

**СТРОЕНИЕ  
ВЕРХНЕЮРСКОЙ  
КАРБОНАТНОЙ ФОРМАЦИИ  
ЦЕНТРАЛЬНЫХ  
ОБЛАСТЕЙ  
СРЕДНЕЙ  
АЗИИ**

СТРОЕНИЕ ВЕРХНЕЮРСКОЙ  
КАРБОНАТНОЙ ФОРМАЦИИ  
ЦЕНТРАЛЬНЫХ ОБЛАСТЕЙ  
СРЕДНЕЙ АЗИИ

Под ред. д-ра геол.-минер. наук В. Д. Ильина,  
д-ра геол.-минер. наук Н. В. Безносова



Строение верхнеюрской карбонатной формации центральных областей Средней Азии. М., «Недра», 1976, 128 с. («Труды Всесоюз. науч.-исслед. геол. развед. нефт. ин-та», вып. 164). Авт.: В. Д. Ильин, Н. В. Безносков, Г. М. Белякова, В. И. Вето, А. Г. Ибрагимов, Л. А. Бояринова, В. В. Кутузова, И. Г. Михеев, Н. К. Фортунатова, Н. Х. Алимухамедов, Г. В. Букалова, В. А. Загоруйко, И. Г. Карпова, Ю. Г. Такаев, В. В. Курбатов, В. Н. Румакин, В. М. Цейслер, В. К. Флоренский, Т. И. Убайходжаев.

Рассмотрены стратиграфическое расчленение и фациальные типы верхнеюрских отложений Центральных областей Средней Азии и произведено районирование территории по типу строения отложений. Описаны рифовые комплексы на территории Западного Узбекистана и дан прогноз их распространения в Восточной Туркмении. Охарактеризованы емкостные и фильтрационные свойства верхнеюрских отложений, показана приуроченность месторождений с максимальной плотностью запасов к ловушкам рифового типа. Приведены сведения о нефтегазоносности верхнеюрских отложений, рассмотрена методика прогнозирования зон развития рифовых комплексов на основе фациального анализа и методические приемы поисков и разведки месторождений в ловушках рифового типа.

Табл. 12, ил. 24, список лит. — 67 назв.

## ВВЕДЕНИЕ

Верхнеюрская карбонатная формация центральных областей Средней Азии представляет собой полифациальный комплекс парагенетически взаимосвязанных карбонатных и в меньшей степени терригенных пород преимущественно морского происхождения. В Амударьинской синеклизе (Восточная Туркмения, Западный Узбекистан) и постплатформенной орогенической области Юго-Западного Гиссара (Юго-Западный Узбекистан) эта формация содержит около 30% разведанных запасов газа в Средней Азии и является основным объектом поисковых и разведочных работ на нефть и газ. В результате проведенных в последнее десятилетие исследований карбонатной формации была установлена приуроченность крупных и высокодебитных месторождений к ловушкам рифового типа, входящих в системы ископаемых барьерных рифов различного возраста, от средне-позднекелловейских до позднеоксфордских.

Эти открытия привели к пересмотру ранее принятой методики геологопоисковых и разведочных работ, базировавшейся на представлениях об антиклинальном характере всех ловушек в верхнеюрской карбонатной формации, и дали начало новому направлению поисково-разведочных работ на нефть и газ в Средней Азии — целенаправленному поиску погребенных рифов, осуществляемому на основе палеогеографических реконструкций по выявленным закономерностям литофациальных изменений карбонатных отложений, изменениям их мощности, соотношению с перекрывающими их сульфатно-галогенными образованиями и особенностям состава и строения последних.

В результате исследований установлена тесная связь емкостных и фильтрационных свойств карбонатных отложений с фациальным типом карбонатных пород, определяющим концентрацию и размеры залежей нефти и газа. Структуры, расположенные в пределах участков распространения карбонатных пород, сформировавшихся в условиях открытого морского бассейна, содержат, как правило, незначительные запасы или вообще не продуктивны. Залежи газа и нефти, приуроченные к ловушкам рифового типа, характеризуются большой концентрацией запасов, высокими и стабильными дебитами. Получены данные, показывающие отсутствие прямой связи между распространением рифовых построек и ло-

кальными антиклинальными структурами древнего и тем более молодого послеюрского заложения.

Выявляемые по надрифовым комплексам антиклинальные структуры нередко имеют атектоническое происхождение, обусловленное неравномерным уплотнением пород и облеканием аккумулятивных форм древнего рельефа. Однако столь же часто рифовые постройки полностью компенсируются за счет перераспределения мощностей в покрывающих слоях карбонатной формации и вышележающих отложениях. Структурный контроль за распространением зон верхнеюрских барьерных рифов носил более общий характер и проявился в совпадении их простирания с простираниями древних домезозойских линейных тектонически активных зон (глубинных разломов).

Материалом для написания книги послужили результаты личных исследований ее авторов по стратиграфии и литологии верхнеюрских отложений, анализ и обобщение данных поисково-разведочного бурения и материалов промыслово-геофизических исследований скважин. В тексте использованы названия структурных элементов, принятые на «Тектонической карте Запада Средней Азии» (гл. редактор Г. Х. Дикенштейн, ВНИГНИ, 1968). Работа была любезно просмотрена Ю. В. Каешом, сделавшим ряд ценных замечаний, с благодарностью принятых авторами.

## СТРОЕНИЕ ВЕРХНЕЮРСКОЙ КАРБОНАТНОЙ ФОРМАЦИИ ЦЕНТРАЛЬНЫХ ОБЛАСТЕЙ СРЕДНЕЙ АЗИИ

### Распространение верхнеюрской карбонатной формации и ее положение в разрезе юрских отложений

Верхнеюрская карбонатная формация центральных районов Средней Азии слагается разнообразными известняками, в меньшей степени доломитами и пестроцветными терригенными породами, фашиально замещающими известняки в краевых частях седиментационного бассейна. Формация распространена в Амударьинской синеклизе, юго-западных отрогах Гиссарского хребта, где она выходит на поверхность, и в Таджикской депрессии. Северо-восточная граница распространения формации примерно совпадает с границей древнего позднеюрского седиментационного бассейна и проходит вдоль южных склонов и западных погружений поднятий Гиссарского хребта, Зирабулак-Зиаэтдинских гор, Кульджуктау и Султануиздага. Северная и северо-западная границы распространения формации совпадают с границами Амударьинской синеклизы. Здесь, на восточном склоне Центральнокаракумского свода и на перемычке, разделяющей Амударьинскую синеклизу и Дарьялыкдауданский прогиб, происходит постепенное замещение карбонатной формации терригенно-карбонатной. На юго-западе карбонатная формация распространяется в пределы Бахардоской моноклинали и Копетдагско-Балханской орогенной области. На юге карбонатная формация выклинивается на северных склонах Бадхызского выступа, на Карабильской и Северо-Афганской ступенях. Границы распространения карбонатной формации в Таджикской депрессии не установлены. В восточном обрамлении депрессии в Заалайско-Дарвазской зоне место карбонатной формации в разрезе занимают терригенные пестроцветные отложения.

Границы карбонатной формации скользят. Нижняя граница на большей части площади ее распространения проходит в верхней части нижнего и в низах среднего келловейского подъярусов, смещаясь в области замещения карбонатной формации терригенно-карбонатной на западном и северном бортах Амударьинской синеклизы в верхнюю часть келловейского яруса и низы оксфорда. В отдельных участках южного склона Гиссара и Бухарской ступени также наблюдается выклинивание нижних горизонтов формации. Верхняя граница карбонатной формации в пределах рассматриваемого региона скользит в интервале верхней части оксфордского и кимериджского ярусов, а за его пределами, в Копетдаге, занимает значительно более высокий уровень, охваты-

вая всю верхнюю юру и часть нижнего мела. На большей части площади своего распространения карбонатная формация залегает на терригенно-карбонатных отложениях верхней части батского яруса — низов келловея и перекрывается сульфатно-галогенной формацией верхов оксфорда — низов титона.

Верхняя и нижняя границы носят сложный характер: вдоль них в одних районах наблюдаются фашиальные замещения, в других — границы приурочены к поверхностям размыва. Однако в целом карбонатная формация вместе подстилающей терригенно-карбонатной формацией верхов бата — низов келловея и покрывающей сульфатно-галогенной формацией образует единый крупный трансгрессивно-регрессивный седиментационный цикл, прослеживаемый далеко за пределами рассматриваемого региона. Нижняя граница этого седиментационного цикла в Амударьинской синеклизе и в юго-западных отрогах Гиссара проходит внутри среднего бата. К этой границе приурочена частичная перестройка структурного плана, сопровождаемая в краевых частях седиментационного бассейна перерывом в осадконакоплении. Верхняя граница цикла проходит внутри титонского яруса и приурочена к смене сульфатно-галогенной формации морскими шареплинскими известняками в центральной части Амударьинской синеклизы и красноцветными терригенными породами низов карабильской свиты в ее краевых частях. Карбонатная формация по времени формирования приурочена к максимуму трансгрессии, сопровождаемому выравниванием тектонического рельефа.

### **Основные представления о строении и возрасте карбонатной формации и ее соотношениях с покрывающими солями**

Основные исследования карбонатной формации охватили область ее выходов на поверхность в юго-западных отрогах Гиссара и прилегающие равнинные районы Юго-Западного Узбекистана и Юго-Восточной Туркмении, где она вскрыта большим количеством скважин. Первые весьма не точные сведения о развитии в юго-западных отрогах Гиссара (в Восточной Бухаре) толщи верхнеюрских известняков были получены в результате маршрутных исследований В. Н. Вебера (1909), С. Н. Михайловского (1914) и А. Д. Архангельского (1917). В конце 20-х и в 30-е годы в процессе геологосъемочных, геологопоисковых и обобщающих работ Памиро-Таджикской экспедиции были выявлены распространение, основные черты строения, геологический возраст карбонатной формации и ее положение в разрезе мезозоя юго-западных отрогов Гиссара. Основные работы этого периода принадлежат А. В. Данову (1929), В. П. Мирошниченко (1933), П. П. Чуенко (1931, 1937), С. И. Левицкому (1937), В. А. Вахрамееву, А. В. Пейве, Н. П. Хераскову (1936).

Существующее в настоящее время био- и хроностратиграфическое расчленение карбонатной формации основано на исследова-

ниях Г. Я. Крымгольца (1957, 1971), К. Н. Аманниязова (1965, 1969, 1970), Е. А. Репман (1963, 1964), В. В. Кутузовой (1966, 1972), Р. Ф. Юферева (1960, 1963, 1968), Е. Л. Прозоровской (1963, 1968), Г. Ф. Пожариской (1966), В. В. Курбатова (1968, 1971), В. М. Реймана. Данные этих исследователей легли в основу био- и хроностратиграфического расчленения карбонатной формации, принятого в коллективных работах («Опорные разрезы...», 1969; «Объяснительная записка»..., 1970) и в Унифицированной стратиграфической схеме юрских отложений западных районов Средней Азии. Юрусное, подъярусное и отчасти зональное расчленение карбонатной формации разработано лишь для области выходов в хребте Кугитангтау, где в ее составе выделяются средний и верхний келловейский подъярусы, нижний и верхний оксфордский подъярусы. В более северных районах юго-западных отрогов Гиссара хроностратиграфическое расчленение карбонатной формации производится менее обоснованно путем прослеживания литологических границ, интерпретации скудных биостратиграфических данных.

Общепринятой схемы литостратиграфического расчленения карбонатной формации не разработано. Ю. М. Кузичкиной, Е. А. Репман и Т. А. Сикстель (1963) для нее предлагалось ранее неоднократно использованное название гиссарская свита. В «Объяснительной записке к стратиграфической схеме юрских отложений западных районов Средней Азии» (1970) и в Унифицированной стратиграфической схеме юрских отложений западных районов Средней Азии для карбонатной формации в целом принято название кугитангская свита, предложенное П. И. Калугиным (1959). Для покрывающей сульфатно-галогенной формации в этих работах принято название гаурдакская свита (Мирошниченко, 1933), для подстилающей терригенно-карбонатной — байсунская свита (Кузичкина и др., 1963).

Для отдельных районов распространения кугитангской свиты были разработаны местные литостратиграфические схемы, используемые при геологосъемочных и поисковых работах. Для хребта Кугитангтау и прилегающих районов такие схемы предлагались В. П. Мирошниченко (1933), П. П. Чуенко (1937), С. И. Левицким (1937), Г. Я. Крымгольцем (1957), К. Томашаевым (1965), И. А. Грибовой. В этих схемах кугитангская свита подразделялась на пачки или толщи, различающиеся текстурными и структурными особенностями известняков и иногда присутствием тех или иных ископаемых организмов — аммонитов, брахиопод, двустворок. Границы пачек в схемах различных авторов совпадают лишь отчасти, что указывает на трудности их выделения. За пределами Кугитангтау эти схемы не использовались. На отличиях текстурных и структурных особенностей известняков основана также схема расчленения карбонатной формации на свиты, разработанная Г. С. Чикрызовым и Ж. В. Рыскиной в процессе геологосъемочных работ в Яккабагских горах и на севере Байсунтау и Сурхантау.



