат редкие конкреции кремня, довольно широко распространенные по вертикали.

В заключение следует отметить, что эти отложения повсеместно несут следы размыва, а местами они полностью размыты.

Известняковые мелководные морские отложения развиты только в пределах юго-восточного Дагестана (рис. 52). Представлены они, в основном, известняками, а встречающиеся местами пропластки доломитов и глин не играют существенной роли в их разрезах.

Макроскопические известняки серые, реже розовые, иногда пиритизированные, с примесью терригенного материала, с органическими остатками и их обломками, иногда с конкрециями кремня. Среди них выделяются пелитоморфные, кристаллические, оолитовые, органогенные и обломочные разновидности. Пелитоморфные, обломочные и кристаллические известняки встречаются обычно в виде пропластков. Несколько более широким распространением пользуются оолитовые известняки, в составе которых, помимо оолитов, большую роль играют также остатки фауны.

Наибольшее распространение получили органогенные известняки, в которых помимо органических остатков, отмечается значительное количество карбонатных сгустков. Последние очень часто несут следы раковин (обычно фораминифер) и, по-видимому, генетически связаны с ними. Сгустково-органогенная структура является характерной особенностью известняков этого типа.

#### **Фации кимеридж-титонских отложений**

Отложения кимеридж—титона фациально повсеместно представлены собственными лагунными и мелководно-морскими образованиями. В зависимости от состава слагающих пород среди первых

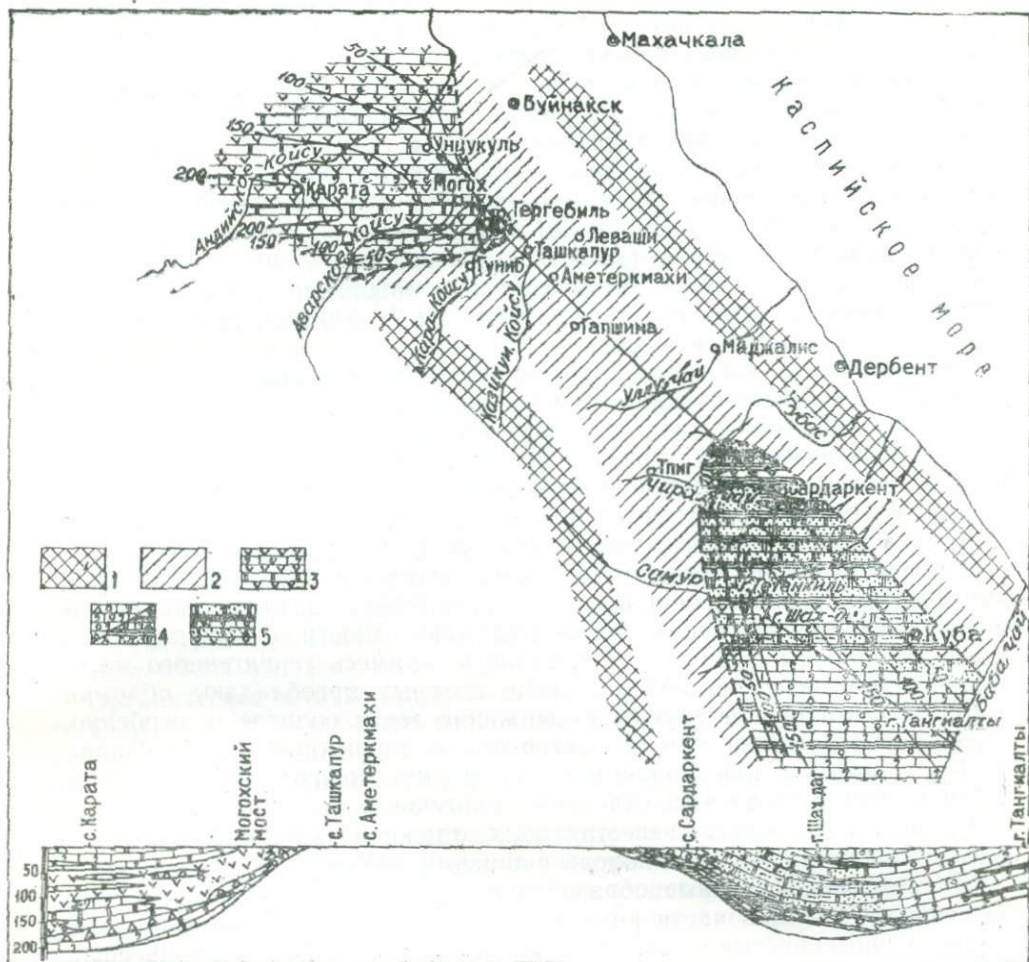


Рис. 53. Карта изменения литологического состава и мощности кимеридж-титонских отложений.

1 — область отсутствия отложений; 2 — область отсутствия отложений, обусловленная последующим размытием; 3 — зона развития сульфатно-карбонатных отложений; 4 — зона развития обломочных (местами органогенно-обломочных) отложений; 5 — зона развития доломитовых отложений с пропластками глин и гипсов.

выделяются сульфатно-карбонатные, известняковые и доломитовые разности (табл. 15, рис. 53), а среди вторых — известняковые разности.

Сульфатно-карбонатные лагунные отложения распространены почти всюду в северо-западном Дагестане. Встречающиеся в них карбонатные породы представлены кристаллическими доломитами серого, светло-серого цвета. Местами доломиты слабо известковистые, мергелевидные, с тонкой горизонтальной слоистостью и содержат единичные конкреции

кремня. Известняки обычно образуют только отдельные маломощные пропластки. Однако в некоторых разрезах (с. Карата) преобладают органогенные (чаще фораминиферовые) известняки.

Гипсы в виде линз и пропластков мощностью до 15—20 м чередуются с карбонатными породами и образуют так называемую гипсоносную свиту кимеридж-титонского возраста. Серый и темный фон гипсов обычно связаны с наличием рассеянной примеси карбонатного материала. Характер распределения последнего местами придает гипсам горизонтальную слоистость (с. Тлох и т. д.). Иногда в отложениях кимеридж-титона наблюдается тонкое (до 2—3 см) чередование гипсов и глин.

Сульфатно-карбонатные отложения рассматриваемой толщи очень часто осложнены вторичными карбонатными брекчиями, образовавшимися за счет растворения гипсов.

Известняковые лагунные образования кимеридж-титонского возраста развиты в северо-западном и юго-восточном Дагестане. На северо-западе они залегают в виде небольшого участка в окрестностях с. Гергебиль. Здесь известняки представлены органогенно-обломочными и реже пелитоморфными разностями и состоят из окатанных обломков карбонатных пород, единичных зерен оолитов и кварца. Среди органических остатков в них распознаются лишь раковины фораминифер.

В пределах юго-восточного Дагестана известняки тоже представлены обломочными разностями и встречаются в северо-западной части развития кимеридж-титонских отложений (окрестности с. Сардаркент). Здесь эти породы содержат значительную примесь терригенного материала и органические остатки, среди которых преобладают обломки иглокожих, мшанок и других. Содержание зерен оолитов и, особенно, кварца заметно выше, чем на северо-западе территории. Зерна кварца имеют угловатую или полугловатую форму; оолиты в большинстве случаев встречаются в виде отдельных обломков.

Кроме того, в разрезе известняковых отложений в районе с. Сардаркент стлчаются глинистые породы с линзами гипсов.

Доломитовые лагунные образования кимеридж-титонского возраста развиты на большей части юго-восточного Дагестана. Чаще всего они серые, мелкозернистые (равномернозернистые), нередко пелитоморфные, толстоплитчатые, иногда с органическими остатками. В значительном количестве в этих доломитах присутствует терригенный материал, и тогда породы представляют собой песчаные доломиты, с которыми связаны следы пологой косои слоистости (г. Гетинкиль).

Незначительное развитие среди доломитов получили также органогенные и оолитовые известняки, а местами и глинистые породы с линзами и пропластками гипсов.

Мелководно-морские фации кимеридж-титонского возраста развиты в северном Азербайджане, где они представлены органогенными известняками с пропластками оолитовых, обломочных и других разностей известняков, а также глинистых пород мощностью до 0,4—0,5 м. В виде примеси в них присутствуют обломки карбонатных пород, зерна оолитов, а также терригенный материал. Для обломков пород характерна слабая окатанность.

## Фации валанжинских отложений

Как отмечалось выше, по принятой в данной работе стратиграфической схеме мощность валанжинских отложений рассматриваемой территории несколько увеличивается, что разнообразит их фациальный состав. Если другие исследователи (Конюхов, 1959 б и др.) отложения валанжина рассматривают только как морские образования, то нами, вслед за Г. П. Леоновым (1956), среди них выделяются как собственно лагунные, так и морские фации (табл. 15, рис. 54).

Собственно лагунные фации развиты в нижней части валанжинского яруса и составляют большую часть его разреза у сс. Артлук, Ундуккуль, Аракань, Чох, у Красного моста и на г. Гетинколь. Они имеют значительную площадь распространения и по составу делятся на гипсо-доломитовые и чисто доломитовые разновидности.

Гипсо-доломитовые отложения развиты на значительной территории северо-западного и, частично, центрального Дагестана. Представлены они, в основном, серыми различных оттенков доломитами, нередко мергелевидные, пачкающими и пористыми. Структура доломитов в большинстве кристаллическая (чаще мелкозернистая), реже пелитоморфная и слоистая. Местами в них развиты пологая косая и тонкая горизонтальная слоистости (с. Чох), а также стилолитовые швы (с. Аракань). Терригенной примеси в доломитах мало. В районе с. Чох они несколько глинистые, а в Араканах — песчаные. Размер отдельных зерен кварца достигает 3—4 мм.

Органические остатки представлены единичными обломками раковин.

Содержание и значение гипсов в этих образованиях значительно меняется. Наибольшее развитие они получили в пределах хребта Салатау и в районе Могохского места. Небольшие пропластки гипсы образуют в разрезе у Красного моста, а в окрестностях с. Чох и в ряде других мест встречаются только в виде отдельных включений.

Из терригенных пород среди рассматриваемых образований отмечается небольшой пласт известковистого кварцевого песчаника (до 10 м) в западной части хребта Салатау и линзы песчано-глинистых пород в окрестностях с. Чох.

Собственно лагунные образования валанжинского возраста представлены доломитами на большей части территории юго-восточного и частично центрального Дагестана. На г. Шунудаг центрального Дагестана доломиты аналогичны таковым в разрезе у с. Чох. Здесь они местами по простирацию постепенно переходят в песчаные линзы, а иногда содержат и пласты глинистых пород, мощностью 2 м и несут признаки горизонтальной и пологой косой слоистости. В мергелевидных разновидностях доломитов отмечаются включения целестина в виде линзочек и пропластков мощностью до 10 см.

Доломиты в районе г. Гетинколь несколько отличны от вышеописанных. Здесь они чаще всего мелкозернистые, нередко пелитоморфные, более однообразные по своему строению, содержат следы плохо выраженной слоистости и редкие органические остатки.

Морские фации, по сравнению с другими, имеют более широкое

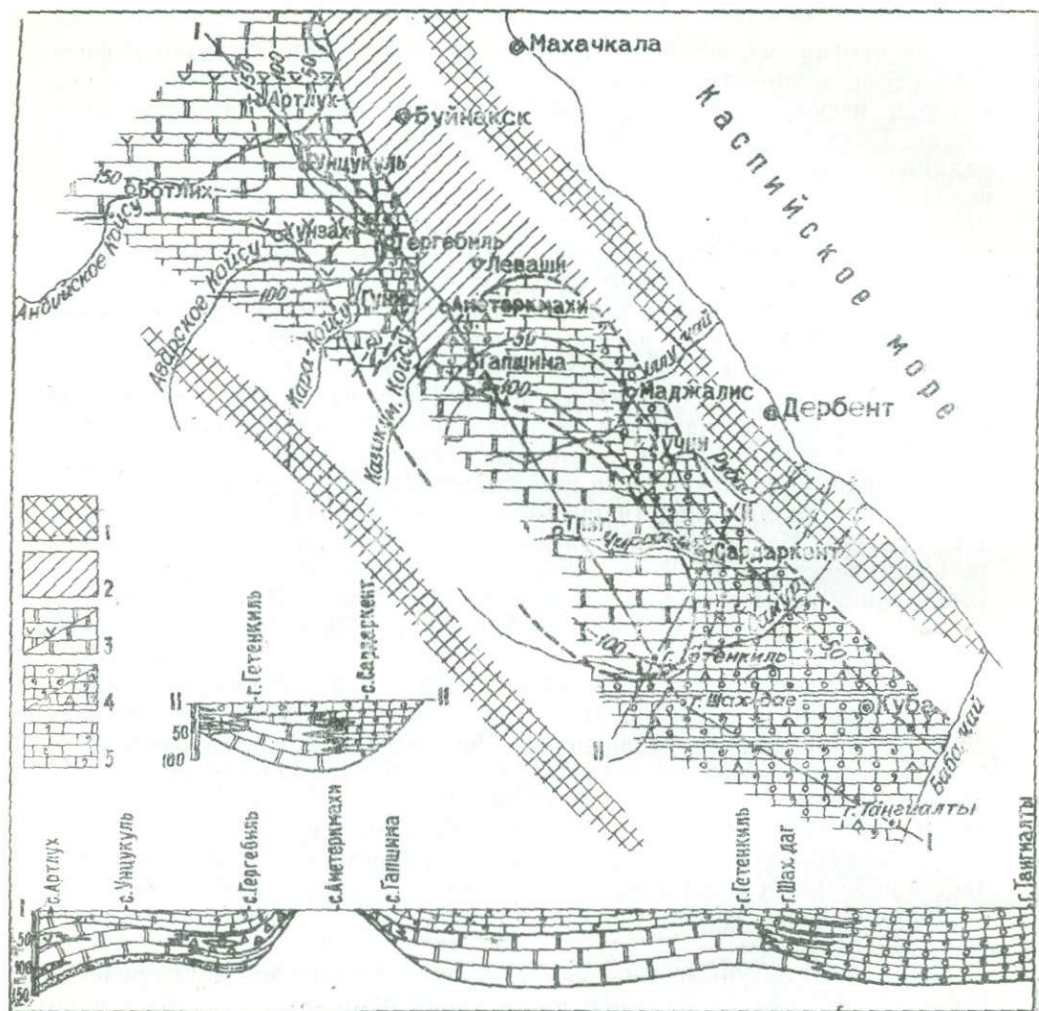


Рис. 54. Карта изменения литологического состава и мощности валанжинских отложений.

1 — область отсутствия отложений; 2 — область отсутствия отложений, обусловленная последующим размывом; 3 — зона развития гипсодолмитовых и доломитовых отложений; 4 — зона развития органогенно-оолитовых и органогенных (органогенно-обломочных) отложений; 5 — зона развития известняков с редкими остатками организмов.

распространение среди отложений валанжинского возраста (рис. 54). Вверх по разрезу они сменяют лагунные фации нижней части валанжинского яруса и среди них выделяются прибрежно-морские и мелководно-морские образования, представленные известняками.

Известняковые прибрежно-морские образования в современном за-

легании встречаются в юго-восточном Дагестане и северном Азербайджане вдоль восточной линии выклинивания валанжинского яруса. Среди них преобладают оолитовые разности, особенно в разрезах у сс. Сардаркент и Ничрас. Широким распространением пользуются также органогенные и органогенно-оолитовые разности (г. Тенгиалты и др.). Как те, так и другие, часто доломитизированы и содержат терригенную (песчаную) примесь, составляющую иногда до 25%.

Из терригенных пород отмечаются пропластки глин, достигающие местами 7,0 м (г. Шахдаг), и редкие линзы песчаников до 2×25 м (с. Ничрас).

Нередко в оолитовых и органогенных известняках наблюдается хорошо выраженная косая слоистость (с. Ничрас, г. Шахдаг и т. д.).

Из органических остатков чаще всего встречаются обломки криноидей, мшанок, раковины фораминифер и др.

В северо-западном и центральном Дагестане прибрежно-морские отложения, по-видимому, были размыты и сохранились только в отдельных местах (окрестности с. Гапшима и др.).

Известняковые мелководно-морские фации из всех выделенных фаций верхней юры и валанжина в целом имеют наибольшее распространение по площади (рис. 52, 53, 54). К западу оолитовые, органогенные и органогенно-оолитовые известняки прибрежно-морского происхождения переходят в мелководно-морские известняки. Последние представлены однообразной пачкой серых, темно-серых пелитоморфных известняков с редкими раковинами фораминифер, местами переходящих в фораминиферовые известняки. Эта пачка пользуется широким распространением и наблюдается почти во всех разрезах валанжинского яруса.

Местами известняки доломитизированы и включают большое количество конкреций кремня (с. Чох и г. Горкуль), а иногда в них отмечаются слабые следы горизонтальной слоистости. В ряде мест (с. Маджалис и др.) пелитоморфные известняки обильно пиритизированы.

## УСЛОВИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

В истории геологического развития Кавказа верхнеюрский этап, несомненно, занимает особое место, резко отличаясь как от предшествовавшего среднеюрского, так и от последовавшего нижнемелового этапов. Этим во многом объясняется специфика отложений указанного возраста и большой научный интерес, проявляемый к их исследованию.

Полученные нами данные при изучении состава, строения и характера залегания карбонатных пород верхней юры и валанжина, а также ранее накопленный материал по этому вопросу позволили наметить в основных чертах закономерность формирования этих отложений в пределах Дагестана и северного Азербайджана.

Почти всеми исследователями признано, что в среднеюрское время на территории Дагестана и северного Азербайджана располагается обширный морской бассейн, в котором происходило накопление однообразной толщи темно-серых глинистых осадков с линзовидными прослоями и конкрециями сидеритов, реже—мергелей. Мощность этой толщи местами достигает тысячи метров. Структурные и текстурные особенности слагающих ее пород, свидетельствуют об образовании указанной толщи в относительно глубоководном морском бассейне.

По мнению И. А. Конюхова (1956), к началу верхнеюрского этапа развития (в батском веке) тектонический план Дагестана и северного Азербайджана не претерпел сколько-нибудь существенных изменений. Только область накопления наиболее мощных осадков переместилась в северный Дагестан и прилегающие районы Чечено-Ингушской АССР. Однако в конце средней юры значительная часть территории юго-восточного Дагестана и северного Азербайджана испытала общее поднятие, в результате которого в течение некоторого времени происходил размыв как подстилающих, так и самих среднеюрских образований. Местами же наиболее высокие горизонты средней юры вообще не отлагались.

Это поднятие и связанный с ними размыв отложений в разных частях рассматриваемой территории выразились различно. В пределах горного Дагестана (верхнее течение рек Аварское Койсу и Кара-Койсу, хребет Лес) и Чечено-Ингушской АССР (бассейн р. Чанты-Аргун) в

разрезах батского яруса сохранились только нижние горизонты, представленные глинами с редкими прослоями алевролитов.

В Ирганайской котловине Дагестана в составе батского яруса присутствуют уже более высокие стратиграфические горизонты, представленные переслаиванием мощных пластов песчано-алевролитовых пород с глинами. При движении к периферийным районам нагорного Дагестана эти горизонты вновь исчезают, срезаясь трансгрессивно залегающими отложениями более высоких горизонтов.

В южных районах Дагестана (р. Цмурчай) в батское время имело место накопление алевролитовых осадков, а в крайних юго-восточных районах этой территории и в пограничной зоне северного Азербайджана образование пород батского возраста, по-видимому, вообще не происходило.

Таким образом, поднятие, имевшее место в конце средней юры, создало довольно сложные условия для накопления верхнеюрских отложений.

Однако это поднятие существовало непродолжительное время, и в начале нижнего келловоя рассматриваемая территория снова оказалась погруженной под уровень моря. В результате этого погружения началось формирование характерного комплекса карбонатных отложений верхней юры.

Как отмечает Г. П. Леонов (1956), нижняя граница верхнеюрских отложений везде в Дагестане отвечает началу крупного этапа геологического развития. Всюду эта граница выражена весьма четко и отмечена резкими изменениями в характере осадков, а в южном Дагестане и угловыми несогласиями.

Разрезы верхней юры на территории Дагестана начинаются слоями нижнего келловоя. В современном залегании отложения этого возраста развиты только в северо-западном и центральном Дагестане (реки Казикумухское Койсу, Кара-Койсу, Аварское Койсу, нижнее течение р. Андийское Койсу). В северо-западной части области своего развития они сложены характерной толщей красно-бурых косослоистых грубозернистых (местами гравелистых) кварцевых песчаников, лишенных органических остатков и представляющих собой, скорее всего, дельтовые образования.