При этом было установлено отчетливое различие в строении верхнеюрской карбонатной формации Гаурдак-Кугитангского района и Байсун-Яккабагской площади. В первую очередь обращало на себя внимание отсутствие в Байсун-Яккабагском районе мощной (до 250 м) пачки тонкоплитчатых известняков с аммонитами, слагающей среднюю секцию разреза карбонатной толщи хр. Кугитангтау. В то же время для нижних и верхних горизонтов формации обоих указанных районов было отмечено определенное сходство по литологическим и палеоэкологическим признакам.

Несколько иной литологический подход к расчленению карбонатной формации был предложен В. С. Лучниковым. Им было обнаружено циклическое строение разрезов верхнеюрских отложений в Юго-Западном Гиссаре, заключающееся в закономерном чередовании пачек, сложенных относительно глубоководными и мелководными отложениями. Впоследствии И. Г. Михеевым, Н. К. Фортунатовой и В. М. Цейслером на основе изучения более 100 разрезов была проведена детальная корреляция верхнеюрских карбонатных отложений на всей территории Юго-Западного Гиссара, основанная на прослеживании отдельных маркирующих горизонтов и пачек, а также на имеющихся скудных биостратиграфических данных. Поскольку в составе верхнеюрской толщи не было встречено ни одного горизонта, сохраняющего неизменную литологическую характеристику на всей площади ее распространения, указанные исследователи при сопоставлении использовали комбинации маркирующих пластов ограниченной протяженности. При этом выявленное циклическое чередование литологических пачек в разрезе карбонатной формации в сочетании с генетическим анализом отложений заметно облегчало корреляцию разрезов и выделение синхронных стратиграфических уровней, которые, как это было установлено, несмотря на значительные фациальные различия, обычно сохраняют на больших территориях отчетливое подобие в своем строении.

В разрезах разведочных площадей Юго-Западного Узбекистана и прилегающих районов Туркмении в составе карбонатной формации первоначально по промыслово-геофизическим данным выделялись два горизонта — XV и XVI. Эти горизонты в региональном плане не занимают строго определенного уровня и могут использоваться только в целях местного расчленения и корреляции разрезов. Иногда эти индексы или их модификации применяются для обозначения частей карбонатной формации независимо от их промысловой характеристики. В таком случае горизонтам придается значение региональных вспомогательных стратиграфических подразделений. Однако одним и тем же индексом обозначаются существенно разновозрастные и находящиеся в сложных стратиграфических взаимоотношениях части разреза. Это относится в первую очередь к XV горизонту, в который большинство авторов в разных разрезах включают верхнеоксфордские чисто карбонатные образования, верхнеоксфордскую — кимериджскую пачку

терригенно-карбонатных битуминозных пород и разновозрастные толщи переслаивания известняков и ангидритов.

В литературе по стратиграфии верхнеюрских отложений Средней Азии высказываются весьма противоречивые суждения о характере границы карбонатной и сульфатно-галогенной формации — кугитангской и гаурдакской свит и о возрасте последней. Большинство специалистов, начиная с ранних работ П. П. Чуенко (1931, 1937), С. И. Левицкого (1937), В. А. Вахрамеева, А. В. Пейве, Н. П. Хераскова (1936), рассматривают эту границу как согласную и изохронную. Нередко ее условно отождествляют с границей оксфордского и кимериджского ярусов («Опорные разрезы . . .», 1969) или, исходя из имеющейся палеонтологической характеристики, помещают в верхней части оксфордского яруса, проводя границу последнего с кимериджем в нижней части гаурдакской свиты («Объяснительная записка . . .», 1970 и др.).

А. В. Данов (1929) и М. С. Швецов (1927) выдвинули идею о меловом возрасте сульфатно-галогенной формации. Эта точка зрения в настоящее время развивается В. И. Браташом (1961 и др.). В. И. Браташ считает, что сульфатно-галогенная формация залегает трансгрессивно на карбонатной формации и выделяет между ними ряд толщ, которые, по мнению авторов данной работы, представляют собой либо фации кугитангской свиты (гулиобские слои, дудкаш-калафганские слои в юго-западных отрогах Гиссара), либо отчасти четвертичный делювий (чокмазарские слои в разрезе Дербента).

М. Г. Лувишис (1970), развивая представления, высказанные ранее рядом исследователей, также доказывает трансгрессивное залегание гаурдакской свиты, возраст которой, однако, принимается кимеридж-титонским. В основе доказательств лежит ошибочная интерпретация резких изменений мощности карбонатной формации в зонах развития рифов как следствия предгаурдакского размыва и фациального замещения солей ангидритами как следствия их выклинивания.

Сведения по литологии и условиям формирования отложений карбонатной формации содержат многие из приведенных выше работ. Этим вопросам посвящена монография Е. М. Абетова (1965), раздел монографии В. И. Троицкого (1967), статьи К. А. Сотиряди, С. Н. Нуртаева (1961), К. Томашаева (1962, 1963, 1965), М. Х. Арифджанова (1968) и др. Весьма дискуссионным до последнего времени являлся вопрос о развитии в карбонатной формации рифовых построек и генезисе высокочемких карбонатных коллекторов.

Первые и не всегда конкретные указания на присутствие рифовых образований в карбонатной формации Юго-Западного Гиссара принадлежат Р. Клебелсбергу (Klebebsberg, 1922), Д. В. Наливкину (1936) и П. А. Шехтману (1941). В местных стратиграфических схемах хребта Кугитангтау, разработанных П. П. Чуенко и Г. Я. Крымгольцем, выделялась пачка коралловых извест-

няков, И. А. Грибовой — рифовая пачка. Указания на присутствие в верхнеюрских отложениях коралловых известняков и биогермов содержат работы Е. А. Репман и других исследователей. В то же время геологическая съемка Яккабагских гор и северных частей Байсунтау и Сурхантау, проведенная Г. С. Чикрызовым и Х. В. Рыскиной, показала выдержанность состава и мощностей отдельных частей карбонатной формации. Ряд исследователей, в частности В. М. Рейман (1964) и В. С. Лучников, без достаточных оснований рассматривали известняки верхней юры в области их выходов в юго-западных отрогах Гиссара как мощный барьерный риф, отделявший зарифовую лагуну, существовавшую на месте современной Таджикской депрессии, от океана Тетис.

В 1961 г. В. Д. Ильин и В. В. Кутузова в рукописной работе выделили в пределах Мубарекского выступа зону распространения известняков-рухляков возможно рифового генезиса.

В 1968 г. В. Д. Ильин, исходя из анализа материалов по разведке Уртабулакского месторождения, пришел к выводу о рифовой природе продуктивного горизонта. По инициативе В. Д. Ильина ставятся специальные тематические исследования по изучению распространения и строения рифовых комплексов в юго-западных отрогах Гиссара (И. Г. Михеев, Н. К. Фортунатова, В. М. Цейслер) и в равнинных областях Юго-Западного Узбекистана (В. Д. Ильин, В. И. Вето, Л. А. Бояринова, А. Г. Ибрагимов и др.). Результаты этих исследований кратко изложены в ряде статей (Семенович и др., 1968; Ильин и др., 1969, 1971; Михеев и др., 1974) и использованы в данной работе. Одновременно изучением рифовых построек верхней юры Узбекистана начали заниматься М. Х. Арифджанов (1967, 1971), М. Х. Арифджанов и М. Эгамбердиев (1970), Н. Х. Алимухамедов (1973), М. Ю. Ахмедова (1973).

Несмотря на сравнительно большой объем проведенных исследований по строению карбонатной формации, при выявлении закономерностей пространственного распространения рифовых комплексов до последнего времени приходилось сталкиваться с определенными трудностями, обусловленными рядом причин. Среди них немалое место занимают объективные сложности изучения внутреннего строения карбонатной формации, связанные с внешним ее однообразием при невыдержанности отдельных толщ и пачек, бедностью остатками ископаемых организмов и малой информативностью стандартного каротажа. Это приводило к неоднозначной интерпретации геолого-геофизических материалов и отрицанию развития рифогенных образований или к снижению их роли в строении верхнеюрской карбонатной формации (Бабаев, 1963).

То или иное решение вопросов о характере границы сульфатно-галогеменной и карбонатной формации и природе толщ коллекторов в последней определяет решение о природе развитых в ней ловушек нефти и газа и, следовательно, о рациональном комплексе поисковых и разведочных работ.

## Описание верхнеюрской карбонатной формации и подстилающих терригенно-карбонатных отложений

Карбонатная формация (кугитангская свита) обладает скользкими по возрасту границами и характеризуется значительной внутренней фациальной изменчивостью. В основу предлагаемого описания карбонатной формации и подстилающих отложений для юго-западных отрогов Гиссара положено расчленение на примерно синхронные пачки, отвечающие местным трансгрессивно-регрессивным циклам осадконакопления или их частям, сгруппированные по возрасту отложений (приложения 1 и 2). Выделить и проследить эти пачки в разрезах площадей Амударьинской синеклизы из-за недостатка данных не представляется возможным, и в указанных районах карбонатная формация рассматривается нерасчлененной. Описание начинается характеристикой пачек в опорном разрезе хр. Кугитангтау, где имеется наибольший объем информации об их возрасте. Далее рассмотрены изменения в строении выделенных пачек в пределах юго-западных отрогов Гиссара и установлены основные закономерности в изменении их строения. На этой основе произведена типизация разрезов карбонатной формации, и выделенные типы разрезов по возможности прослежены на территории прилегающих районов Амударьинской синеклизы.

### Средняя юра, батский ярус, верхнебатский подъярус (нижняя часть байсунской свиты)

В разрезе хр. Кугитангтау на тангидувальской свите нижнего — среднего бата, отделяясь от нее горизонтом конденсации, залегают:

1. Глины известковистые, серые, внизу алевритистые, с крупными известковыми конкрециями по раковинам аммонитов, выше с прослоями глинистых алевролитов, алевритисто-глинистых мергелей и несколькими пластами песчанистых онколитово-детритовых известняков мощностью 0,5—1,5 м.

80—90 м

*Gracilisphinctes* spp., *Oppelia* (*Oxycerites*) *aspidoides* *auct.* (non *Oppell*), *Prohecticoceras* sp. ind. из низов пачки.

2. Известняки темно-серые, с поверхности ржавые, в подошве и кровле мелкоплитчатые, онколитовые, с детритом двустворок и иглокожих.

6—8 м

В кровле многочисленные *Clydoniceras* spp., *Delecticeras delectum* *Arkell*, перисфинкты.

Кроме аммонитов, из пачек 1 и 2 известны двустворки, брахиоподы, морские ежи («Опорные разрезы . . .», 1969; «Объяснительная записка . . .», 1970).

Суммарная мощность верхнебатских отложений в Кугитангтау достигает 90—100 м. Подобный тип их строения прослеживается в северном направлении до широты пос. Байсун. В этом направлении отмечается появление пластов онколитово-детритовых известняков в средней части пачки 1 суммарной мощностью до 9 м (Байсун). Онколитовые известняки пачки 2 постепенно замеща-

ются песчанистыми детритово-оолитовыми известняками мощностью до 10 м. Мощность рассматриваемого интервала разреза сокращается до 74 м (Байсун).

Севернее широты поселка Байсун в юго-западных отрогах Гиссара происходит заметное сокращение мощности и наблюдается некоторое уменьшение роли глинистых пород. Выделенные пачки прослеживаются до южной части гор Мечетли. В основании пачки 1 в южной части хр. Сурхантау появляется поверхность размыва, а севернее р. Сангардак и на правобережье р. Кызылдарьи рассматриваемые отложения залегают трансгрессивно на гурудской свите и палеозойских породах. Разрез верхнего бата на р. Сангардак, близкий к другим разрезам рассматриваемой территории, слагают:

1. С размывом на ниже-среднебатских отложениях тангидувальской свиты залегают глины серые, оплывающие, с прослоями алевролитов

10 м

2. Песчаники серые, мелкозернистые, косослоистые, известковистые чередуются с органогенно-обломочными и оолитовыми известняками и подчиненными прослоями алевролитов. В средней части пачки в Сурхантау прослежен горизонт мелкогалечного кварцевого конгломерата (до 0,8 м)

12—16 м

Выделенные пачки в разрезах у сел. Курганча и по р. Шаргунь охарактеризованы определениями двустворок, брахиопод, ежей и фораминифер («Объяснительная записка . . .», 1970), не противоречащих принятому для них возрасту. В разрезе у сел. Хаус в основании пачки 1 найден *Procerites* sp.

Возраст рассмотренных отложений устанавливается в разрезах хр. Кугитангтау на основании распространения в них остатков аммонитов. Отложения принадлежат верхнему бату и содержат виды-индексы зон верхнего бата — *Oppelia aspidoides* auct. (поп Оррел) в пачке 1 и *Clydoniceras discus* (Sow.) в пачке 2. Остатки двустворок, брахиопод, ежей, кораллов, фораминифер, спор и пыльцы распространены более широко и известны за пределами Кугитангтау в Юго-Западном Гиссаре и более бедно представлены в разрезах разведочных площадей. Распространение этих ископаемых не противоречит позднебатскому возрасту отложений и принятой корреляции. Не исключено, что низы пачки 1 принадлежат среднему бату.