В более южной части территории отложения нижнекелловейского возраста уменьшаются в мощности, слагающие их песчаники становятся менее грубыми и местами содержат редкие остатки морских организмов.

Все это свидетельствует о том, что в нижнем келловее на территории Дагестана существовали весьма сложные условия осадконакопления. Юго-восточный и частично центральный Дагестан, по-видимому, были заняты свободно открывающимся к югу морским бассейном, а северный Дагестан представлял собой область суши. Окраинный участок этой суши являлся дельтой реки, где происходило накопление косослоистых грубозернистых (гравелистых) песчаников. Незначительная мощность последних (до 30 м) указывает на слабую морфологическую расчлененность и тектоническую пассивность области размыва, а грубая зернистость — на значительную разницу абсолютных отметок зоны накопления

и области денудации. Морские же отложения нижнекелловейского возраста характеризуются наличием фауны и менее грубым составом слагающих их пород.

В конце нижнего келловоя почти вся территория Дагестана снова оказалась выведенной из-под уровня моря, в результате чего ранее образовавшиеся отложения местами были полностью размыты. Только в районе нижнего течения рек Аварское и Андийское Койсу, где отложения нижнего келловоя без видимых следов перерыва сменяются среднекелловейскими, осадконакопление практически не прекращалось.

Следует, однако, отметить, что поднятие в конце нижнего келловоя также было кратковременным, поскольку в начале среднего келловоя наступило новое и более продолжительное погружение.

Литологически породы среднекелловейского возраста (25—30 м) в пределах Дагестана представлены различными фациями. В направлении с ЮВ на СЗ они изменяются от карбонатных (в основном известняковых) до песчано-алевролитовых.

Такое распределение отложений указанного возраста свидетельствует о том, что среднекелловейский морской бассейн открывался на юго-востоке, тогда как на северо-западе он граничил с участком суши, являющимся источником сноса обломочного материала.

Анализ мощностей рассматриваемых образований показывает, что на всей территории Дагестана в среднем келловее осадконакопление происходило в условиях спокойного и однообразного тектонического режима. Однако на этом фоне в районе северо-западного и юго-восточного Дагестана начали вырисовываться два слабых прогиба дна бассейна общекавказского направления. Эти два прогиба были отделены друг от друга в районе сс. Гергебиль и Ташкапур подводным барьером меридионального направления, который способствовал возникновению лагунного режима на северо-западе Дагестана.

В конце среднего келловоя территория Дагестана и северного Азербайджана, по-видимому, снова испытала незначительное поднятие. В результате этого поднятия водообмен между северо-западным участком единого верхнеюрского бассейна и открытым морем, расположенным на юго-востоке Дагестана и в северной части Азербайджана, оказался несколько затрудненным, что способствовало установлению в первом лагунных условий осадконакопления.

Кратковременное поднятие на большей части площади выразилось, по-видимому, лишь в обмелении бассейна и некотором увеличении роли терригенного материала в осадках, который в начальный период составлял значительный процент в отложениях верхнего келловоя. Так, в северо-западных частях центрального Дагестана в основании слоев верхнего келловоя-оксфорда залегает пачка терригенно-карбонатных пород (чаще алеврито-песчанистых доломитов), которые постепенно переходят в чистые доломиты. Выше основная часть слоев рассматриваемых отложений слагается кристаллическими доломитами серого цвета с прослоями сходных с ними известняков.

Вниз по течению рек Кара-Койсу, Казикумухское Койсу и Аварское Койсу, в составе доломитов верхнего келловоя—оксфорда наблюдается

определенная закономерность в изменении содержания примеси терригенного материала. Так, в окрестностях с. Цудахар эти отложения представлены почти чистыми пелитоморфными известняками, в некоторых местах с колониями шестилучевых кораллов. В бассейне рек Кара-Койсу и Казикумухское Койсу в них появляется примесь терригенного материала, которая в северном направлении становится более грубой и увеличивается по количеству. Так, на участке слияния рек Аварское и Андийское Койсу, хребтов Салатау и Гимринского, а также в районе Варандинской антиклинали карбонатные отложения указанного возраста настолько обогащаются обломочным материалом, что, по мнению Г. П. Леонова (1956), нижняя часть доломитов в этих районах в значительной степени замещается мелко- и среднезернистыми, а в отдельных случаях даже крупнозернистыми и гравелистыми кварцевыми песчаниками\*.

На юго-востоке Дагестана отложениям среднего и верхнего келловей—оксфорда соответствует пачка карбонатных пород (чаще песчанистых органогенно-обломочных известняков), с размывом и несогласно залегающих на песчаниках и сланцах средней юры. Эти отложения получили название сардаркентской свиты. В основании ее найдены остатки ископаемых организмов среднекелловейского возраста.

Легко заметить, что в целом характер изменения состава пород верхнего келловей-оксфорда аналогичен таковому в среднекелловейское время. Напомним, что на юго-востоке — это карбонатные и терригенно-карбонатные отложения, переходящие к северо-западу (в пределах Варандинской антиклинали, хребтов Салатау и Гимринского) в песчаные образования (нижняя часть) и доломиты (верхняя часть). Отличительной чертой их является более широкое развитие в разрезе доломитов.

Такое распределение литофаций рассматриваемых отложений показывает, что верхнекелловейский цикл осадконакопления существенно отличался от ниже- и среднекелловейского. Верхний келловей (на юго-востоке Дагестана даже средний келловей) ознаменовал начало нового этапа в накоплении осадков, отразившегося на характере и распространении образующихся отложений.

Как считает Г. П. Леонов (1956), в верхнекелловейское время наступило новое расширение морского бассейна, вначале, по-видимому, очень мелководного. Границы моря в это время повсюду отодвинулись за пределы рассматриваемой территории, захватив на западе существовавший здесь в среднем келловее участок суши. Вскоре после верхнекелловейской трансгрессии, примерно с начала оксфордского века, на большей части Дагестана начинается накопление карбонатных осадков, сохранившихся до настоящего времени в виде доломитов и доломитизированных известняков.

Из сказанного следует, что Г. П. Леонов рассматривает отложения доломитовой толщи верхнего келловей-оксфорда как морские образования. Соглашаясь с подобной трактовкой вопроса, попытаемся яснее представить условия образования этих отложений, остановившись не-

\* По данным наших исследований кварц составляет 90—96% легкой фракции.

сколько подробнее на характере осаждения доломитов и параллельно вмещающих их пород.

Как полагает Г. П. Леонов (1956), кавернозные крупнокристаллические доломиты келловей-оксфорда Дагестана, по-видимому, являются вторичными образованиями, возникшими за счет перекристаллизации органогенно-обломочных известняков. Трудно, однако, представить себе, что столь мощная толща широко распространенных доломитов могла возникнуть только путем перекристаллизации. Известно, что Н. М. Страхов (1956, 1958) отрицает роль вторичных процессов в образовании доломитов в существенных масштабах. По нашему мнению, более правдоподобно в данном случае допустить возможность образования рассматриваемых доломитов путем непосредственного выпадения из морской воды.

В настоящее время по вопросу о механизме выпадения доломитов в осадок существует много гипотез, выдвинутых и обоснованных рядом исследователей (Ноинский, 1913; Страхов, 1945, 1947, 1956, 1958; Татарский, 1937, 1939; Теодорович, 1942, 1946, 1955, 1958 и др.). Критический анализ Н. М. Страховым основных из этих гипотез и большое количество экспериментов, произведенных как им самим, так и другими исследователями, привели его к выводу, что в условиях, «в максимальной степени приближенных к природной обстановке, непосредственно из раствора, путем его испарения, доломит не осаждается. Вместо доломита садятся смеси  $\text{CaCO}_3$  и основные соли  $\text{MgCO}_3$  переменного состава» (Страхов, 1956, стр. 45).

Однако, Н. М. Страхов в той же работе доказывает возможность непосредственного выпадения доломита из воды в осадок при тех условиях, которые могли существовать на поверхности Земли в геологическом прошлом, в частности, в мезозое. В первую очередь, для этого необходимы определенные концентрации углекислых солей кальция и магния и соответствующее давление углекислого газа в атмосфере (не ниже  $0,0004 \text{ атм}$ ), создающее в морях условия, близкие к насыщению воды доломитовым веществом. Только в таком случае могло происходить выпадение в осадок доломита и образование из него доломитовых пород, которые встречаются в природе.

Чтобы яснее представить условия образования рассматриваемых доломитов, остановимся на основных формах нахождения доломитов в природе. Как известно, Н. М. Страхов (1956) выделяет 3 типа доломитов. К первому типу им относятся пластовые доломиты, ко второму — доломиты, залегающие в виде линз, пятен, штоков среди известняков, и к третьему типу — доломиты, встречающиеся в виде прожилков и жил.

Для пластовых доломитов характерна выдержанность пласта на большие расстояния (десятки и сотни километров). При этом состав породы, отвечающий составу нормального доломита — либо вовсе без кальцита, либо с небольшой примесью  $\text{CaCO}_3$  — также отличается устойчивостью. Органические остатки обычно не встречаются или очень редки и бедны видами.

Важнейшим диагностическим признаком пластовых доломитов Н. М. Страхов считает отсутствие сколько-нибудь уловимых следов метасома-

тического замещения доломитом ранее возникших накоплений углекислого кальция.

Для второго типа доломитов (линзы, пятна, штоки) характерны три признака, отличающие их от пластовых доломитов: необычайная изменчивость степени доломитности внутри доломитового пласта (содержание доломита может изменяться от нескольких процентов до 90—95%), ясные следы метасоматоза доломита по кальциту и отсутствие в них собственного биоценоза.

Третий тип доломитов (прожилки и жилы) характеризуется совершенно малым количеством сконцентрированного в них доломита. Образования этого типа приурочены к самым разнообразным (как карбонатным, так и некарбонатным) вмещающим породам, так как образуются в уже сформированной твердой породе. Если первые два типа слагают породы, то доломит, заполняющий трещины, каверны и поры, образует скопления лишь минералогического характера. Незначительная роль его в общем балансе доломитовых пород не вызывает сомнения.

Характеризуя каждый из выделенных типов доломитовых пород с генетической точки зрения, Н. М. Страхов указывает, что первый тип (пластовые доломиты) представляют собой типичные седиментационные доломиты, образующиеся в результате осаждения доломитового вещества в виде тонкозернистого первичного осадка в осолоненном участке моря. Второй тип относится им к седиментационно-диагенетическим доломитам, первоначальное седиментационное доломитовое вещество которых претерпевает перемещение в стадии диагенеза. Доломиты третьего типа рассматриваются как эпигенетические образования.

По своим признакам доломиты верхнего келловей-оксфорда Дагестана относятся к первому, седиментационному, типу доломитов, так как: во-первых, эти доломиты имеют огромную площадь распространения в северо-западной и западной частях центрального Дагестана; во-вторых, по всей площади развития доломиты характеризуются устойчивым составом. Так, например, среднее содержание окиси магния в среднезернистых разностях у сс. Карата, Артлух, Голотль, Унцукуль, Аракань, Гергебиль соответственно составляет 20,22, 19,76, 21,21, 21,14, 19,81, 20,89%. Легко видеть, что среднее содержание окиси магния в доломитах на огромной территории северо-западного и частично центрального Дагестана меняется в незначительных пределах — от 19,76 до 21,21% — что отвечает составу высокомагнезиальных доломитов; в-третьих, рассматриваемые доломиты очень бедны органическими остатками, и единичные раковины, встречающиеся в них, однообразны по видовому составу.

Все это дает основание полагать, что доломиты верхнего келловей-оксфорда представляют собой первичные седиментационные образования, которые отлагались в специфических условиях келловейского морского бассейна.

В начале верхнекекловейского времени на территории Дагестана, по-видимому, располагался обширный водоем, протягивающийся с северо-запада на юго-восток. Судя по составу пород и их мощностям, отдельные участки рассматриваемого водоема характеризовались раз-

личными условиями осадконакопления. На северо-западе, по всей вероятности, располагалась лагуна, охватывающая северо-западный Дагестан и частично западную часть центрального Дагестана, а большая часть центрального Дагестана, весь юго-восточный Дагестан и северный Азербайджан представляли собой мелководный участок моря. Эти два крупных района были отделены друг от друга валообразным подводным поднятием, располагавшимся примерно в районе сс. Ташкапур и Цудахар и протягивающимся в меридиональном направлении. Это поднятие, надо полагать, препятствовало свободному водообмену между северо-западным и юго-восточным участкам водоема. По нашему мнению, об этом довольно убедительно говорят два факта. Во-первых, четкая закономерность в распределении различных типов пород. Так, мощная толща доломитов, широко развитая на северо-западе Дагестана, выклинивается в районе с. Цудахар, а в окрестностях с. Ташкапур образует лишь пласт небольшой мощности. Это свидетельствует о том, что указанный район является восточной границей распространения доломитов. Во-вторых, к юго-востоку от линии Цудахар-Ташкапур отложения верхнего келловея—оксфорда уже представлены органогенными известняками. При этом, в однообразной толще пелитоморфных известняков верхнего келловея—оксфорда у с. Цудахар отмечаются участки, целиком сложенные колониальными кораллами, являющимися индикаторами условий осадконакопления. Как известно, кораллы живут в теплой, чистой, спокойной морской воде на глубинах не более 20 м. Все это дает основание полагать, что примерно в районе сс. Цудахар и Ташкапур существовал, по видимому, пролив, через который северо-западная лагуна получила водную массу из морского бассейна по мере испарения и падения уровня воды в ней самой.

Затрудненный водообмен с морским бассейном, а также господствовавший аридный климат и связанное с ним интенсивное испарение способствовали повышению минерализации воды в лагуне северо-западного Дагестана и выпадению здесь чисто доломитовых осадков.

В начале верхнего келловея-оксфорда, вероятно, имел место размыв наиболее приподнятых участков суши, один из которых располагался к северу от хребта Салатау. Отсюда и происходило поступление в бассейн терригенного материала, который примешивался к карбонатным осадкам. Однако период поступления обломочного материала был незначительным во времени и завершился образованием лишь небольшой пачки терригенно-карбонатных пород, залегающей в основании отложений верхнего келловея—оксфорда. Охарактеризовать другие суши по тем данным, которыми мы располагаем в настоящее время, не представляется возможным.

В начале верхнего келловея—оксфорда в пределах северо-западного Дагестана, наряду с доломитами, происходило накопление и кремнистых осадков. По мнению одних исследователей (С. Г. Вишняков и др.), источником кремния могли быть вносимые в бассейн продукты глубокого выветривания суши, а по мнению других (Н. М. Страхов, Г. И. Теодорович, Г. И. Бушинский и др.), кремневые органические остатки.

Г. Н. Комардинкина (1961), подробно изучившая кремнистые образо-

вания верхней юры северо-восточного Кавказа, высказала мысль об их органогенном происхождении. Однако вряд ли можно согласиться с подобной точкой зрения. Как было сказано выше, в верхнем келловее—оксфорде на территории северо-западного Дагестана существовали лагунные условия осадконакопления и органическая жизнь была крайне слабо развита. Поэтому остатки организмов, по всей вероятности, не могли явиться источником кремнезема для образования столь широко развитых в этих отложениях кремней. Очевидно, кремнезем здесь выпадал в осадок химическим путем, а в стадии диагенеза, в результате перераспределения вещества, возникли кремнистые конкреции. Период накопления осадков, обогащенных кремнеземом, был сравнительно непродолжительным и в последующем сменился более устойчивым периодом накопления чистых доломитов. В таких условиях нормальное развитие органической жизни было невозможно, и поэтому из органических остатков в этих отложениях встречаются лишь некоторые приспособившиеся формы.

Однообразие литологического состава мощной (более 200 м) толщи пород верхнего келловее—оксфорда свидетельствует о постоянстве условий ее образования в неглубокой лагуне, в которой накопление осадков происходило при компенсированном погружении дна. Только при таких условиях могли образоваться столь монотонные и значительные по мощности доломиты.

Восточная прибрежная зона лагуны проходила примерно через сс. Артлух, Унцукуль, Аракань и далее на юг до г. Тлили-меэр (рис. 52). Здесь имело место выпадение в осадок оолитов. Как известно, многими исследователями оолиты рассматриваются в качестве надежных индикаторов условий осадконакопления. Изучение современных оолитовых осадков, образующихся на восточном берегу Каспийского моря, в Красном море и в других местах, а также их ископаемых разновидностей, привело Н. М. Страхова (1957), Л. В. Пустовалова (1940), Г. И. Теодоровича (1958), Л. В. Рухина (1959), М. С. Швецова (1958), А. Н. Заварицкого (1932) и других исследователей к выводу, что оолиты образуются в теплой и постоянно движущейся водной среде прибрежной части бассейна. Так, например, Н. М. Страхов (1957) указывает, что они представляют собой характернейшие образования малых глубин (от 0 до 10 м) и подвижной водной среды.

Из сказанного следует, что область развития оолитовых образований верхнего келловее—оксфорда северо-западного Дагестана представляла собой лагуну. Значительные размеры этой лагуны, по-видимому, обусловили возникновение в ней волн, скорее всего, под действием ветра. Таким образом, постоянное движение, большая минерализация и повышенная температура воды, а также наличие в ней взвешенных частиц способствовали образованию и выпадению в этой лагуне осадков, обогащенных оолитами. Ядрами для образования оолитов служили чаще всего обломки карбонатных пород и реже — зерна кварца.

На остальной части рассматриваемой территории, охватывающей большую часть центрального, весь юго-восточный Дагестан и, по-видимому, северный Азербайджан, в верхнем келловее—оксфорде распола-

гался мелководный участок морского бассейна с относительно пониженной минерализацией воды. Несмотря на аридный климат, свободный водообмен с открытым морем, расположенным на территории современного Азербайджана, и пониженная минерализация воды способствовали сохранению здесь в течение всего верхнего келловее—оксфорда условий, пригодных для развития органической жизни. Только более северо-западная часть этого бассейна (участок севернее Чолакской антиклинали) иногда, вероятно, отчленялась от питающего водоема и здесь создавались условия для накопления чисто хемогенных (чаще доломитовых, реже известняковых) осадков, встречающихся среди мелководных морских образований.

Анализ мощностей описываемых отложений показывает, что в верхнем келловее—оксфорде на территории Дагестана, по-видимому, существовало два самостоятельных района прогибания. Один из них располагался на северо-западе Дагестана и имел широкую, замыкающуюся за пределами Дагестана, форму депрессии общекавказского направления. Область наибольшего погружения его, по всей вероятности, располагалась в окрестностях с. Унцукуль или немного южнее, что подтверждается максимальной мощностью отложений рассматриваемого возраста в этом районе (рис. 52). Второй прогиб находился на юго-востоке Дагестана и был выражен менее четко. Он имел удлиненную, вытянутую с северо-запада на юго-восток, форму. Район наибольшего прогибания его располагался в окрестностях с. Сардаркент, в бассейне р. Чирахчай.

В кимеридж—титоне лагунный режим осадконакопления на рассматриваемой территории, по-видимому, был выражен еще резче и получил свое дальнейшее развитие.

Отложения кимеридж-титонского возраста западного Дагестана, юго-восточных районов юго-восточного Дагестана и северного Азербайджана (рис. 53), в целом представлены на северо-западе Дагестана чередованием гипсов с известняками и доломитами различной структуры, пестроцветной толщей глин с линзами гипса и органогенно-обломочными известняками на юго-востоке Дагестана и пачкой органогенно-обломочных (реже оолитово-органогенных) известняков в северном Азербайджане (рис. 53). В ряде мест северо-западного Дагестана, в частности, в более южных разрезах, в составе этих отложений отмечаются карбонатные породы с примесью терригенного материала.

Ограниченное развитие отложений рассматриваемого возраста и те сведения, которыми мы располагаем, дают основание предположить, что кимеридж-титонское время, вероятнее всего, представляло собой в целом регрессивный этап в истории геологического развития Дагестана и северного Азербайджана, в течение которого произошло наибольшее сокращение верхнеюрского водного бассейна (Леонов, Логинова, 1956).

Переход чисто карбонатных отложений верхнего келловее-оксфорда в сульфатно-карбонатные и, реже, терригенно-карбонатные разности кимеридж-титонского возраста свидетельствует о несколько отличных условиях накопления последних. Хотя широкое развитие в них гипсов является надежным признаком лагунных условий осадконакопления при

аридном климате, объяснить такое различие в составе пород одним климатическим фактором было бы не совсем правильно.