В горах Мечетли и на южном склоне Гиссара верхнебатские отложения трансгрессивно залегают на гурудской свите и доюрских породах. Нижняя часть их сложена плохо отсортированными песчано-глинистыми породами, в основании которых залегают конгломераты, верхняя — переслаивающимися известковистыми алевролитами, мергелями и песчанистыми известняками-ракушечниками, не отделяемыми от покрывающих отложений верхней части байсунской свиты и кугитангской свиты.

На большей части юго-западных отрогов Гиссара верхнебатские отложения образуют единый трансгрессивно-регрессивный цикл, началу которого отвечает накопление глубоководной пачки

1, а концу — накопление мелководных онколитовых известняков пачки 2, замещающихся в периферических частях седиментационного бассейна оолитовыми песчанистыми известняками и песчаниками. Граница пачек 1 и 2 фациальная. Вдоль нее в северном направлении отмечается замещение верхов пачки 1 низами пачки 2. Нижняя и верхняя границы верхнебатских отложений, по-видимому, являются синхронными.

В разрезах площадей Амударьинской синеклизы верхнебатские отложения четко выделяются от Беурдешикской ступени на западе до Чарджоуской ступени на востоке и Ачакского поднятия на севере. Они сохраняют здесь строение, близкое к строению в разрезе хр. Кугитангтау. Пачка 1 представлена глинистыми породами, которым на диаграммах стандартного электрокаротажа отвечает слабопроницаемая зона минимальных значений КС, пачка 2 — известняками, отражаемыми резким пиком КС, служащим региональным электрокаротажным репером. Максимальные мощности верхнебатских отложений установлены на площади Кирпичли — до 110 м.

В северо-западной части Чарджоуской ступени, начиная от Аккумского выступа, отделение верхнебатских отложений от покрывающих вызывает затруднения вследствие замещения их верхней части песчано-карбонатной пачкой, очень сходной по строению с вышележащей толщей. На подстилающих отложениях они залегают здесь трансгрессивно.

Верхняя юра, келловейские и оксфордские отложения  
(верхняя часть байсунской свиты и кугитангская свита)

#### Нижнекелловейские отложения

В разрезе хр. Кугитангтау на пачке 2 залегают:

3. Глины темно-серые, известковистые, вверх переходящие в глинистые мергели 17—18 м

В основании пачки — *Macrocephalites* cf. *macrocephalus* Schloth.

4. Мергели темно-серые, мелкоплитчатые, ракушечно-детритовые, слабоалевритистые, неравномерно чередующиеся с глинистыми мергелями и известковистыми глинами. В кровле — пласт онколитово-детритовых тонкоплитчатых слабоглинистых известняков мощностью 4 м 36 м

В нижней части — *Macrocephalites* ex gr. *tumidus* (Rein.), в кровле — *M.* ex gr. *pila* Nik. Брахиоподы: *Kallirhynchia versabilis* (Kitch.), *K.* aff. *communalis* Buck., *Burmishynchia rotunda* Buck., *B. elegans* Buck., *Gusarella longa* E. Prossor., *Septaliphoria levizkii* Moiss., *Ptyctothyris subcanaliculata* (Opp.) и др.

5. Чередование темно-серых, мелкоплитчатых, ракушечно-детритовых мергелей с алевритисто-глинистыми мергелями и известковистыми глинами 22 м

Аммониты: *Kepperites* cf. *calloviensis* Sow., *Macrocephalites* sp. Брахиоподы: *Kallirhynchia* aff. *communalis* Buck., *B. elegans* Buck., *Gusarella longa* E. Prossor., *G.* cf. *subquadrata* E. Prossor., *Septaliphoria levizkii* Moiss., *Ptyctothyris subcanaliculata* (Opp.) и др.

6. Известняки темно-серые, линзовиднослоистые, глинистые, пелитоморфные, с детритом и прослоями тонкоплитчатых мергелей 25 м

Брахиподы: *Burmihynchia rotunda* Buck., *Gusarella longa* E. Prosor., *Septaliphoria levizkii* Moiss., *S. aff. guldaraensis* Moiss., *Loboidothyris subinqluviosa* (Moiss.), *L. aff. algoviana* (Opp.) и неопределимые перисфинктиды.

7. Известняки темно-серые, детритово-онколитовые, толстоплитчатые, с двумя подчиненными прослоями известняков глинистых, пелитоморфных, тонкоплитчатых. В склоне пачка образует характерный тройной уступ

21 м

Брахиподы: *Kallirhynchia versabilis* (Kitch.), *Gusarella subquadrata* E. Prosor., *Septaliphoria guldaraensis* Moiss., *S. cf. lamelliformis* E. Prosor., *Ptyctothyris subcanaliculata* (Opp.). По данным В. В. Курбатова, пачка 7 содержит остатки *Kepplerites* sp.

Суммарная мощность нижнекелловейских отложений в хребте Кугитангтау достигает 120 м.

Подобный тип строения пачек 3—7 прослеживается от гор Кугитангтау на юге до южных районов хр. Сусызтау (Сайроб). Севернее и восточнее отмечается резкое сокращение роли глинистого материала в их верхней части.

3. Глины темно-серые, известковистые . . . . . 14 м

4а. Чередование мергелей, известковистых глин и слабоглинистых известняков с крупным детритом и онколитами . . . . . 17 м

4б. Известняки темно-серые, тонкоплитчатые, онколитово-детритовые, с тонкими прослоями мергелей . . . . . 22 м

Брахиподы: *Ptyctothyris subcanaliculata* (Opp.).

5+6. Известняки темно-серые, толстоплитчатые, слабоглинистые, пелитоморфные, с мелким детритом . . . . . 24 м

Брахиподы: *Gusarella longa* E. Prosor., *G. subquadrata* E. Prosor., *Septaliphoria levizkii* Moiss., *S. guldaraensis* Moiss., *Loboidothyris cf. algoviana* (Opp.) и др.

7. Известняки темно-серые, детритово-онколитовые, толстоплитчатые, с двумя подчиненными прослоями глинистых пелитоморфных известняков. В склоне образуют характерный тройной уступ . . . . . 24 м

Брахиподы: *Septaliphoria levizkii* Moiss., *S. guldaraensis* Moiss. и др.

Суммарная мощность отложений 100 м. Подобное строение нижнекелловейских отложений сохраняется в более северных и восточных районах Юго-Западного Гиссара (хр. Байсунтау, Сурхантау, Чакчар, Яккабаг, Мечетли). При этом наблюдается дальнейшее уменьшение их мощности (до 40—50 м), связанное с сокращением мощности пачки глин (3) и глинистых пелитоморфных известняков (5+6) при возрастающей роли детритово-онколитовых, обломочных и оолитовых известняков (пачки 4 и 7). В северной части хр. Чакчар, в восточном Яккабаге и в южной части хр. Мечетли оолитово-обломочные известняки пачки 4 замещаются косослоистыми песчанистыми отложениями.

В северной части хр. Сурхантау (Сангардак, Хондиза) пачкам 5—7 по положению в разрезе соответствует мощная (около 50 м) линза косослоистых грубозернистых песчаников, гравелитов и конгломератов. В подошве линзы наблюдаются явные признаки размыва в виде карманов высотой до 3—4 м, врезанных в подстилающие известково-глинистые отложения нижнего келлоя.

Раннекелловейский возраст рассмотренных отложений однозначно устанавливается в разрезах хр. Кугитангтау на основании

распространения в них аммонитов. Пачки 3 и 4 содержат аммониты зоны *Macrocephalites macrocephalus*, пачки 5 и 7 — аммониты зоны *Keplerites calloviensis*. Присутствие в тех же разрезах многочисленных остатков брахиопод позволяет выделить комплекс, характерный для нижнекелловейских отложений рассматриваемого региона, который включает виды: *Kallirhynchia versabilis* (Kitch.), *K. aff. communalis* Buck., *Burmihynchia rotunda* Buck., *B. elegans* Buck., *Gusarella longa* E. Prossor., *G. subquadrata* E. Prossor., *Septaliphoria levizkii* Moiss. В пачке 7 нами не было встречено остатков аммонитов. Однако, по данным В. В. Курбатова, по распространению комплекса брахиопод (*Kallirhynchia versabilis* (Kitch.), *Gusarella subquadrata* E. Prossor., *Septaliphoria levizkii* Moiss. и др.) пачка 7, по-видимому, принадлежит нижнекелловейскому подъярису. Вместе с тем в ней встречаются остатки брахиопод (*Septaliphoria guldaraensis* Moiss. и др.), более характерных для среднего келловей. На остальной территории Юго-Западного Гиссара раннекелловейский возраст рассмотренных отложений установлен на основании проведенной литологической корреляции и по присутствию остатков брахиопод, относящихся к охарактеризованному выше комплексу. Остатки двустворок, фораминифер и других организмов, известные в соответствующих отложениях Юго-Западного Гиссара и в разрезах разведочных площадей, не противоречат принятой корреляции. На большей части территории нижнекелловейский подъярус характеризуется однотипным строением. Он соответствует полному трансгрессивно-регрессивному седиментационному циклу, в начале которого преобладало накопление глубоководных глинистых пород (пачка 3), впоследствии сменившееся отложением осадков переходного типа (пачки 4, 5 и 6), а в конце накапливались мелководные детритово-онколитовые и оолитовые известняки (пачка 7). В составе единого нижнекелловейского седиментационного цикла выделяются два подчиненных трансгрессивно-регрессивных цикла, соответствующих пачкам 3+4 и 5+6+7, что наиболее ярко выражено в разрезах центральных районов Юго-Западного Гиссара. Каждый из них имеет отчетливо асимметричный характер (в основании — глины или глинистые пелитоморфные известняки, в кровле — детритово-онколитовые или оолитовые известняки). С помощью последовательной корреляции разрезов, как и для верхнебатского подъяруса, можно установить, что наиболее выдержанными литологическими реперами являются верхние границы пачек мелководных онколитовых и оолитовых известняков, фиксирующие кровлю седиментационных циклов. Наиболее четко прослеживаются нижняя граница пачки 3 и верхняя граница пачки 7, отражающие моменты резких изменений условий седиментации.

В северной части гор Мечетли и на южном склоне Гиссара нижнекелловейские отложения неотделимы от подстилающих и входят в состав пачки переслаивающихся мергелей, алевролитов и ракушечников.



Восточнее р. Каратаг верхнебатско-келловейские отложения не прослеживаются. Они либо выклиниваются, либо вместе с покрывающими отложениями среднего келловоя замещаются красноцветными терригенными породами. Широко распространенное в литературе мнение о замещении на южном склоне Гиссара верхнебатско-нижнекелловейских отложений угленосной толщей ошибочно и противоречит их трансгрессивному залеганию на угленосных отложениях гурудской свиты и доюрских породах.

Как было показано выше, при прослеживании пачек 3—7 в пределах юго-западных отрогов Гиссара в их составе в северном направлении постепенно происходит уменьшение роли глинистых пород и увеличение роли известняков. Соответственно граница байсунской и кугитангской свит, определяемая как граница терригенно-карбонатной и карбонатной толщ, смещается вниз по разрезу внутри нижнего келловоя. Следует также отметить, что различными авторами эта граница проводится в одних и тех же разрезах на разных уровнях. Поэтому представляется необходимым поставить вопрос о пересмотре положения границы свит и переносе ее на уровень границы пачек 2 и 3, которая хорошо прослеживается в пределах большей части региона и является синхронной.

### Среднекелловейские отложения

В типовом разрезе хр. Кугитангтау на пачке 7 залегают:

- |  |      |
|--|------|
| 8. Известняки темно-серые мелкоплитчатые, глинистые, пелитоморфные с прослоями мергелей  | 14 м |
| Брахиоподы: <i>Septaliphoria guldaraensis</i> Moiss., <i>Loboidothyris subingluvia</i> (Moiss.), <i>Ptychothyris subcanaliculata</i> (Opp.) и др.  |      |
| 9. Известняки темно-серые, толстоплитчатые, шламово-сгустковые с детритом и редкими онколитами. В кровле обильный крупный детрит иглокожих   | 35 м |
| В основании пачки — аммониты: „ <i>Perisphinctes</i> “ cf. <i>mutatus</i> Gaut., „ <i>P.</i> “ cf. <i>submutatus</i> Nik. По всему разрезу — брахиоподы: <i>Septaliphoria guldaraensis</i> Moiss. и др.                                  |      |
| 10. Известняки темно-серые, мелкоплитчатые, пелитоморфные, (шламовые?) слабоглинистые с редким мелким детритом   | 18 м |
| Брахиоподы: <i>Zeilleria</i> cf. <i>balkarensis</i> Moiss.   |      |
| 11. Известняки серые, толстоплитчатые, шламово-сгустковые, с детритом  | 22 м |
| Аммониты: <i>Hecticoceras</i> cf. <i>punctatum</i> Stahli., „ <i>Perisphinctes</i> “ cf. <i>submutatus</i> Nik., <i>Kosmoceras</i> sp. Брахиоподы: <i>Loboidothyris algoviana</i> (Opp.), <i>Irenothyris bucharaensis</i> (Moiss.) и др. |      |
| 12. Известняки серые, толстоплитчатые, сгустково-комковатые, с обильным детритом и известковыми губками. Встречаются небольшие (до 3 м) водорослево-коралловые и губковые биогермы   | 14 м |
| Брахиоподы: <i>Loboidothyris tchegemensis</i> (Moiss.), <i>Ptychothyris</i> cf. <i>gumdarensis</i> Moiss. и др.  |      |

Суммарная мощность среднего келловоя в хр. Кугитангтау 100 м.

Подобный тип строения разреза прослеживается от гор Кугитангтау до южной части хр. Байсунтау, Чакчар и западной части хр. Яккабаг. При этом отмечается очень постепенное уменьшение роли глинистых пелитоморфных известняков в разрезе. Пачка 8

прослеживается почти на всей указанной площади и совместно с подстилающими известняками пачки 7 является прекрасным маркирующим горизонтом. Для нее характерно обилие брахиопод, относящихся преимущественно к виду *Septaliphoria guldaraensis* Moiss. Мощность пачки 8 постепенно сокращается до 1—2 м. Пачка 9 сохраняет аналогичный состав. Лишь в кровле ее северо-восточнее пос. Хатак появляется характерный пласт оолитовых известняков, мощность которого постепенно увеличивается до 5—10 м. Пачка 10 прослеживается лишь в районе гор Кугитангтау. Северо-восточнее она фациально замещается известняками низов пачки 11. Пачка 11 отчетливо прослеживается на всей указанной площади. В западной части хр. Яккабаг в ней обнаружены остатки аммонитов: *Kosmoceras jason* Reip., *Erymnoceras* ex gr. *coronatum* Bug. и др. Пачка 12 также прослеживается по всей площади и только в самой западной части хр. Яккабаг она выражена недостаточно отчетливо. Наблюдается локальное увеличение мощности пачки 12 (до 35—40 м) в южной части хр. Сусызтау, где она представлена органогенно-обломочными и оолитовыми известняками. Типичным для рассматриваемой зоны является разрез у пос. Байсун:

8. Чередование темно-серых мелкоплитчатых глинистых пелитоморфных известняков и толстоплитчатых шламово-микросгустковых известняков с мелким детритом . . . . .	14 м
Брахиоподы: <i>Septaliphoria guldaraensis</i> Moiss., <i>S. jamudica</i> Moiss., <i>Lobidothyris</i> cf. <i>subinqluviosa</i> (Moiss.).	
9а. Известняки темно-серые, толстоплитчатые, шламово-сгустковые с детритом . . . . .	14 м
9б. Известняки серые, толстоплитчатые, обломочно-оолитовые с крупным детритом и среднекристаллическим цементом . . . . .	6 м
10+11. Известняки серые, толстоплитчатые, шламово-сгустковые, с детритом, онколитами и прослоями кремнистых конкреций . . . . .	30 м
Брахиоподы: <i>Lobidothyris</i> cf. <i>algoviana</i> (Orp.) и др.	
12. Известняки темно-серые, толстоплитчатые, оолитово-обломочные и мелкокомковатые с крупным детритом и прослоями кораллово-гастроподово-брахиоподовых ракушнякав . . . . .	26 м
Брахиоподы: <i>Zeilleria balkarensis</i> Moiss., <i>Irenothyris</i> cf. <i>bucharaensis</i> (Moiss.), <i>Ir.</i> cf. <i>guldaraensis</i> (Moiss.) и др.	

Суммарная мощность среднекембрийских отложений в разрезе Байсун 90 м. Следует отметить, что хотя разрезы среднего кембрия хр. Яккабаг имеют совершенно подобное строение, здесь наблюдается значительное сокращение мощности подъяруса до 40—45 м. Мощности среднекембрийских отложений хр. Чакчар занимают промежуточное положение —60—70 м.

От восточных районов хр. Яккабаг через центральную часть хр. Чакчар и до южной оконечности хр. Байсунтау и Сурхантау прослеживается сравнительно узкая (5—8 км) полоса, в пределах которой 10, 11 и 12 пачки замещаются обломочно-оолитовыми и органогенно-обломочными песчанистыми известняками, изредка с косой слоистостью. Известняки содержат многочисленные обломки багряных водорослей, редких колониальных кораллов и включают небольшие кораллово-водорослевые биогермы (до 5 м), что

сближает их с образованиями рифового генезиса. Мощность их достигает 50—60 м. К северо-востоку от указанной полосы (хр. Байсунтау, Сурхантау и северный Чакчар) в верхней половине среднего келловея развиты пелитоморфные серые толстоплитчатые известняки, нередко с характерной глазковой текстурой, образованной включениями яснокристаллического кальцита среди пелитоморфной основной массы. Породы нередко доломитизированы и практически не содержат остатков аммонитов, брахиопод и пеллеципод. Преобладающими остатками организмов в известняках являются комочки синезеленых и изредка багряных водорослей. Встречаются единичные остатки гастропод и иглокожих. Мощность верхней части среднего келловея в этой зоне составляет 30—40 м.

Нижняя половина среднего келловея в южных районах хр. Сурхантау и Байсунтау сохраняет строение, близкое к ранее охарактеризованным разрезам. Мощность ее составляет 20—25 м. Типичным для этой зоны является разрез близ пос. Курганча:

8+9а. Известняки темно-серые, толстоплитчатые, шламово-микромкомковатые с детритом . . . . .	16 м
9б. Известняки темно-серые, толстоплитчатые, оолитовые, со среднекристаллическим цементом . . . . .	7 м
10+11+12. Известняки серые, толстоплитчатые и массивные, пелитоморфные и глазковые, иногда доломитизированные, с водорослями . . . . .	35 м

Суммарная мощность 58 м. От восточной части хр. Яккабаг через северные районы хр. Чакчар, Байсунтау и Сурхантау прослеживается широкая (10—12 км) полоса, в пределах которой пачка оолитовых известняков (9б) характеризуется резким увеличением мощности (до 25—30 м) и появлением обломочных и песчаных пород с мелкой косою слоистостью в кровле. В строении выше- и нижележащего разреза заметных изменений не обнаружено.

В горах Мечетли среднекелловейский разрез подобен разрезам хр. Байсунтау и Сурхантау. Особенностью его является почти полное отсутствие целых раковин беспозвоночных в пачке 8+9а, что сближает эти отложения с пелитоморфными и глазковыми известняками верхней части среднего келловея. Типичным для этой зоны является разрез Шаргунь:

8+9а. Известняки темно-серые, толстоплитчатые, пелитоморфные и сгустково-комковатые, с детритом . . . . .	25 м
9б. Известняки серые, толстоплитчатые, оолитовые, с детритом . . . . .	5 м
10+11. Известняки серые, толстоплитчатые, пелитоморфные и мелкокомковатые (пеллетовые), нередко глазковые, с детритом и водорослями . . . . .	25 м
12. Известняки светло-серые, толстоплитчатые, оолитовые и мелкокомковатые (пеллетовые), с тонкокристаллическим цементом . . . . .	5 м

Суммарная мощность среднего келловея 60 м. На южном склоне Гиссарского хребта восточнее р. Каратаг среднекелловейские известковые отложения фациально замещаются красноцветными терригенными породами, либо выклиниваются.

Среднекелловейский возраст рассмотренных отложений в типовом разрезе хр. Кугитангтау устанавливается по находкам аммонитов: *Perisphinctes cf. mutatus* Traut., *P. cf. submutatus* Nik., *Hecticoceras cf. punctatum* Stahl. В. В. Курбатовым и др. (1968) из отложений, соответствующих пачкам 9+10 (?) хр. Кугитангтау указан вид-индекс нижней зоны среднего келловея — *Kosmoceras jason* Rein. и другие аммониты этой зоны, а из отложений, соответствующих пачкам 10 (?) +11, указан вид-индекс верхней зоны среднего келловея — *Erymnoceras coronatum* Bug. Кроме того, зональные виды среднего келловея обнаружены авторами в пачке 11 хр. Яккабар: *Kosmoceras jason* Rein., *Erymnoceras* ex gr. *coronatum* Bug. и др. Присутствие в типовом разрезе хр. Кугитангтау остатков брахиопод позволяет выделить комплекс, характерный для среднекелловейских отложений Юго-Западного Гиссара, который включает виды: *Septaliphoria guldaraensis* Moiss. (встречается в нижней половине подъяруса, но наиболее характерна для пачки 8), *Zeilleria balkarensis* Moiss., *Ptyctothyris gumdaraensis* (Moiss.), *Lobidothyris tchegemensis* (Moiss.) и др. На остальной территории Юго-Западного Гиссара среднекелловейский возраст рассмотренных отложений устанавливается на основании проведенной литологической корреляции, а также по единичным находкам аммонитов (преимущественно перисфинктид) и гораздо более многочисленным остаткам брахиопод, относящихся к указанному комплексу. Остатки двустворок и других организмов, известные в соответствующих отложениях Юго-Западного Гиссара и в разрезах разведочных площадей, не противоречат принятой корреляции.

Из приведенного описания нетрудно увидеть, что наряду с заметными фациальными различиями среднекелловейские отложения характеризуются отчетливым подобием своего строения на большей части территории Юго-Западного Гиссара. В типовом разрезе хр. Кугитангтау они имеют асимметричное строение, позволяющее говорить об их соответствии полному трансгрессивно-регрессивному седиментационному циклу, в начале которого преобладало накопление глубоководных глинистых пелитоморфных известняков (пачка 8), впоследствии сменившееся отложением осадков переходного типа (пачки 9, 10 и 11), а в конце накапливались мелководные комковатые известняки с обильным детритом, известковыми губками и небольшими кораллово-водорослевыми биогермами (пачка 12). Вместе с тем единый среднекелловейский седиментационный цикл распадается на два трансгрессивно-регрессивных цикла, что наиболее отчетливо выражено в разрезах центральных районов Юго-Западного Гиссара. Каждый из них имеет асимметричное строение и содержит в основании глубоководные отложения (пачки 8 и 10), выше сменяемые известняками переходного типа (пачки 9а и 11), которые перекрываются наиболее мелководными отложениями (пачки 9б и 12). Как и в ранее рассмотренных отложениях, наиболее выдержанные литологические реперы совпадают с кровлей седиментационных цик-

лов. Их, очевидно, и следует принимать в качестве маркирующих поверхностей.

### Средне (?)-верхнекелловейские отложения

Верхняя часть среднекелловейского подъяруса и верхнекелловейский подъярус на территории Юго-Западного Гиссара характеризуются общностью строения и соответствуют единому седиментационному циклу.

В типовом разрезе хр. Кугитангтау выделяются пачки:

13. Известняки темно-серые и кремво-серые, толстоплитчатые, шламово-сугковые, с детритом, линзами устрично-брахиоподовых ракушняков и мелкими кремнистыми конкрециями . . . . . 24 м

Брахиподы: *Irenothyris guldaraensis* (Moiss.), *Ir. bucharaensis* (Moiss.), *Loboidothyris tchegemensis* (Moiss.), *Kallirhynchia concinna* (Sow.), *Schaeroidothyris trifonovi* (Moiss.) и др.

14. Известняки темно-серые, мелкоплитчатые, пелитоморфные, слабглинистые, с редким шламом и небольшими прослоями тонколистоватых глинистых и толстоплитчатых более крепких известняков . . . . . 40 м

Брахиподы: *Loboidothyris* cf. *tchegemensis* (Moiss.), *Ivanoviella* cf. *arcuata* Roll. и др.

15. Известняки темно-серые, толстоплитчатые, слабглинистые, пелитоморфные и мелкопористые, со шламом и прослоями мелкоплитчатых глинистых пелитоморфных известняков. В кровле — пласт устрично-брахиоподовых ракушняков с детритом и водорослями мощностью 1—3 м . . . . . 50 м

В кровле — аммониты: *Peltoceras* sp. и *Perisphinctes* ex gr. *scopinensis* Neum. По всему разрезу — брахиоподы: *Loboidothyris suboviformis* E. Prosoг.

Суммарная мощность пачек 13—114 м. Выделенные пачки плохо прослеживаются даже в горах Кугитангтау. В южном и западном направлении в разрезе заметно увеличивается роль глинистых пелитоморфных мелкоплитчатых и тонколистоватых известняков. В северном направлении возрастает количество шламовых известняков с детритом и известковыми губками. В северной части хр. Кугитангтау в основании разреза появляется пачка оолитово-обломочных известняков и доломитов с обильным детритом, известковыми губками, кораллами и водорослями, в основании пачки 15 здесь обнаружен аммонит *Peltoceras* ex gr. *athleta* (Phill.). Северо-восточнее, в горах Сузыстау, Яккабаге и южной части Байсунтау, разрез верхнего келловей приобретает отчетливое двучленное строение. Типичным для этих площадей является разрез Байсун:

13+14. Известняки серые и темно-серые, толстоплитчатые, шламово-сугковые, с мелким детритом и кремнистыми конкрециями . . . . . 47 м

В кровле — брахиоподы: *Loboidothyris suboviformis* E. Prosoг., *L. cf. kysylkyrensis* E. Prosoг.