Как отмечает ряд исследователей (Будников, 1926; Татаринцов и др., 1935; Щербина, 1945, 1951; Мурзаев, 1946 и др.), гипсы образуются в разнообразных условиях. При этом признается, что в подавляющем большинстве гипсы и ангидриты образуются химическим осаждением из природных концентрированных растворов, и что они выпадают первыми из числа галогенных образований. Важнейшим фактором, определяющим садку солей, являются климатические условия, в частности, наличие аридного климата, при котором только и могут образоваться концентрированные растворы в прибрежно-морских условиях (усыхающие лагуны с ограниченным водообменом с морем, полуотшнурованные заливы и бухты) и в континентальных условиях (засоленное озеро и т. д.). В водоемах указанного типа осаждение сульфата кальция следует за выпадением карбонатов (доломита) и начинается тогда, когда концентрация солей в водоеме повышается в 5 раз против нормы (Татаринцов и др., 1935).

Важными факторами выделения гипсов и ангидридов являются также температура и состав раствора. Установлено, что из морской воды ангидрит начинает осаждаться при температуре  $42^{\circ}$  и даже  $34^{\circ}$ , когда соленость ее достигает насыщения сульфатом кальция. Однако, если в растворе, кроме сульфата кальция, имеются хлориды натрия и магния, то садка ангидрита начинается и при более низких температурах. Так, из раствора морской воды, насыщенного хлористым натрием, выделение ангидрита начинается при температуре  $14^{\circ}$ , а в случае насыщения хлористым магнием, сульфат кальция выпадает в осадок даже при температуре  $0^{\circ}$ . При наличии в растворе хлоридов натрия и магния, что имеет место в морской воде, ангидрит начинает кристаллизоваться при  $25-30^{\circ}$  (Справочное руководство по петрографии осадочных пород, т. II, 1958).

Из сказанного следует, что присутствие в отложениях кимеридж — титона сингенетичных гипсов и ангидритов свидетельствует о большой концентрации солей в водах кимеридж-титонского бассейна и о наличии в них хлоридов натрия и магния, а также о существовании аридного климата в эпоху их образования. Однако относительно широкое развитие в составе этих образований терригенных и терригенно-карбонатных пород говорит о том, что большую роль в накоплении и обособлении их среди других отложений сыграл тектонический фактор. По-видимому, в конце верхнего келловей—оксфорда на территории Дагестана произошло изменение тектонического режима в сторону некоторой активизации восходящих движений. В новых тектонических условиях связь северо-западной лагуны с морским бассейном, расположенным на территории юго-восточного Дагестана и уходящим на территорию Азербайджана, вероятно, оказалось затрудненной; еще более сократился приток воды по сравнению с верхнекеелловей-оксфордским временем. При аридном климате и большей поверхности испарения это вызвало дальнейшее повышение минерализации воды в лагуне и садку гипсоносных образований. Широкое распространение гипсов по вертикали и одно-

образное строение кимеридж-титонских отложений по площади свидетельствуют о преобладании условий затрудненного водообмена и компенсированном осадконакоплении в течение всего рассматриваемого периода.

По сравнению с верхним келловеем—оксфордом, намного изменились условия осадконакопления также и в юго-восточном Дагестане и северном Азербайджане, в пределах которых в конце оксфорда располагался морской бассейн. В кимеридж-титонское время море, вероятно, отступило еще дальше на юго-восток, в результате чего здесь образовался мелководный участок типа лагуны, где происходило осаждение хемогенных карбонатных осадков. При этом в начальной стадии, непосредственно после обновления тектонического режима района, накоплению карбонатных осадков препятствовало обильное поступление в бассейн терригенного материала, сносимого с суши. В этот этап в отдельных участках рассматриваемой территории происходит также образование линз и пропластков гипсов и карбонатных пород, свидетельствующих о местных отчленениях и осушениях лагуны. Однако период, когда в этот водоем поступал терригенный материал, был по-видимому, кратковременным и завершался образованием пачки известковых глинистых пород с линзами гипса мощностью до 20 м, составляющих нижнюю часть кимеридж-титонских отложений на юго-востоке Дагестана.

Во второй половине кимеридж-титонского времени в юго-восточный Дагестан и северный Азербайджан, по всей вероятности, снова проникло море, которое, возможно, периодически заходило в пределы северо-западного Дагестана. Этот этап закончился образованием пачки органогенно-обломочных известняков, венчающих разрезы отложений кимеридж-титонского возраста на юго-востоке, а на северо-западе — толщей таких же известняков в переслаивании с гипсами.

В кимеридж-титоне так же, как и в верхнем келловее-оксфорде, существовали две зоны прогибания. Более четко вырисовывался северо-западный прогиб, который, в основном, совпадал с верхнекелловей-оксфордским, но имел несколько смещенную на запад (за пределы Дагестана) область максимального прогибания (рис. 53). В пределах этого прогиба на территории Дагестана максимальная мощность кимеридж-титонских отложений достигает более 200 м. Не вызывает сомнения и существование юго-восточного прогиба, но говорить конкретно о его размерах и очертаниях по имеющимся данным не представляется возможным в связи с размывом образований кимеридж-титонского возраста.

Анализ мощностей и условий залегания рассматриваемых отложений, а также изучение поверхностей размыва показывают, что к концу кимеридж-титонского времени в Дагестане и северном Азербайджане снова произошло поднятие, которое вывело большую часть территории из-под уровня моря, превратив ее в зону размыва ранее образованных отложений. Это поднятие в разных частях территории проявилось по-разному, достигнув наибольших масштабов на юго-востоке, наименьших — на северо-западе. Под водой оставалась, по-видимому, лишь

более северо-западная часть территории Дагестана (примерно, западнее с. Карадах), где наблюдается наиболее полный и непрерывный разрез этих отложений. Остальная часть территории Дагестана и северного Азербайджана представляла собой область денудации, на большей части которой отложения кимеридж—титона, а местами даже отложения верхнего келловей—оксфорда в современном залегании не встречаются. Однако отсутствие отложений рассматриваемого комплекса не является показателем степени развития и продолжительности денудационных процессов, ввиду неравномерного первоначального распространения этих отложений. Можно лишь предположить, что в центральной Дагестане образования кимеридж-титонского возраста имели, вероятно, незначительную мощность и поэтому оказались полностью разрушенными, тогда как на юго-востоке, несмотря на длительность во времени денудационных процессов, мощность их достигает порядка 180 м (г. Шахдаг).

Петрографическое изучение кимеридж-титонских отложений дает основание предположить, что образующийся при их разрушении обломочный материал частично снова поступил в водный бассейн и служил исходным материалом для образования отложений синхронного возраста.

Одновременно с общим поднятием и связанным с ним началом процессов денудации в конце кимеридж—титона на территории Дагестана и северного Азербайджана имела место и некоторая перестройка тектонического плана района, которая заключалась в формировании местами складчатых структур. Это обстоятельство особенно резко выразилось на юго-востоке Дагестана, где наблюдается несогласие между отложениями кимеридж-титонского и валанжинского возрастов (рис. 17).

Что касается происхождения карбонатных брекчий, широко развитых в отложениях кимеридж-титона, то по этому вопросу существуют различные точки зрения. Одни исследователи (Д. В. Дробышев и др.) считают их нормальными обломочными породами и противопоставляют чередующимся с ними и замещающим их по простиранию гипсам. Другие (И. А. Конюхов и Г. П. Леонов) рассматривают эти брекчии как вторичные образования, возникшие в результате растворения гипсов и дробления переслаивающихся с ними карбонатных пород при обвалах, обусловленных этим растворением. Последняя точка зрения подтверждается тем, что местами в брекчиях встречаются целые участки с ненарушенной текстурой первоначального переслаивания пород (с. Унцукуль, Могохский мост, бассейн р. Андийское Койсу и др.).

Наши данные в целом согласуются с выводами И. А. Конюхова и Г. П. Леонова. Необходимо только отметить, что в образовании брекчий значительную роль, по-видимому, играли и оползневые явления, имевшие место на крыльях антиклинальных складок.

Большой интерес представляет также вопрос об условиях образования серы и целестина, связанных с гипсоносными отложениями Дагестана.

Как известно, по вопросу генезиса серы существуют различные мнения. Одни исследователи (Дробышев, 1930 и др.) считают ее сингенетичной с вмещающими породами образованием, а другие (Пустовалов,

1940; Уклонский, 1928, 1940—эпигенетичной. Что касается серных месторождений Дагестана, то сера в них, по мнению Д. В. Дробышева (1930), А. Ш. Курбанова и А. Р. Мамедова, имеет, в основном, сингенетичное происхождение и образовалась в бассейне, зараженном сероводородом, биогенным путем. Этому способствовало наличие в нем анаэробных бактерий, благодаря жизнедеятельности которых происходило окисление органического вещества, содержащегося в воде. Образующийся при этом сероводород поднимался вверх и в кислородной зоне окислялся до серы, которая в виде коллоида накапливалась на дне бассейна вместе с другими осадками. В дальнейшем сера, благодаря своей подвижности, мигрировала и концентрировалась в тех или иных участках внутри осадка.

Такое толкование происхождения серы в карбонатных образованиях верхней юры и валанжина Дагестана, как нам кажется, вполне отвечает действительности. Это также подтверждается наличием местами в отложениях рассматриваемого возраста признаков пиритизации. А как известно, пиритизация указывает на сероводородное заражение донных осадков в соответствующих участках бассейна осадконакопления.

О генезисе целестина, по нашему мнению, многое говорят условия его залегания в гипсоносных отложениях. Отмечено, что в большинстве целестиноносные породы тесно связаны с гипсоносными образованиями и, как правило, приурочены к зоне контакта между слоями кимеридж—титона и валанжина. Целестин встречается в виде линз, расположенных согласно напластованию вмещающих пород, или в рассеянном виде в мергельно-глинистых и доломитовых породах. В последнем случае соотношение между целестином и карбонатной частью породы меняется в широких пределах. Все это дает основание полагать, что целестин в основной своей массе является сингенетичным относительно вмещающих пород, и в частности, гипса, образованием и накоплением в тех же условиях, что и они. Однако, встречающиеся местами зоны и участки соединяющихся пор и трещин, заполненных кристаллами целестина, говорят о его частичном переотложении в стадию эпигенеза.

Образования валанжинского возраста (верхняя часть рассматриваемых отложений) в современном залегании имеют широкое распространение и встречаются во всех описанных разрезах, кроме разрезов центрального Дагестана у сс. Ташкапур, Цудахар и Аметеркмахи.