15. Известняки серые, толстоплитчатые, оолитово-обломочные и мелкокомковатые, с обильным крупным детритом, известковыми губками и обломками колониальных кораллов . . . . . 30 м

Брахиподы: *Gusarella* cf. *moisseevi* Pojag. и др.

Суммарная мощность пачек 13—77 м.

В горах Яккабаг мощность верхнекекелловейского подъяруса сокращается до 40—45 м. В Западном Яккабаге пачка 15 выражена менее отчетливо, а в нижней пачке заметно увеличивается роль глинистых пелитоморфных известняков. В основании подъяруса здесь обнаружен *Peltoceras* sp. В Восточном Яккабаге, в разрезе близ пос. Зармас, вместе с остатками аммонита *Peltoceras* sp. обнаружен богатый комплекс брахиопод. Ниже приводится этот разрез:

13+14. Известняки серые и темно-серые, толстоплитчатые, шлаково-сгустковые, алевритистые с детритом и брахиоподами . . . . . 21 м

Брахиоподы: *Loboidothyris* cf. *suboviformis* E. Prossor., *L. kyslykyrensis* E. Prossor., *Gusarella moisseevi* Pojar., *Irenothyris guldaraensis* (Moiss.).

15. Известняки серые и желтовато-серые, толстоплитчатые, мелкокомковатые и сгустковые, с обильным крупным детритом, онколитами, известковыми губками, брахиоподами, обломками колониальных кораллов и багряных водорослей. Включают кораллово-водорослевые биогермы мощностью до 10 м . . . . . 17 м

Аммониты: *Peltoceras* sp.

Брахиоподы: *Loboidothyris suboviformis* E. Prossor., *Gusarella moisseevi* Pojar., *Septaliphoria* cf. *kugitangensis* Moiss., *Irenothyris guldaraensis* (Moiss.).

Суммарная мощность пачек 13—38 м.

От Восточного Яккабага почти в меридиональном направлении через центральную часть хр. Чакчар к южному окончанию хр. Байсунтау прослеживается сравнительно неширокая (7—10 км) полоса, в пределах которой всей рассматриваемой толще соответствует комплекс рифовых отложений. Участки пересечения этой полосы с выходами карбонатной формации в антиклинальных структурах (или одноименных горных хребтах), где проводилось изучение, получили самостоятельные названия — Аулатский (хр. Байсунтау), Карасанский (хр. Чакчар) и Ташкурганский (хр. Яккабаг) рифовые комплексы. Их детальная характеристика приводится ниже.

К северо-востоку от указанной полосы, в северо-восточной части хр. Яккабаг и Чакчар, а также в горах Байсунтау и Сурхантау, средне (?) -верхнекекелловейские отложения сложены серыми толстоплитчатыми пелитоморфными и мелкокомковатыми (пеллетовыми) известняками. Количество последних обычно заметно возрастает к кровле толщи, что, вероятно, отражает различия в условиях седиментации (обмеление бассейна). Известняки нередко характеризуются глазковыми и пористыми текстурами и содержат многочисленные остатки синезеленых водорослей. Известняки местами неравномерно доломитизированы, в кровле содержат характерный маломощный (0,5—2 м) прослой желто-серых тонкокристаллических брекчий выщелачивания (хр. Сурхантау). Остатки аммонитов, брахиопод или пеллеципод здесь отсутствуют. Мощность отложений здесь меняется от 40 м (хр. Сурхантау) до 17 м (хр. Яккабаг).

В горах Мечетли средне(?) -верхнекекелловейские отложения имеют аналогичное строение и состав. Отмечается лишь несколь-

ко повышенная доломитизация пород. В их кровле появляются прослои оолитово-обломочных и органогенно-детритовых известняков (иногда песчанистых) с остатками пеллеципод. Мощности отложений составляет здесь 20—30 м. Несколько западнее р. Каратаг известняки замещаются красноцветными терригенными породами.

Стратиграфический объем рассматриваемого комплекса в типовом разрезе хр. Кугитангтау не является однозначно установленным. Заведомо позднекелловейский возраст имеют отложения пачки 15, содержащие остатки зональных аммонитов *Peltoceras athleta* (Phill.). Из отложений, соответствующих пачкам 13 и 14, В. В. Курбатовым и др. (1968) в разрезах Ходжарыз и Айрибаба указаны остатки аммонитов: *Erymnoceras (E.) banksi* Sow. и *E. (Rollierites) turkmenensis* Аманн., которые позволили отнести эти отложения к среднекелловейской зоне *Erymnoceras coronatum*. Установленные В. В. Курбатовым и др. (1968) мощности зон *Erymnoceras coronatum* (105,5 м) и вышележащей зоны *Peltoceras athleta* (34,5 м) не являются однозначными и, по-видимому, нуждаются в уточнении. Можно отметить, что К. Аманниязов (1971) на основе определения аммонитовых комплексов в том же разрезе Айрибаба приходит к выводу об обратных соотношениях мощностей указанных зон (*Erymnoceras coronatum*—42 м, *Peltoceras athleta*—86 м). Совместно с верхнекелловейскими аммонитами исключительно в пределах пачки 15 типового разреза встречается *Loboidothyris suboviformis* E. P f o s o r. Более многочисленные брахиоподы из восточного Яккабага, наряду с указанной формой и остатками аммонита *Peltoceras* sp., включают характерные виды: *Loboidothyris kysylkyrensis* E. P f o s o r., *Gusarella moisseevi* P o j a г. и др., что позволяет говорить о наличии достаточного индивидуального брахиоподового комплекса, имеющего руководящее значение для верхнекелловейских отложений Юго-Западного Гиссара. В горах Сусызтау и Яккабаг, а также в южной части хр. Чакчар и Байсунтау позднекелловейский возраст рассматриваемых отложений устанавливается довольно уверенно по немногочисленным остаткам аммонитов *Peltoceras* sp. и более распространенных брахиопод, относящихся к вышеуказанному комплексу. Возраст отложений на остальной территории Юго-Западного Гиссара (хр. Сурхантау, Мечетли) базируется исключительно на проведенной последовательной литологической корреляции. Наряду с резкими фациальными различиями, средне(?)-верхнекелловейские отложения характеризуются заметным подобием строения, что наиболее отчетливо выражено в центральных и северных районах Юго-Западного Гиссара (хр. Сусызтау, Яккабаг, южная часть хр. Байсунтау). Они имеют здесь асимметричный характер и соответствуют трансгрессивно-регрессивному седиментационному циклу, в начале которого накапливались относительно более глубоководные шламово-густковые известняки (пачки 13—14), а в конце — мелководные оолитово-обломочные и ракушечно-детритовые известняки (пачка 15). Мелководные раку-

щечно-детритовые известняки слагают кровлю толщи и в северных районах хр. Кугитангтау постепенно выклиниваются в южном направлении. Вместе с тем средне(?) -верхнекекелловейские отложения в типовом разрезе хр. Кугитанг имеют более симметричное строение, что отличает их от подстилающих отложений.

### *Нижнеоксфордские отложения и низы верхнеоксфордских отложений*

В типовом разрезе хр. Кугитангтау на пачке 15 залегают:

16. Известняки темно-серые, тонколистоватые, пелитоморфные, глинистые, с редкими прослоями мелкоплитчатых слабоглинистых пелитоморфных известняков с мелкими щелевидными порами . . . . . 46 м

В подошве — *Cardioceras* sp. В северной части хр. Кугитанг в основании пачки содержатся аммониты *Cardioceras cordatum* Sow., *C. excavatum* Sow.

17. Известняки темно-серые, толстоплитчатые, пелитоморфные, с мелким детритом и неясными остатками водорослей вверх. В кровле — красновато-серые мелкокристаллические доломиты (1—3 м) . . . . . 13 м

*Cardioceras* sp.

18. Известняки темно-серые, тонколистоватые, пелитоморфные, глинистые и слабоглинистые, с прослоями тонкоплитчатых пелитоморфных известняков с мелким детритом и щелевидными порами. В кровле — пласт (1—2 м) толстоплитчатых мелкопористых известняков с неясными остатками водорослей . . . . . 47 м

В кровле — аммониты: *Perisphinctes* sp. (ex gr. *plicatilis* Sow.), *Ochetoceras* sp.

Выделенные пачки прослеживаются только в пределах хр. Кугитангтау. В северной части хребта заметно возрастает роль шламисто-суглинистых и мелкодетритовых известняков. Доломиты, слагающие кровлю пачки 17, замещаются крупнодетритовыми и оолитовыми известняками. В кровле пачки 18 появляется мощный (10—20 м) пласт массивных крупнодетритовых и кораллово-водорослевых (биогермных?) известняков. Мощность подъяруса увеличивается до 140—150 м.

В южной части хр. Сусызтау рассматриваемые отложения замещаются биогермными известняками нижнеоксфордского Ляйляканского рифового комплекса.

На остальной территории Юго-Западного Гиссара (хр. Байсунтау, Сурхантау, Чакчар и Яккабаг) отложения, сопоставляемые с пачками 16—18, представлены массивными и толстоплитчатыми пелитоморфными и мелкокомковатыми (пеллетовыми) известняками, нередко с глазковой и пористой текстурой. Породы участками доломитизированы. В них встречаются обильные остатки синезеленых водорослей, реже известковых губок, фораминифер, иглокожих. Нижняя их часть, соответствующая пачкам 16 и 17 типового разреза, сложена массивными (неплитчатыми) известняками. Остатки организмов, имеющих стратиграфическое значение, в них отсутствуют. В верхней части, соответствующей пачке 18, встречаются остатки пелеципод и единичных брахиопод. Мощность отложений меняется от 150 м (Сусызтау) до 30—40 м (Яккабаг).



В горах Мечетли известняки замещаются песчаниками буровато-серыми, толсто- и мелкоплитчатыми, полимиктовыми, разнозернистыми (преимущественно мелкозернистыми), чередующимися с подчиненными прослоями пестрых глин, алевролитов, мергелей и песчано-глинистых известняков (в верхней части). Мощность 55—70 м. В разрезе по р. Каратаг (развалины кишлака Абду) в пачке песчаников появляются прослой гипса. У сел. Сангмиля гипсы, переслаивающиеся с доломитами и известняками, преобладают в кровле и в подоше толщи. Из пачки песчаников изучены фораминиферы, по заключению В. В. Курбатова, раннеоксфордского возраста («Объяснительная записка . . .», 1970).

Раннеоксфордский возраст рассматриваемых отложений однозначно устанавливается в разрезах хр. Кугитангтау и южной части хр. Сусызтау по распределению зонального вида *Cardioceras cordatum* Sow. (в пачках 16 и 17). Из отложений, соответствующих пачке 18, В. В. Курбатовым и др. (1968) указан позднеоксфордский *Euaspidoceras perarmatum* Sow. На остальной территории Юго-Западного Гиссара указанные отложения отнесены к нижнему и низам верхнего оксфорда по их положению под фаунистически охарактеризованными отложениями верхнего оксфорда и на основании проведенной литологической корреляции.

Рассматриваемые отложения (пачки 16—18) характеризуются наиболее резкими фаціальными различиями и наиболее устойчивым положением фаціальных границ, что затрудняет выявление элементов циклического строения. Однако анализ разрезов северной части хр. Кугитанг позволяет говорить о соответствии рассматриваемых отложений полному седиментационному циклу, который отчетливо распадается на два трансгрессивно-регрессивных цикла. Каждый из них начинался отложением глубоководных глинистых пелитоморфных известняков (пачка 16 и низы пачки 18) и заканчивался накоплением крупнодетритовых и оолитовых мелководных известняков (пачка 17 и верхи пачки 18).

### *Верхнеоксфордские отложения*

В типовом разрезе хр. Кугитангтау на пачке 18 залегают:

- |  |          |
|--|----------|
| 19. Известняки темно-серые, волнистоплитчатые (мелкоплитчатые), пелитоморфные, слабоглинистые, с редким мелким детритом  | 34 м     |
| 20. Известняки массивные, толсто- и мелкоплитчатые, пелитоморфные и детритовые, участками доломитизированные, с крупными биогермными массивами, образуют кугитангский рифовый комплекс | 76 м     |
| Аммониты: <i>Perisphinctes</i> ex gr. <i>elisabethae</i> Riaz., <i>P. cf. tizianiformis</i> Hof.   |          |
| 21. Известняки серые, толстоплитчатые, пелитоморфные, изредка глазковые, со шелевидными порами или редкой алевроитовой примесью  | 40—100 м |

На пачке 21 с видимым согласием залегают гипсы. Суммарная мощность пачек 19—21, сложенных в типовом разрезе известняками, составляет 150—200 м. Пачка волнистоплитчатых известня-

ков (19) прослеживается в северных районах гор Кугитангтау и выклинивается у южной оконечности хр. Сусызтау. Кугитангская рифогенная толща (пачка 20) в северной части хр. Кугитангтау замещается массивными и толстоплитчатыми пелитоморфными и мелкокомковатыми (пеллетовыми), глазковыми и пористыми известняками с остатками синезеленых водорослей и детритом, сходными со слонстыми известняками пачки 21. Пачка 21 к северо-востоку от хр. Кугитангтау не обнаруживает заметных фациальных изменений. Западнее, в центральной части Гаурдакской антиклинали (колодцы Шурча), слоистые известняки пачки 21 замещаются биоморфными и детритовыми массивными известняками, слагающими тело крупного ископаемого рифа, непосредственно перекрытого вышележащей гипсовой толщей.