На северо-западе они представлены доломитами с линзами и пропластками гипсов, реже терригенных пород (хребет Салатау, Могохский мост и др.) в нижней части и пелитоморфными известняками — в верхней части. На юго-востоке эти отложения также слагаются доломитами в низах и оолитовыми, органогенно-оолитовыми известняками — в верхней части. Здесь, в более восточных разрезах, в отложениях валанжина часто отмечаются косая слоистость и линзы песчаных пород.

Изучение вещественного состава, строения и структурно-текстурных особенностей отложений дает основание предположить, что начало валанжинского этапа ознаменовалось новым погружением территории Дагестана и северного Азербайджана. Это привело к возобновлению на

большой части территории прерывавшегося в конце кимеридж—титона процесса осадконакопления. При этом северо-западный (примерно до с. Цудахар) и юго-восточный Дагестан, как и в верхнеюрское время, характеризовались несколько отличными друг от друга условиями осадконакопления. Это были два самостоятельных участка единого бассейна, между которыми существовал, возможно, иногда прерывающийся водообмен в районе с. Цудахар. В целом, как в северо-западном, так и юго-восточном участках этого бассейна происходило образование хемогенных доломитовых осадков. Одновременно с их накоплением в бассейн, в результате тектонических движений конца кимеридж—титона начала валанжина, поступал и терригенный (в основном, глинистый) материал который составлял незначительную примесь и придал доломитам мергелевидное строение, в отличие от кристаллических доломитов верхнего келловей-оксфорда. Примесь песчаного материала, которая местами образовала линзы или пропластки песчаников, поступила, по-видимому, лишь в окраинные участки валанжинского водного бассейна.

Прекращение водообмена между двумя указанными участками нашло свое отражение в характере образующихся осадков, а именно, в появлении среди них гипсов, которые встречаются на хребте Салатау, у Могохского моста, по р. Андийское Койсу и в ряде других мест. При этом следует, что некоторая часть гипсов, имеющих местное распространение, могла образоваться и в условиях, которые создавались в результате отчленения отдельных участков мелководного бассейна северо-западного Дагестана.

Центральная, относительно более интенсивно погруженная, часть северо-западного участка лагунного бассейна располагалась, по всей вероятности, в районе с. Хунзах и плато Бетли, где отложения валанжина имеют наибольшую мощность—до 140 м. Прибрежная зона лагуны проходила, примерно, через сс. Чох, Аракань и далее в сторону восточного окончания хребта Салатау (рис. 54). Эта зона фиксируется в обнажениях карбонатных пород слабыми следами косої слоистости, незначительным развитием стилолитовых швов, содержанием незначительной примеси песчаного материала, а местами и зерен гравия (сс. Аракань и Артлук). Как известно, по вопросу о происхождении стилолитов существует ряд близких, отличающихся лишь в деталях, точек зрения, высказанных Л. В. Пустоваловым (1940), Г. И. Теодоровичем (1958), Л. Б. Рухиным (1953), М. С. Швецовым (1958), У. Х. Твенхофелом (1936), Н. Варламовым (Varlamoff, 1937), Б. М. Шоубом (Shaube, 1939), П. В. Стокдейлом (Stockdale, 1936) и др. Названные исследователи считают, что стилолитовые поверхности образуются в крайне мелководных участках водных бассейнов — в зоне борьбы суши с морем.

Содержание небольшой примеси терригенного материала, которая отмечается в нижних слоях валанжина в северо-западном Дагестане, и закономерное изменение ее гранулометрического состава по площади дает возможность составить некоторое представление о тектонике района и интенсивности движения воды в бассейне. Сам факт наличия терригенной примеси в карбонатных породах говорит о некоторой расчле-

ненности рельефа окружающей водоем местности, а закономерное изменение гранулометрического состава этой примеси — от песчаного, с редкими зернами гравия, в предполагаемой прибрежной части лагуны (полоса, протягивающаяся через сс. Чох, Араканы и далее на северо-запад), до более тонкого алевритово-глинистого в центральной части ее (с. Голотль и т. д.), — свидетельствует о том, что водная масса бассейна испытывала довольно сильное волнение, способствовавшее разносу и механической сортировке поступившего в бассейн обломочного материала.

В пределах юго-восточного Дагестана и северного Азербайджана отложения нижней лагунной части разреза валанжина отмечаются лишь в разрезах гг. Шунудаг и Гетинкиль. Поэтому сказать что-либо определенное о характере осадконакопления в этом районе трудно. Следует, однако, отметить, что по составу и строению (наличие стилолитовых швов, слабых следов пологой косо́й слоистости, примесь песчаного материала и т. д.) отложения, развитые в районе г. Шунудаг, аналогичны таковым у с. Чох. В составе отложений нижневаланжинской лагуны юго-восточного участка они, очевидно, занимают такое же место, что и образования у с. Чох по отношению к северо-западному участку лагуны. Таким образом, на всем пространстве от г. Шунудаг до г. Гетинкиль в нижнем валанжине, по-видимому, шло накопление однообразных доломитовых осадков, образующихся в одинаковых гидродинамических и гидрохимических условиях.

На основании вышеизложенного, мы предполагаем, что в нижнем валанжине на территории Дагестана располагался лагунный бассейн, который состоял из более или менее обособленных северо-западного и юго-восточного участков. Последний имел затрудненный водообмен с располагавшимся, по-видимому, на территории Азербайджана морским бассейном, что способствовало накоплению в нем доломитовых осадков. В свою очередь, северо-западный участок лагуны имел постоянный (возможно, иногда прерывающийся) водообмен с юго-восточным. Высокая минерализация воды в обеих частях мешала развитию в них органической жизни.

Верхний валанжин явился новым этапом в образовании осадков. К этому времени условия осадконакопления по всей территории Дагестана и северного Азербайджана заметно выровнились, водный бассейн намного увеличился и лагунный режим, имевший место в нижнем валанжине, сменился морским в верхнем валанжине. В это время в пределах Дагестана и северного Азербайджана располагался обширный морской бассейн, где происходило накопление однообразных известковых осадков, наблюдаемых в современном залегании в виде пелитоморфных известняков, получивших развитие в северо-западном, центральном и, частично, юго-восточном Дагестане. Для расцвета органической жизни условия, вероятно, все еще были не совсем благоприятны, в связи с чем получили развитие лишь некоторые формы.

Прибрежная полоса этого бассейна проходила в районе сс. Сардаркент, Ничрас, Хучни, Маджалис и далее на север, где, благодаря

интенсивному движению водной массы, формировались резко выраженные прибрежные оолитовые осадки. Эта полоса, по-видимому, протягивалась, примерно, параллельно современному берегу Каспийского моря.

В предготеривское время в восточных частях центрального и, частично, северо-западного и юго-восточного Дагестана (сс. Цудахар, Ташкапур Аметеркмахи, Кадар и др.) отложения валанжина, по-видимому, были полностью размыты.

## ЛИТЕРАТУРА

- Абих Г. В. О строении и геологии Дагестана. «Горн. журнал», 1862, № 4.
- Абих Г. В. К геологии юго-восточного Кавказа. Результаты моего путешествия в 1865 г. (Шахдар). «Зап. Кавк. отд. русск. геогр. о-ва», т. VIII, 1873.
- Азизбеков Ш. А., Алиев А. Г. О методике лабораторного исследования и классификации и номенклатуре осадочных пород. «Изв. ФАН СССР», 1944, № 11.
- Алиев А. Г. Петрография продуктивной толщи Кабристана. Изд-во АН Азерб. ССР, Баку, 1947.
- Алиев А. Г., Акаева В. П. Петрография юрских отложений юго-восточного Кавказа. Изд-во АН Азерб. ССР, 1957.
- Алиев А. Г., Дандбекова Э. А. Петрография майкопских отложений Азербайджана. Изд-во АН Азерб. ССР, Баку, 1952.
- Алиев А. Г., Магомедов А. М. Литология и фациальные особенности карбонатных отложений верхней юры и валанжина Дагестана и северного Азербайджана. «Изв. АН Азерб. ССР, сер. геол.-геогр. наук и нефти», 1963, № 4.
- Афанасьев С. Л. К вопросу о классификации глинисто-карбонатных пород. «Изв. вузов. Геология и разведка», 1960, № 8.
- Белоусов В. В. Изучение мощности отложений как метод геотектонического анализа и приложение этого метода к исследованию верхнеюрских и нижнемеловых отложений Кавказа. «Пробл. сов. геол.», 1937, № 2.
- Белянкин Д. С., Лапин В. В., Островский И. А. Исследование доломитизированных известняков в аншлафах в отраженном свете. «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1940, вып. 2.
- Богданович К. И. Два пересечения Главного Кавказского хребта. Тр. Геол. ком. 1902, т. XIX, № 1.
- Богданович К. И. Система Дибрара в юго-восточном Кавказе. Тр. Геол. ком., 1906, новая сер., вып. 26.
- Ботвинкина Л. Н. и др. Атлас литогенетических типов. Изд. АН СССР, 1956.
- Готников П. П. Гипс. Нерудные полезные ископаемые, 1926, т. 1.
- Бушинский Г. И. Литология меловых отложений Днепровско-Донецкой впадины (описание трепелов, гезов и кремней). Изд. АН СССР, 1954.
- Бушинский Г. И. О стилолитах. «Изв. АН СССР, сер. геол.» 1961, № 8.
- Васильев П. И. Методы ускоренного анализа карбонатных пород. Госгеолитиздат, 1951.
- Вассоевич Н. Б. Новые данные о стратиграфии мезозоя юго-восточного Кавказа. «Сов. геол.», 1940, № 10.
- Виноградов А. П., Ронов А. Б., Ратынский В. М. Изменение химического состава карбонатных пород Русской платформы. «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1952, № 1.
- Виноградов С. С. Опыт номенклатуры и классификация карбонатных пород как сырья для производства вяжущих веществ, «Изв. Моск. геол.-разв. ин-та», 1947, № 4.
- Виталь Д. А., Князева Л. М., Николаев С. Б. Известково-доломитовые породы верхнего карбона северо-западной части Самарской Луки. Тр. ГИНа АН СССР, 1956, вып. 4.

- Вишняков С. Г. Карбонатные породы и полевое исследование их пригодности для известкования почв. ОНТИ, 1933, вып. 1.
- Вишняков С. Г. Генетические типы доломитовых пород северо-западной окраины Русской платформы. Тр. ГИНА АН СССР, 1956, вып. 4.
- Горбунова Л. И. Литология нижнемеловых отложений центрального и северного Дагестана. Тр. ВНИГНИ. Гостехиздат, 1955, вып. 6.
- Дробышев Д. В. Северо-восточный склон Салатау и Черкейская котловина. «Изв. Геол. ком.», 1925, т. XIV, № 4.
- Дробышев Д. В. К вопросу о генезисе месторождения серы Горного Дагестана. Мат-лы по общ. и прикл. геол., 1930, вып. 152.
- Дробышев Д. В. Предварительный отчет о геологических работах 1926—1927 гг. по Дагестанскому «пересечению Кавказского хребта». «Изв. Геол. ком.», 1929, т. ХСVIII, № 1.
- Дробышев Д. В. Хребет Лес в Даргинском округе Дагестана. Тр. ГГРУ, 1931, вып. 86.
- Дробышев Д. В. Очерк месторождений гипса в Дагестане. «Изв. ГПУ», 1938, т. 4, вып. 22.
- Дробышев Д. В. Гипс в Дагестанской АССР. Природные ресурсы Дагестанской АССР. СОПС АН, 1935, т. 1.
- Дробышев Д. В. Геологическое строение южного участка Дагестанского пересечения Кавказского хребта. Тр. по геол. и пол. ископ. Сев. Кавказа. Ессентуки, 1938, вып. 1.
- Дробышев Д. В. Геологическое строение от р. Чирахчай до Самура в южном Дагестане. Тр. по геол. и пол. ископ. Сев. Кавказа, 1936, вып. 4.
- Дробышев Д. В. От Самура до Главного Кавказского хребта и зона Шахдага. Тр. нефт. геол. -разв. ин-та, сер. А, 1939, вып. 3.
- Жгенти Т. Г., Мирзоев Д. А., Слинко М. Е. Об особенностях образования и составе нижней части мезозойских отложений Южносухокумского месторождения нефти. «Нов. нефт. и газов. техн., сер. геол.» 1962, № 4.
- Жемчужников Ю. А. Что такое фация? «Литолог. сб.» № 1, ВНИГРИ, Гостехиздат, Л., 1948.
- Заварицкий А. Н. Введение в петрографию осадочных горных пород. ГОНТИ, 1932.
- Зеленов К. К. К вопросу о происхождении стилолитов. «ДАН СССР», 1955, т. 103.
- Зеленов К. К. Доломиты нижнекембрийских отложений северного склона Алданского массива и условия их образования. Тр. ГИНА АН СССР, 1956, вып. 4.
- Исаченко Б. Л. О биогенном образовании карбоната кальция. «Микробиология», 1948, т. 17, № 2.
- Казаков А. В., Тихомирова М. М., Плотникова В. И. Система карбонатных равновесий (доломит, магнезит). Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, сер. геол., 1957, вып. 152, № 64.
- Казанский П. А. Материалы к изучению фауны юрских отложений Дагестана. «Изв. Томского техн. ин-та», 1969, т. 16, № 4», 1910.
- Каледа Г. А. К вопросу о перекристаллизации карбонатных пород. Сб. «Вопр. минерал. осадочн. образ.» кн. 2, Львов, 1956.
- Кирсанов Н. В., Семеновский Ю. В. О классификации терригенных и терригенно-карбонатных пород. «Изв. Казан. фил. АН СССР, сер. геол.», 1956, № 5.
- Комардинкина Г. Н. Фациальные особенности и нефтегазоносность верхнеюрских отложений Северо-Восточного Кавказа. «Разв. и охрана недр», 1957, № 12.
- Комардинкина Г. Н. О кремнистых образованиях в верхнеюрских отложениях Северо-Восточного Кавказа. «ДАН СССР», 1961, т. 140, № 2.
- Конюхов И. А., Крымгольц Г. Я., Гофман Е. А. К стратиграфии юрских отложений центрального Дагестана. «Вестн. МГУ», 1953, № 3.
- Конюхов И. А., Оленин В. Б. Особенности залегания нижнемеловых отложений Южного Дагестана. «Вестн. МГУ», 1953, № 3.
- Конюхов И. А. Основные фациальные особенности мезозойских отложений восточной части северного склона Кавказа и Предкавказья. «Новости нефт. техн., нефте-промышленное дело», 1955, № 9.

Конюхов И. А. К палеогеографии Дагестана в мезозойское время. Уч. зап. МГУ, 1956 а, вып. 176.

Конюхов И. А. Битуминологические особенности мезозойских отложений Дагестана. «Разв. и охрана недр», 1956 б, № 8.

Конюхов И. А. Основные литолого-фациальные особенности верхнеюрских отложений северо-восточного Кавказа. «Вестн. МГУ», 1956 в, № 2.

Конюхов И. А., Комардинкина Г. Н. К вопросу о региональной геологии верхнеюрских карбонатных отложений северо-восточного Кавказа. «ДАН СССР», 1956, т. III, № 6.

Конюхов И. А., Комардинкина Г. Н. Прямые и косвенные признаки нефтеносности верхнеюрских отложений северного Кавказа. «Новости нефт. техн., геология», 1957, № 1.

Конюхов И. А. Литологические особенности нижнемеловых отложений северо-восточного Кавказа. «Сов. геол.», 1957, вып. 57.

Конюхов И. А. Опыт изучения мезозойских отложений восточного Предкавказья. ГОСИНТИ, 1958.

Конюхов И. А. Литолого-фациальные изменения верхнеюрских отложений северного Кавказа. Науч. докл. высш. школы, геол.-геогр. науки, 1959 а, № 1.

Конюхов И. А. Литология мезозойских отложений восточного Предкавказья в связи с нефтегазосностью. Тр. КЮГЭ, 1959 б, вып. 3.

Конюхов И. А., Комардинкина Г. Н. Битуминологические особенности верхнеюрских отложений северного Кавказа. «Разв. и охрана недр», 1960, № 8.

Крашенинников Г. Ф. Методика палеогеографических исследований на основе фациального анализа. Докл. сов. геологов на Международ. конгр. по седиментологии. Госгеолтехиздат, 1960.

Кротов Б. П. Доломиты, их образование, условие устойчивости в земной коре и изменения в связи с изучением доломитов верхних горизонтов Казанского яруса в окрестности г. Казани. Тр. о-ва естеств. при Казан. ун-те, 1925, т. 50, вып. 6.

Леонов Г. П., Логинова Г. А. Основные черты геологического развития Дагестана в эпоху верхней юры и валанжина. Уч. зап. МГУ, 1956, вып. 176.

Либрович Л. С. Геологические исследования в северо-западной части Гимрийского хребта в северном Дагестане. «Изв. Геол. ком.», 1924.

Логвиненко Н. В. О позднем диагенезе (эпигенезе) донецких карбонатных пород. «ДАН СССР», 1956, т. 106, № 5.

Маслов В. П. Атлас карбонатных пород, ч. I Породообразующие организмы, ОНТИ, 1937.

Маслов В. П. Геолого-литологическое исследование рифовых фаций Уфимского плато. Тр. Геол. ин-та, сер. геол., 1950, вып. 118.

Маслов В. П. Водоросли и карбонатонасаждение. «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1961, № 12.

Маркевич В. П. Понятие «фация». Изд-во АН СССР, М., 1957.

Методы изучения осадочных пород. Госгеолтехиздат, М., т. I, II, 1957.

Мирзоев Д. А., Омаров М. А. Новое месторождение нефти в Дагестане. «Нов. нефт. и газов. техн., геол.», 1961, № 4.

Миропольский Л. М. О микрокристаллических доломитах, их генезисе и псевдоморфозах ангидрита и гипса по ромбоэдрам доломита в нижнепермских отложениях. «ДАН СССР», т. 32, № 8.

Муратов М. В. К вопросу о региональной классификации карбонатных пород. «Сов. геол.», 1940, № 11.

Мурзаев П. М. К вопросу о генетических соотношениях гипса и ангидрита. «Зап. Всесоюз. Мин. о-ва», 1946, сер. 2, ч. 75, вып. 4.

Наливкин Д. В. Учение о фациях. Изд. АН СССР, 1955, тт. I, II.

Нонинский М. Э. Самарская Лука. Тр. о-ва естеств. при Казан. ун-те, 1913, вып. 4—6, т. 15.

Оленин В. Б. Палеогеография Дагестана в нижнемеловое время. «Вест. МГУ», 1952, № 6.

Пац В. М. К стратиграфии юры по р. Чанты-Аргун. Тр. по геол. и полезн. ископ. Кавказа. Изд. СКГУ, 1938, вып. 1.