На остальной территории Юго-Западного Гиссара верхнеоксфордские отложения, представленные в карбонатной фации (аналоги пачек 19, 20 и 21), сложены толстослоистыми пелитоморфными, реже глазковыми и пористыми известняками с прослоями глинисто-алевритистых известняков и линзами брахиоподовых и пелециподовых ракушечников. Мощность верхнего оксфорда (в карбонатной фации) меняется от 130 м (Сусызтау) до 25—30 м (Яккабаг). Позднеоксфордский возраст рассматриваемых отложений установлен в разрезах хр. Кугитангтау, Гаурдак и Тюбегетан, где из пачек 19—21 известны разнообразные верхнеоксфордские *Perisphinctes* (подроды *Perisphinctes*, *Arisphinctes* в том числе и *P. (A.) plicatilis* (S o w.)). В кровле пачки 21 Е. А. Репман в разрезе Тюбегетанской антиклинали указан *Gregoryceras* sp. Кроме аммонитов известны остатки двустворок, брахиопод, кишечнополостных. На остальной территории Юго-Западного Гиссара (хр. Яккабаг, Чакчар, Байсунтау, Сурхантау, Мечетли) возраст указанных отложений устанавливается по присутствию брахиопод: *Loboidothyris bourgueti* (E t.), *L. zieteni* L o r., *L. valfinensis* L o r., *Posterithyris subrhomboidalis* G u s., *Zeilleria egena* B a y l e, *Gussarella obruchevi* P o j a r., *G. guliobensis* P o j a r., имеющих, по заключению Е. Л. Прозоровской, позднеоксфордский возраст.

Анализ верхнеоксфордского разреза хр. Кугитангтау позволяет выявить определенные элементы цикличности в его строении. Пачки 19 и 20 отвечают полному седиментационному циклу, в начале которого отлагались глубоководные глинистые пелитоморфные известняки (пачка 19), а в конце — более мелководные рифовые образования (пачка 20). В свою очередь он распадается на три подчиненных трансгрессивно-регрессивных цикла, обусловивших чередование в разрезе горизонтов более глубоководных глинистых известняков и более мелководных биогермных и обломочных накоплений. Выявление седиментационной цикличности облегчает проведение детальной корреляции сложных разнофациальных рифогенных образований и позволяет установить в составе Кугитангского рифогенного комплекса смещение более молодых построек в западном направлении, в сторону открытого морского бассейна.

## Основные генетические типы отложений карбонатной формации

Проведенные авторами детальные послейные описания разрезов в естественных обнажениях и по данным керна, сопровождаемые микроскопическим исследованием известняков и изучением распределения остатков ископаемой фауны, а также выяснение фациальных замещений внутри карбонатной формации (кугитангской свиты) на территории Юго-Западного Гиссара позволяют выделить в ее составе три основные генетические (фациальные) группы отложений:

1) формировавшихся в открытой части морского бассейна (отложения открытого бассейна);

2) рифового генезиса (рифовые отложения);

3) формировавшихся при затрудненном водообмене в мелко-водных краевых частях морского бассейна, отделенных от его центральных областей периодически возникавшими поднятиями (отложения отшнурованного бассейна).

Ведущим критерием для выделения генетических групп служат палеоэкологические различия (табл. 1). Группа отложений открытого бассейна содержит обильные и разнообразные остатки организмов, характерных для морских бассейнов с нормальной соленостью воды (аммониты, брахиоподы, прикрепляющиеся и зарывающиеся виды пелеципод, иглокожие, мшанки, одиночные и колониальные кораллы и др.). Рифовые отложения включают специфические водорослево-коралловые биоценозы, состоящие из колониальных кораллов, багряных и синезеленых водорослей, известковых губок, рудистов, устриц, фораминифер, иглокожих и других организмов. В отложениях отшнурованного бассейна наиболее распространены остатки синезеленых водорослей. В них резко сокращается количество остатков и разнообразие видов пелеципод. Здесь практически отсутствуют аммониты, а в типичных разностях и брахиоподы.

Группа отложений открытого бассейна включает три генетических типа отложений. Мелководный тип (I) представлен обломочными, оолитовыми и песчанистыми известняками и песчаниками, а также органогенно-детритовыми, биоморфно-детритовыми, околлитовыми и мелкокомковатыми известняками. Обломочные известняки связаны преимущественно с зонами развития рифовых комплексов. Среди них преобладают мелкообломочные известняки (калькарениты), состоящие из круглых обломков пелитоморфных, шламовых и биоморфно-детритовых известняков (0,05--2 мм), сцементированных яснокристаллическим (спаритовым) цементом, что указывает на их образование в условиях высокой гидродинамической активности среды. Известняковые гравелиты (0,2--1 см) и конгломераты (более 1 см) встречаются редко в виде маломощных линз среди калькаренитов. Органогенно-обломочные известняки наряду с обломками пород содержат значительное количество раздробленных скелетных частей организмов

**Сравнительные признаки генетических групп  
и типов верхнеюрских карбонатных отложений**

Литологические и палео- экологические признаки	I группа (открытого бассейна)			II группа (закрытого шельфа)		III группа (рифовая)			
	I тип (мелковод- ный)		II тип переходный (относительно глубо- ководный)	III тип (глубоковод- ный)	I тип (малополвиж- ных вод)	II тип (бурных вод)	I тип (биогермный)	II тип (шлейфовый)	III тип (лагунный)
	подтип Ia	подтип Ib							
<b>Состав породы</b>									
Чисто известковый	++	++	++	+	++	++	++	++	0
Доломитисто-известко- вый	0	0	+	-	++	+	++	+	++
Песчанисто-известкови- стый	++	+	0	-	-	+	-	+	-
Глинисто-известкови- стый	-	-	0	++	-	-	-	-	-
<b>Структура породы</b>									
Биогермная	-	0	-	-	-	-	++	-	-
Крупнодетритовая	+	++	0	-	-	0	++	++	-
Мелкодетритовая	-	++	+	0	-	0	+	++	0
Шламная	-	+	++	+	-	-	+	++	-
Обломочная	++	-	-	-	-	+	+	++	-
Оолитовая	++	-	-	-	-	+	+	++	-
Мелкокомковатая	-	+	0	-	-	++	+	-	-
Псевдооолитовая	-	-	-	-	++	0	-	-	-
Мелкогустковая	-	+	++	-	-	0	-	-	-
Мелкогустковая	-	0	+	0	-	-	-	-	-
Пелитоморфная	-	0	0	++	++	-	-	-	0
<b>Текстура породы</b>									
Массивная (неплитчатая)	-	0	-	-	+	+	++	-	-
Массивноплитчатая (3— 10 м)	0	+	+	-	+	+	-	+	+
Толсто-среднеплитчатая (0,3—3 м)	++	++	++	+	++	++	-	+	+
Мелко-тонкоплитчатая (0,001—0,3 м)	-	0	+	++	0	-	-	-	++
Косослонная	++	-	-	-	-	-	-	++	-
Конкреционная (кремни- стые конкреции)	-	0	++	-	-	-	-	-	+
Глазковая	-	-	-	-	++	+	-	-	-
Черточная	-	-	0	+	++	+	-	-	-
Пористая и кверниозная	+	0	-	-	+	+	++	++	0
<b>Состав организмов</b>									
Колониальные кораллы	0	+	-	-	0	0	++	0	-

Литологические и палео-экологические признаки	I группа (открытого бассейна)			II группа (закрытого шельфа)		III группа (рифовая)			
	I тип (мелководный)		II тип переходный (относительно глубоководный)	III тип (глубоководный)	I тип (малоподвижных вод)	II тип (бурных вод)	I тип (биогермный)	II тип (шлейфовый)	II тип (лагунный)
	подтип Ia	подтип Ib							
Одиночные кораллы	—	++	+	—	—	—	+	—	—
Известковые губки	—	++	+	—	+	+	+	—	—
Водоросли багряные (соленопоры)	+	+	—	—	+	++	++	+	—
Онколиты	—	++	+	—	+	0	0	0	—
Комочки синезеленых водорослей	—	0	—	—	+	++	0	0	0
Строматолиты (?)	—	+	—	—	0	0	++	—	0
Иглокожие (обломки игл морских ежей, криноидей и пр.)	+	++	+	—	0	+	+	++	0
Теребратулиды	—	+	++	—	0	—	+	—	—
Ринхонеллиды	—	0	++	0	—	—	—	0	—
Гастроподы	0	+	—	—	0	0	+	+	—
Прикрепляющиеся пеллециподы (рудисты, устрицы и др.)	+	+	0	—	—	—	++	+	—
Зарывающиеся пеллециподы (плевромия, гониомия и др.)	—	0	++	0	0	—	—	—	—
Аммониты	0	0	+	++	—	—	—	—	—

Условные обозначения:

- + + очень характерны (основные признаки).
- + встречаются (вспомогательные признаки).
- 0 изредка встречаются (редкие признаки).
- практически отсутствуют.

(иглокожих, брахиопод и др.). Оолитовые известняки пользуются довольно широким распространением. Среди них выделяются мелкооолитовые (0,3—1 мм) и микрооолитовые (0,1—0,3 мм) разновидности с ясно выраженным концентрическим и радиальным строением оолитов и яснокристаллическим кальцитовым цементом, а также крупнооолитовые (0,5—2 мм) известняки с концентрически-слоистым строением оолитов и яснокристаллическим (реже шламовым и пелитоморфным) карбонатным цементом. Обломочные и оолитовые известняки представляют собой крайне мелководные образования. Они нередко встречаются совместно и наиболее распространены в келловее. Местами они становятся сильно песчанистыми, иногда содержат кварцевый гравий. Оолитовые, обломоч-

ные и песчаные известняки почти не содержат нераздробленных остатков фауны за исключением раковин устриц и мелких желваков багряных водорослей. В отдельных пластах и линзах отмечается мелкая косая слоистость.

Органогенно-детритовые, биоморфно-детритовые, онколитовые и мелкокомковатые известняки составляют другую категорию мелководных отложений, формирующихся в менее подвижной среде. Органогенно-детритовые (или просто детритовые) известняки состоят из раздробленных скелетных остатков организмов, подвергшихся незначительной транспортировке, на что указывает их слабая окатанность. По размеру обломков выделяются крупнодетритовые (более 1 мм) и мелкодетритовые (0,1—1 мм) известняки, по составу детрита — полидетритовые (резко преобладают) и монодетритовые (преимущественно эхиноидные) разновидности. В цементе детритовых известняков наряду со шламом и сгустками обычно содержится тонкий пелитоморфный материал. Биоморфно-детритовые известняки сложены детритом и частично целыми скелетными остатками организмов (известковыми губками, мшанками, брахиоподами, гастроподами, одиночными и колониальными кораллами, серпулами и др.). Цемент шламный, сгустковый и комковатый, реже пелитоморфный. Изредка встречаются биоморфные (зоогенные) известняки, слагающие маломощные (1—5 м) брахиоподово-гастроподово-коралловые биостромы и мелкие губково-коралловые биогермы среди органогенно-детритовых известняков. Онколитовые известняки наиболее широко распространены среди мелководных отложений, особенно в верхнем бате и нижнем келловее. Они состоят из округлых стяжений темного, пелитоморфного кальцита, размером от 2 до 30 мм (чаще 2—10 мм), пронизанных светлыми тонкими (0,02—0,2 мм) нитевидными каналцами, расположенными концентрически и выполненными тонкокристаллическим кальцитом. В ядре онколитов часто присутствуют обломки раковин. Онколиты сцементированы шламисто-сгустковым, комковатым или пелитоморфным материалом. Образовались онколитовые желваки, очевидно, при перекачивании движением воды, в результате чего водоросль обволакивала раковину со всех сторон (В. П. Маслов, 1952). Комковатые известняки состоят из круглых изометричных комочков темного пелитоморфного карбоната (0,1—1 мм), рассеянных среди шламистой или пелитоморфной основной массы. Происхождение их не выяснено. Комочки напоминают фекальные образования крупных илоядных животных (В. П. Маслов, 1960). Иногда комочки окружены тонкой оолитовой каемкой, что указывает на неоднократный их перемыв. В органогенно-детритовых, биоморфных, онколитовых и комковатых известняках нередко присутствуют целые скелетные остатки кораллов, багряных и синезеленых водорослей, известковых губок, мшанок, иглокожих, реже брахиопод (теребратул) и устриц. Аммониты встречаются редко. Немногочисленны также остатки зарывающихся пелеципод, кремнистых губок и некоторых брахиопод (ринхонелл).