- Пац В. М. Краткий геологический очерк бассейна р. Шаро-Аргун на Северном Кавказе. Тр. по геол. и полезн. ископ. Сев. Кавказа. Изд. СКГУ, 1939, вып. 4.
- Пиотровский Г. Л. Новый метод исследования карбонатных пород с помощью органических красителей. Зап. Всесоюз. мин. о-ва, 1956, ч. 58, № 2.
- Православлев П. А. Протогенный немой известняк. Тр. Ленингр. о-ва естествоиспыт., 1924, т. 54, вып. 4.
- Пустовалов Л. В. Петрография осадочных пород. Гостоптехиздат, 1940, т. I, II.
- Пустовалов Л. В. и др. О методике лабораторного исследования, классификации и номенклатуре осадочных пород. Изд. АзФАН СССР, 1944, № 11.
- Пчеленцев В. Ф. Материалы по изучению верхнеюрских отложений на Кавказе. Тр. ВГРО, 1931, вып. 91.
- Пчеленцев В. Ф. Некоторые данные о фауне верхнеюрских отложений Кубанской области. Тр. ВГРО, 1933, вып. 115, № 3.
- Ренгартен В. П. О фауне меловых и титонских отложений юго-восточного Дагестана. «Изв. Геол. ком.» т. 28, № 9.
- Ренгартен В. П. Геологические наблюдения в Кайтаго-Табасаранском и Даргинском округах в Дагестане. Мат-лы по общей и прикл. геол., 1927, вып. 66.
- Ренгартен В. П. Стратиграфия верхней юры Северного Кавказа. «Геология СССР», 1947, т. IX.
- Ростовцев Н. Н. О геологической истории юрского периода в восточной части Большого Кавказа. «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1948, № 3.
- Ронов А. Б. Химический состав и условия формирования палеозойских карбонатных толщ Русской платформы. Тр. ГИНа АН СССР, 1956, вып. 4.
- Руди Д. И. К методике исследования строения карбонатных пород с помощью красителей. Изв. Львов. гос. ун-та, 1954, № 8.
- Рухин Л. Б. Основы литологии. Гостоптехиздат, 1953.
- Сермягин В. А. К вопросу классификации и номенклатуры структур карбонатных пород. Пробл. сов. геол., 1936, № 3.
- Справочное руководство по петрографии осадочных пород. Л., 1958, т. II.
- Страхов Н. М. Доломитовые осадки озера Балхаш и их значение для познания процесса доломитобразования. «Сов. геол.», 1945, сб. 4.
- Страхов Н. М. Карбонаты в современных лагунных водоемах и их значение для проблемы доломитобразования. БМОИП, отд. геол., 1947, т. 22 (4).
- Страхов Н. М. Основы исторической геологии. Госгеолиздат, 1948, ч. I, II.
- Страхов Н. М. Известково-доломитовые фации современных и древних водоемов. Тр. ГИНа АН СССР, 1951, вып. 124.
- Страхов Н. М. Образование осадков в современных водоемах. Изд. АН СССР, 1954.
- Страхов Н. М. К вопросу о распространении и генезисе доломитовых пород верхнего карбона Самарской Луки. Тр. ГИНа АН СССР, 1956, вып. 4.
- Страхов Н. М. Факты и гипотезы в вопросе об образовании доломитовых пород. «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1958, № 6.
- Страхов Н. М. О типах и генезисе доломитовых пород (состояние знаний). Тр. ГИНа АН СССР, 1956, вып. 4.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. АН СССР, 1960.
- Структуры горных пород. Осадочные породы. Госгеолиздат, 1948, т. 2.
- Султанов А. Д. Литология продуктивной толщи Азербайджана. Изд-во АН Азерб. ССР, Баку, 1949.
- Татаринов П. М. и др. Курс нерудных месторождений, ч. II. Гипс и ангидрид, 1935.
- Татарский В. Б. К вопросу о происхождении доломита. «Зап. мин. о-ва, 1937, т. 66, вып. 4.
- Татарский В. Б. Литология нефтеносных карбонатных пород Средней Азии и происхождение нефтеносных доломитов. Тр. нефт. геол.-разв. ин-та, сер. А. 1939, вып. 112.
- Татарский В. Б. Раздоломичивание и связанные с ним вопросы. «Вестн. ЛГУ», 1953, № 1.
- Твенхофел У. Х. Учение об образовании осадков. Перев. с англ. ОНТИ, 1936.
- Теодорович Г. И. К терминологии карбонатных пород. «Пробл. сов. геол.», 1935, № 8.

- Теодорович Г. И. К систематике карбонатных образований по структурным признакам. «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1941, № 1.
- Теодорович Г. И. Микрослоистые известняки на Южн. Урале. «ДАН СССР», 1941, т. 31, № 6.
- Теодорович Г. И. Картина доломитообразования на Восточном массиве Ишим-баевского нефтяного района. «ДАН СССР», 1942, т. 34, № 7.
- Теодорович Г. И. Основные типы хемогенного  $\text{CaCO}_3$  карбонатных осадочных пород. «ДАН СССР», 1945, т. 45, № 4.
- Теодорович Г. И. О происхождении сутуро-стилолитовых поверхностей. «ДАН СССР», 1945, т. 50.
- Теодорович Г. И. О генезисе доломита осадочных образований. «ДАН СССР», 1946, т. 53, № 9.
- Теодорович Г. И. О структурной классификации карбонатных и кремнистых осадочных пород. БМОИП, отд. геол., 1948, т. 23, № 4.
- Теодорович Г. И. Карбонатные фации нижней перми-верхнего карбона Урало-Волжской области. Мат-лы к познанию геол. строен. СССР. Изд. МОИП, нов. сер., 1949, вып. 13 (17).
- Теодорович Г. И. Литология карбонатных пород палеозоя Урало-Волжской области. Изд. АН СССР, 1950.
- Теодорович Г. И. К вопросу о происхождении осадочных известково-доломитовых пород. Тр. Ин-та нефти АН СССР, 1955, т. 5.
- Теодорович Г. И. Учение об осадочных породах. Гостоптехиздат, 1958.
- Уклонский А. С. Месторождение Шорсу. Изд. Среднеаз. отд. ком., 1928 (III Всесоюз. съезд геологов).
- Уклонский А. С. Парагенезис серы и нефти. Изд. Узбек. фил. АН СССР, 1940.
- Филимонов И. Д. Краткий геологический очерк бассейна р. Андийское Койсу в Дагестане. Тр. по геол. и полез. ископ. Сев. Кавказа, Ессентуки, 1938, вып. 1.
- Фролова Е. К. Магнетит в нижнепермских отложениях Куйбышевского и Саратовского Заволжья. «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1955, № 5.
- Фролова Е. К. О классификации карбонатных пород ряда известняк-доломит-магнетит. «Нов. нефт. тех., геол.», 1959, № 3.
- Фролова Н. В. Классификация глинисто-песчано-карбонатных пород. «Сов. геол.», 1939, т. 9, № 71.
- Хабаров А. В. Косая слоистость осадочных толщ, как показатель условий их образования. «Природа», 1951, № 4.
- Хаин В. Е. Разрез и фации мезозоя юго-восточного Кавказа по данным новейших исследований. Тр. Ин-та геол. АН Азерб. ССР, 1947, т. 13.
- Хаин В. Е. Геотектоническое развитие юго-восточного Кавказа. Азнефтеиздат, 1950.
- Хаин В. Е., Шихалибеyli Э. Ш., Гроссгейм В. А. К истории азербайджанской части Большого Кавказа в верхнеюрское время. «Изв. АН Азерб. ССР», 1951, № 10.
- Халифазаде Ч. М., Эфендиев И. Э. О новом проявлении самородной ртути в юго-восточном Дагестане. «ДАН Азерб. ССР», 1963, № 3.
- Хворова И. В. Доломиты карбона и морской нижней перми западного склона Южного Урала. Тр. геол. ин-та АН СССР, 1956, вып. 4.
- Хворова И. В. Атлас карбонатных пород среднего и верхнего карбона Русской платформы. Изд. АН СССР., М., 1958.
- Холодов В. Н. К вопросу о происхождении сутуро-стилолитовых швов. «Изв. АН СССР», 1955, № 2.
- Швецов М. С. Петрография осадочных пород. Гостгеолиздат. 1958.
- Щербина В. Н. Генетические и возрастные типы месторождений гипса Казахской ССР. «Изв. Казах. фил. АН СССР», 1945, № 3—4.
- Щербина В. Н. Процессы континентального гипсонакопления и их роль в формировании ископаемых гипсоносных отложений. Тр. Геол. ин-та Киргиз. фил. АН СССР, 1951, вып. 11.
- Чистяков П. А. Классификация обломочно-карбонатных и карбонатных пород. «Зап. Узбек. отд. Всесоюз. мин. о-ва», Ташкент, 1956, вып. 9.

C a y c u x L. Les roches sedimentaires de France. Roches carbonatées I et II—Roches calcaires II—Roches dolomitique Paris, 1935.

M a c d o n a l d G. J. Anhydrite—gypsum equilibrium relations. Am. Jour. sci. vol. 251, № 12. 1953.

R e n z C. Der Jura von Daghestan. Neues Jahrb. f. Min. Geol. und Paleontolog. Bd. II 1904 a.

R e n z C. Über den Jura von Daghestan. Zeitsehr. d. deuts. geol. Bd. 56. Monats-Rd. II. 1904 a.

R e n z C. Lu Greologie de Estichen Kaukasus N.H. f. Min., Geol. u. Pal., XXXVI, Stuttgart, 1913.

S h a v b B. M. The origin of stylolites. Journal of sedimentary Petrology, vol. 9, № 2, 1939.

S t o c k d a l e P. B. Rares Stylolite Amer. Journal Science, vol. 32, № 188, 1936.

S j ö g r e n H. Bericht über einen Ausflug in den südöstlichen Theil des Kaukasus. Mittd. k. k. Leogk. Gesellsch. in Wien, n. 7, 1890.

T a u y l o r R. E. Origin of the cap rock of Louisiana Salt Dome. Louisiana Department of Geology, Bulletin 11, 1938.

V a r l a m o f f N. Les stylolithes et les theories actuelles sur l'origine des joints stylolithiques Bull. Soc. Geol. de Belgique, t. 60. 1936—1937. № 8—9, 1937.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

«От редактора . . . . .	4
Введение . . . . .	4
Глава I. Краткий обзор геологических исследований . . . . .	5
Глава II. Распространение, условия залегания и стратиграфия . . . . .	13
Распространение и условия залегания . . . . .	13
Северо-западный Дагестан . . . . .	16
Центральный Дагестан . . . . .	26
Юго-восточный Дагестан и северный Азербайджан . . . . .	30
Стратиграфия . . . . .	37
Глава III. Петрографическая характеристика пород . . . . .	42
Классификация карбонатных пород . . . . .	42
Описание типов пород . . . . .	49
Известняки . . . . .	49
Гипсы . . . . .	95
Терригенные породы . . . . .	96
Характерные особенности карбонатных отложений . . . . .	97
Глава IV. Фациальные особенности карбонатных отложений . . . . .	99
Фаши верхнекекеловой-оксфордских отложений . . . . .	99
Фаши кимеридж-титонских отложений . . . . .	104
Фаши валанжинских отложений . . . . .	107
Глава V. Условия осадконакопления . . . . .	110
Литература . . . . .	126

Редактор издательства *А. Тильман*  
 Художественный редактор *Ф. Сафаров*  
 Технический редактор *Т. Исмаилов*  
 Корректор *Ж. Волкова*

---

Сдано в набор 15/VIII 1969 г. Подписано к печати 18/II 1972 г. Формат бумаги  
 70×90<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Бум. лист. 1,32. Печ. лист. 9,65. Уч.-изд. лист. 9,53. ФГ 03578.  
 Заказ 586. Тираж 500. Цена 90 коп.

---

Набрано в типографии «Красный Восток», отпечатано в типографии  
 им. Рухуллы Ахундова Государственного комитета СМ Азерб. ССР по печати.  
 (Баку, Рабочий проспект, 96).

186

90 KOLL.