Переходный тип (II) представлен характерными шламово-мелкогустковыми, шламово-микрогустковыми и микрокомковатыми известняками. Шламово-мелкогустковые известняки состоят из мелких (0,1—1 мм) густков пелитоморфного темного карбоната, имеющих неясные расплывчатые контуры, мельчайшего (менее 0,1 мм) органогенного детрита (шлама) и микрозернистого карбонатного цемента. Густки представляют собой либо продукт биохимического осаждения карбоната с участием бактерий или водорослей, либо результат диагенетических изменений первичного однородного карбонатного осадка. В составе шлама присутствуют угловатые обломки призматического слоя пелеципод и брахиопод, тонко истертые остатки мшанок, гастропод, фораминифер и другие неясные остатки. Несомненно, мельчайший органогенный детрит, соответствующий по размеру алевроиту, перед своим захоронением подвергался механическому переносу и сортировке, что сближает его с обычными терригенными осадками. Отложение его происходило при ослабленной подвижности придонных вод, разрезающей садку основной массы частиц алевроитовой размерности. Шламово-микрогустковые известняки отличаются от предыдущих меньшим размером пелитоморфных густков (0,01—0,1 мм), микрокомковатые известняки наряду со шламом содержат очень мелкие (0,01—0,1) комочки с более четкими контурами, густо насыщающие породу. Шламово-густковые известняки часто содержат мелкие (0,05—0,1 мм) округлые кальцитовые (реже халцедоновые) включения проблематичного генезиса (кальциферы). Последние, скорее всего, являются кальцитизированными остатками радиолярий (?). Вместе с ними нередко встречаются кварц-халцедоновые или кальцитизированные спикулы кремнистых губок. Исключительно к данному генетическому типу (переходному) приурочены горизонты кремнистых конкреций, имеющих округлую или слегка удлиненную форму и размеры от 1—2 до 40—50 см. Конкреции нередко очень густо насыщают породу (до 20—30 штук на 1 м<sup>2</sup> поверхности обнажения). Образование конкреций, вероятно, происходило при диагенезе за счет перераспределения кремнистого материала спикул и радиолярий (?). Среди отложений переходного типа широко распространены остатки зарывающихся и прикрепляющихся видов пелеципод, встречаются брахиоподы, известковые губки, мшанки, иглокожие, фораминиферы и другие организмы. Нередки здесь остатки аммонитов. Реже встречаются онколиты и одиночные кораллы. Среди шламово-густковых известняков иногда присутствуют небольшие пласты и линзы доломитизированных известняков и доломитов. По комплексу остатков организмов они мало отличаются от вмещающих известняков и потому условно относятся к данному генетическому типу, хотя причина их возникновения остается невыясненной.

Глубоководный тип (III) представлен мелкоплитчатыми (3—30 см) и тонколистоватыми (0,1—3 см) пелитоморфными глинистыми известняками и мергелями. Известняки сложены мельчай-

шими (менее 0,005 мм) зернами карбоната. Среднее содержание глинистой примеси в известняках составляет 10—20%, реже 5—10% (слабоглинистый известняк) или более 20% (мергель). Среди пелитоморфной массы иногда содержится небольшая примесь шлама, мелкого детрита или мелких (0,1—0,5 мм) щелевидных пор, образующихся, вероятно, за счет выщелачивания детрита. Известняки этого типа почти не содержат донной фауны. Лишь в отдельных прослоях, преимущественно среди известняков, содержащих повышенное количество шлама, отмечаются остатки брахиопод и пелеципод. В то же время в глинистых пелитоморфных известняках гораздо чаще, чем в других разновидностях пород, встречаются остатки аммонитов, хотя и они больше тяготеют к известнякам, обогащенным шламом. Образование глинистых пелитоморфных известняков происходило в условиях малоподвижной придонной среды, что позволило осаждаться наиболее тонкому карбонатному и глинистому илу. Очевидно, подобная обстановка могла существовать в достаточно глубоководной области морского бассейна ниже иловой линии. Отсутствие донной фауны может быть связано с недостаточной аэрацией придонных вод бассейна в его более глубоководных участках. На существование восстановительной обстановки в придонных слоях воды указывают и некоторые другие признаки (темный цвет известняков, повышенная их битуминозность, присутствие рассеянного пирита, выщелачивание кальцитовых раковин и т. п.).

Как видно из приведенного описания, каждый из выделенных генетических типов отложений характеризуется определенными литологическими и палеоэкологическими признаками. Основным критерием их различия является микроструктура пород (точнее размер обломочных частиц), тесно связанная с гидродинамическими условиями среды осаждения. Подвижность придонных вод в различных участках открытого морского бассейна в первую очередь зависит от их относительной глубины, что и позволяет называть выделенные генетические типы мелководным, переходным и глубоководным, хотя вопрос об абсолютной глубине их формирования пока остается открытым. Приведенные выше палеоэкологические различия подтверждают принятое разделение.

Байсунская свита характеризуется общим высоким содержанием терригенного (глинистого и песчаного) материала. Здесь отсутствуют известняки с микроструктурами, характерными для переходного (II) типа отложений. Палеоэкологическая характеристика пород также имеет свои особенности. Поэтому в байсунской свите выделено только два генетических типа отложений — мелководный и глубоководный. Мелководный тип представлен околитовыми, обломочными и оолитовыми песчанистыми известняками и песчаниками, глубоководный — глинами, мергелями и глинистыми пелитоморфными известняками. Вместе с тем необходимо отметить, что среди мергелей и глинистых пелитоморфных известняков, включенных в глубоководный тип, присутствуют про-



слои, обогащенные детритом и ракушняком, вероятно, соответствующие отложениям переходного типа.

Группа рифовых отложений охватывает известняки, слагающие в составе карбонатной формации несколько разновозрастных рифовых комплексов. Она включает три генетических типа отложений (биогермный, шлейфовый и лагунный).

Отложения отшнурованного бассейна делятся на формировавшиеся в условиях слабой подвижности придонных вод (отложения малоподвижных вод) и формировавшиеся при активном гидродинамическом режиме придонных вод (отложения бурных вод).

Отложения малоподвижных вод (I тип) представлены обычно светло-серыми пелитоморфными известняками, имеющими чисто карбонатный состав (менее 1% нерастворимого остатка). Нередко в них встречаются мелкие округлые образования проблематичного генезиса, условно названные псевдоонколитами. Это круглые, вытянутые или имеющие сложную неправильную форму комочки светлого микрозернистого карбоната, выделяющиеся на более темном фоне пелитоморфного известняка. Псевдоонколиты могут составлять до 40—50% массы породы. Образование их лишь очень предположительно можно связать с жизнедеятельностью синезеленых водорослей. Для известняков данного типа очень характерна глазковая текстура или текстура «птичьих глазки» (Биссел, Чиллинггар, 1970), образованная сложными неправильными включениями крупнокристаллического кальцита (спарита) в однородной пелитоморфной основной массе. Глазки нередко соединены тонкими (волосными) трещинками и могут густо насыщать породу. Иногда в глазковых известняках наблюдается выщелачивание кристаллического кальцита, и они становятся сильно пористыми. Для отложений данного генетического типа характерна повышенная доломитизация пород. Чистые доломиты встречаются сравнительно редко, чаще наблюдается сложная неравномерная доломитизация, указывающая на седиментационно-диагенетическое их происхождение (Страхов, 1956). Эти отложения содержат резко обедненный комплекс фауны. Здесь совершенно отсутствуют аммониты и брахиоподы. Остатки пелеципод очень немногочисленны. Наиболее распространены синезеленые водоросли в виде комочков, состоящих из спутанных тонких ветвей, реже багряные водоросли и известковые губки, гастроподы, изредка иглокожие. Указанные особенности свидетельствуют об образовании осадков этого типа в условиях небольших глубин при ограниченной циркуляции морских вод. Хорошим примером современного накопления аналогичных известковых осадков, по-видимому, является шельфовая лагуна Большой Багамской банки, окаймленная кольцом рифов и плоских песчаных островов, описание которой приведено Н. Ньюэллом (1957), К. Данбаром и Дж. Роджерсом (1962) и др. По мнению К. Данбара и Дж. Роджерса (1962), основная масса карбонатного ила на банке имеет неорганическое химическое происхождение. Дж. Фридмен и Дж. Сендерс (1970) отмечают здесь накопление современных доломитовых осадков.

Отложения бурных вод (II тип) представлены преимущественно мелкокомковатыми (пеллетовыми) известняками, состоящими из мелких (0,1—1 мм) комочков темного пелитоморфного карбоната (пеллет), сцементированных яснокристаллическим кальцитом. Комочки могут иметь округлую или неправильную форму, иногда неясные очертания, очевидно, за счет их слипания. Образование комочков скорее всего связано с перемывом полузатвердевшего карбонатного ила. Похожие пеллетовые известняки (багамиты) формируются в настоящее время на мелководьях Большой Багамской банки (Д. Сендерс, Дж. Фридмен, 1970). Если карбонатные илы приурочены к центральным частям банки, то пеллетовые образования тяготеют к ее краевым участкам, т. е. формируются в среде с повышенной гидродинамической активностью. Наряду с пеллетами здесь образуются и настоящие оолиты. Среди верхнеюрских отложений Юго-Западного Гиссара, относимых к данному генетическому типу, также эпизодически встречаются оолитовые, зачаточно-оолитовые и типично обломочные известняки, слагающие отдельные маломощные пласты и линзы.

Мелкокомковатые известняки содержат тот же комплекс ископаемой фауны, что и отложения предыдущего типа. Оба генетических типа отложений отшнурованного бассейна тесно пространственно связаны и характеризуются сложными замещениями слагающих их типов пород, что сильно затрудняет литологическую корреляцию карбонатной толщи в области их распространения.

Необходимо отметить своеобразие верхнеоксфордских отложений Юго-Западного Гиссара, которые наряду с типичными пелитоморфными, псевдоонколитовыми, глазковыми и пеллетовыми известняками содержат небольшие (1—2 м) прослои и линзы брахиоподовых ракушняков, а также включают значительное количество остатков пелелипод. Появление подобных образований среди группы отложений отшнурованного бассейна, вероятно, указывает на то, что временами (в позднем оксфорде) изоляция окраинных частей морского бассейна была менее ясно выражена, что способствовало широкому расселению брахиоподовой и пелелиподовой фауны.

Помимо перечисленных трех основных генетических групп отложений в составе карбонатной формации может быть выделена особая группа прибрежных (дельтовых?) отложений, представленная вишнево-бурыми и желто-серыми песчаниками и алевролитами с прослоями глин, слагающими среднюю часть разреза формации на территории хр. Мечетли. Образование этих осадков шло в условиях обильного привноса терригенного материала с суши. Терригенные накопления связаны фациальными замещениями с карбонатными осадками отшнурованного бассейна. Специального изучения терригенной толщи не проводилось, поэтому ее генетическая интерпретация довольно условна.

## Районирование территории по типу строения карбонатной формации

Выделенные в предшествующем разделе генетические типы отложений закономерно сменяют друг друга в разрезе и на площади. Данные по изучению их распространения в юго-западных отрогах Гиссара и в прилегающих районах равнинного Узбекистана и Юго-Восточной Туркмении показывают, что в направлении с запад—юго-запада на восток—северо-восток на разных стратиграфических уровнях происходит последовательное замещение отложений открытого бассейна рифогенными комплексами и последних — отложениями отшнурованных бассейнов и прибрежными (рис. 1, 2, 3 и приложения 1, 2). Эта закономерная изменчивость строения карбонатной формации позволяет выделять районы с однотипным ее строением.

С востока — северо-востока на запад — юго-запад от периферии древнего седиментационного бассейна выделяются следующие районы (рис. 1).

Южногиссарско-Янгиказганский район в Юго-Западном Гиссаре охватывает область выходов верхнеюрских отложений на южном склоне Гиссара и в горах Мечетли. В запад — северо-западном направлении район протягивается вдоль внешнего края Бухарской ступени на расстоянии более 600 км при средней ширине не более двух-трех десятков километров. В пределах района в направлении древней береговой линии происходят постепенное замещение карбонатной формации пестроцветными терригенными отложениями, начиная с ее средней и нижней части, и последующее выклинивание и срезание отложений нижним мелом.

Сангардак-Карабаирский район охватывает область выходов верхнеюрских отложений в хребтах Сурхантау, Чакчар, в центральной и северной частях хр. Байсунтау, в северной и восточной частях Яккабагских гор и прослеживается в запад — северо-западном направлении вдоль внутреннего края Бухарской ступени до Мубарекского выступа на расстоянии около 400 км при ширине в западной части до 20—30 км и в восточной — до 70 км. В пределах района в нижнекелловейских отложениях вдоль его внешней периферии формируются линзы баровых песчаников (аналоги пачек 5—7 в разрезах р. Янгокльк на хр. Сурхантау, р. Хондиза, р. Сангардак и др.), а в средне(?)-верхнекелловейских отложениях — рифогенный комплекс (Аулатская, Карасаская, Ташкурганская рифовые постройки в Юго-Западном Гиссаре и рифогенные образования площадей Сарыча, Ташлы, Карактай, Карабаир). В покрывающих оксфордских отложениях преобладают образования отшнурованных бассейнов — пеллетовые и глазковые известняки. Район в структурном отношении тяготеет к зоне древнего Бухаро-Илякского разлома. Для него также характерно резко трансгрессивное залегание байсунской свиты и ее выклинивание и, возможно, выклинивание низов кугитангской свиты

в разрезах отдельных приподнятых блоков (площади Сарыча, Андабазар).

Байсун-Адамташский район охватывает выходы верхнеюрских отложений в северной части гор Сусызтау, на юге Байсунтау и в западной части Яккабагских гор. Он прослеживается в запад — северо-западном направлении на расстояние около 200 км, образуя

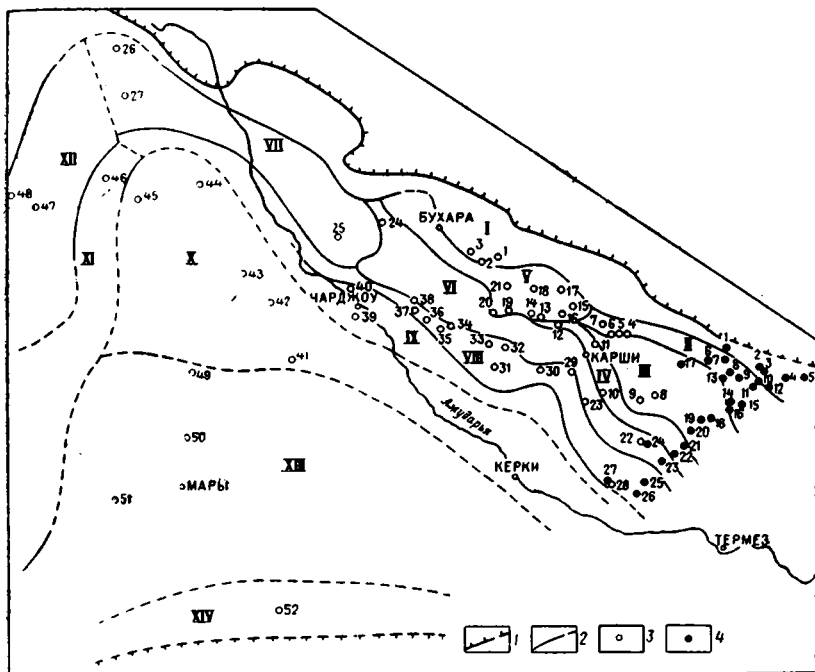
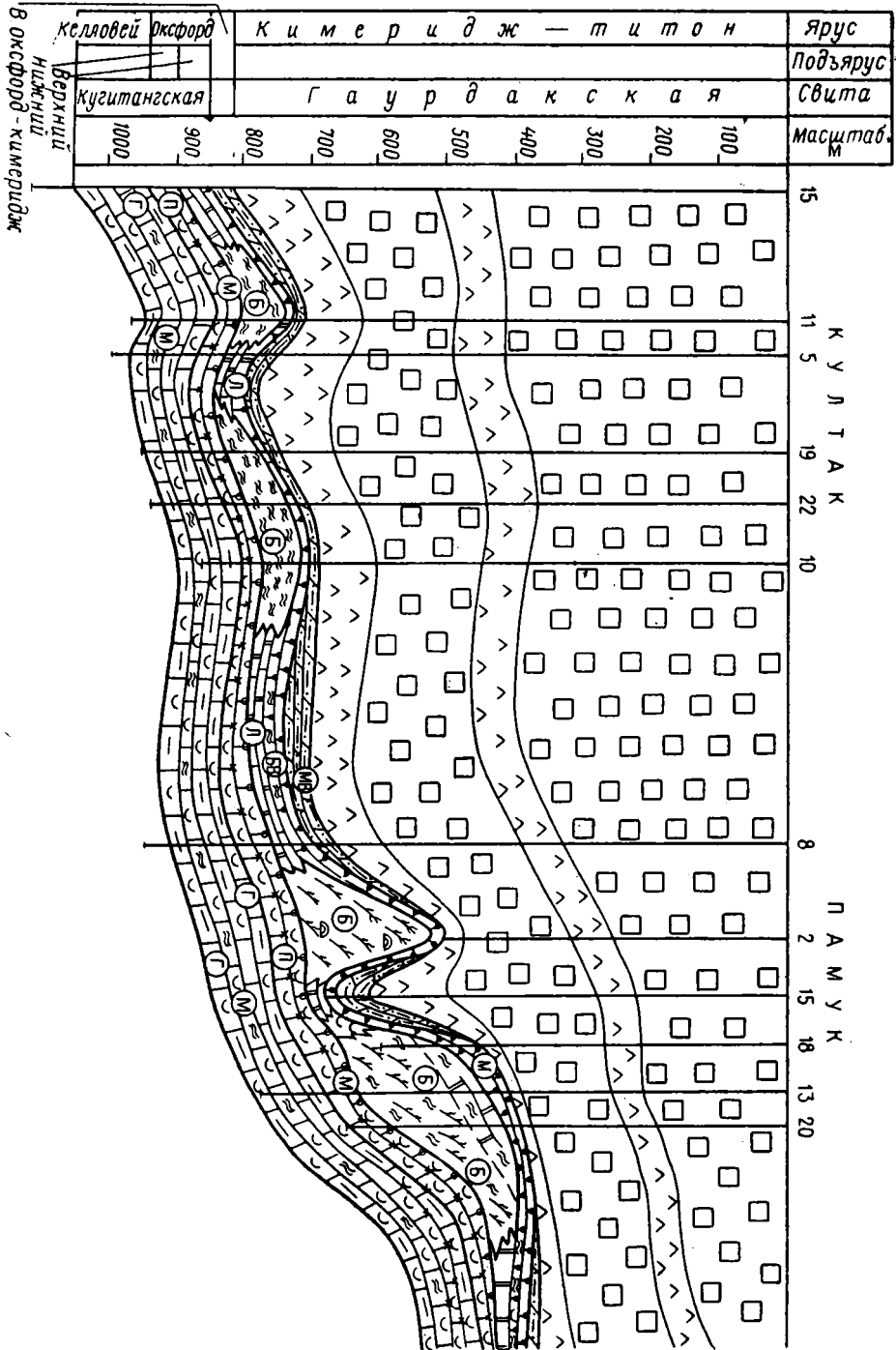


Рис. 1. Схема районирования территории по типу строения карбонатной формации и расположения основных разрезов.

1 — контур распространения келловей-оксфордских отложений; 2 — границы районов; 3 — разведочные площади и месторождения; 4 — естественные разрезы.  
 I — Южногиссарско-Янгиказганский район: месторождения: 1 — Джаркак; 2 — Караулбазар; 3 — Сарыташ; разрезы: 1 — Чапук; 2 — Чим; 3 — Дубоа; 4 — Шаргунь; 5 — Обизаранг; II — Сангардак-Карабаирский район: месторождения: 4 — Сарыча; 5 — Ташлы; 6 — Западные Ташлы; 7 — Карактай; разрезы: 6 — Зармас; 7 — Ташкурган; 8 — Карасан; 9 — Сангардак; 10 — Хондиза; III — Сангардак; 12 — Янгоклик; 13 — Кызылсай; 14 — Алчакан; 15 — Курганча; 16 — Аулат; IIII — Байсун-Адамташский район: месторождения: 8 — Адамташ; 9 — Гумбулак; разрезы: 17 — Лянгар; 18 — Байсун; 19 — Дербент; 20 — Шуроб-Аксу; IV — Ляйлякан-Каракумский район: площади и месторождения: 10 — Шуртанская; 11 — Кунгуртауская; 12 — Каракум; разрезы: 21 — Панджоб; 22 — Ляйлякан; V — Мубарекский район: площади и месторождения: 13 — Южный Мубарек; 14 — Северный Мубарек; 15 — Карабаир; 16 — Актепинская; 17 — Кызылрабат; 18 — Шуртепе; 19 — Карим; 20 — Дарбаза; 21 — Карачукур; VI — Анырчак-Зекринский район: площади: 22 — Тюбегатанская; 23 — Куруксайская; 24 — Тайкырская; разрезы: 23 — Анырчак; 24 — Тюбегатан; VII — Кандым-Ачакский район: месторождения и площади: 25 — Кандым; 26 — Ачак; 27 — Измаильская; VIII — Кугитанг-Денгизкульский район: месторождения и площади: 28 — Гаурдакская; 29 — Бешкентская; 30 — Камаши; 31 — Култак; 32 — Памук; 33 — Зеварды; 34 — Северный Уртабулак; 35 — Уртабулак; 36 — Денгизкуль; 37 — Хаузак; 38 — Шадынская; 39 — Сакар; 40 — Фараб; X — Гагаринский район: площади и месторождения: 39 — Сакар; 40 — Фараб; XI — Гагаринский район: площади и месторождения: 41 — Малаяская; 42 — Багаджа; 43 — Джилликумская; 44 — Бабаарпская; 45 — Гагаринская; XII — Кирпичлинский район: месторождения: 46 — Кирпичли; XIII — Беурдешский район: площади и месторождения: 47 — Беурдешик; 48 — Акмоллинская; XIII — Мургабский район: площади и месторождения: 49 — Шарапли; 50 — Бахрамали; 51 — Шатлык; XIV — Бадхыз-Карабильский район: площади: 52 — Каракельская.



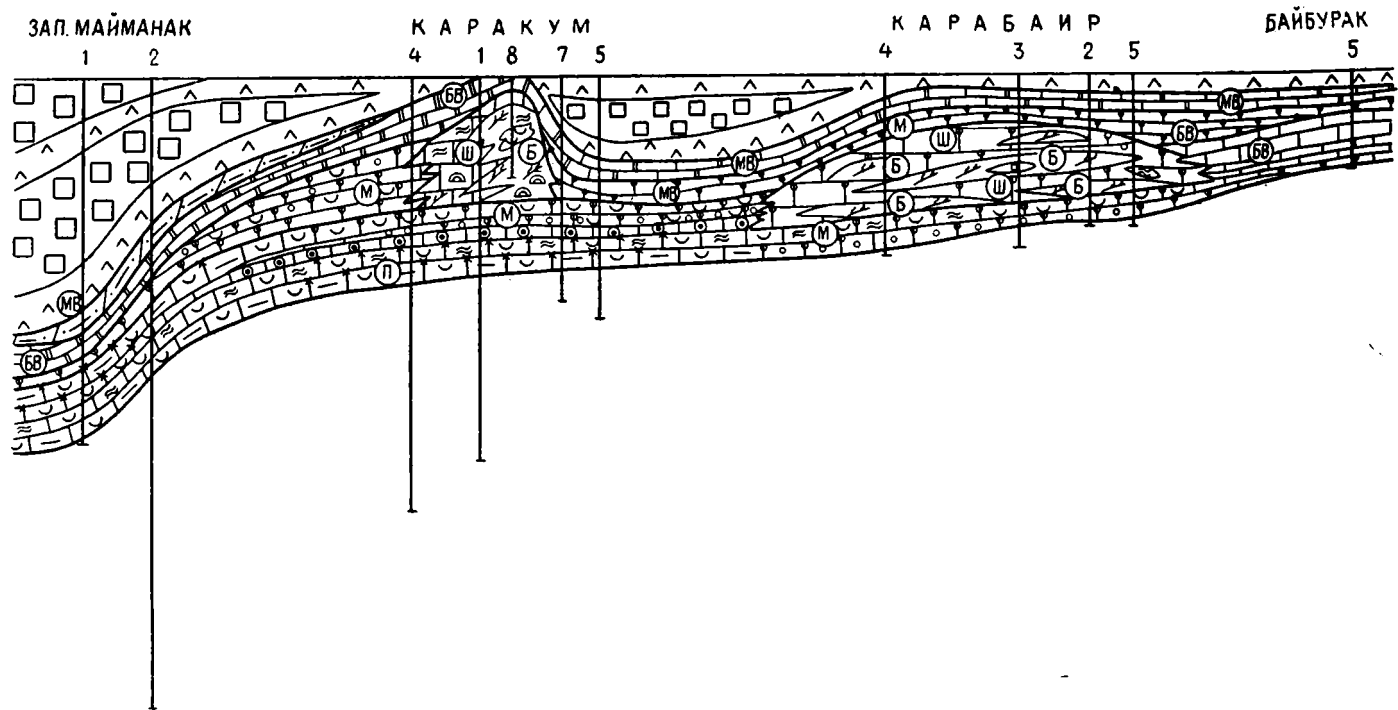
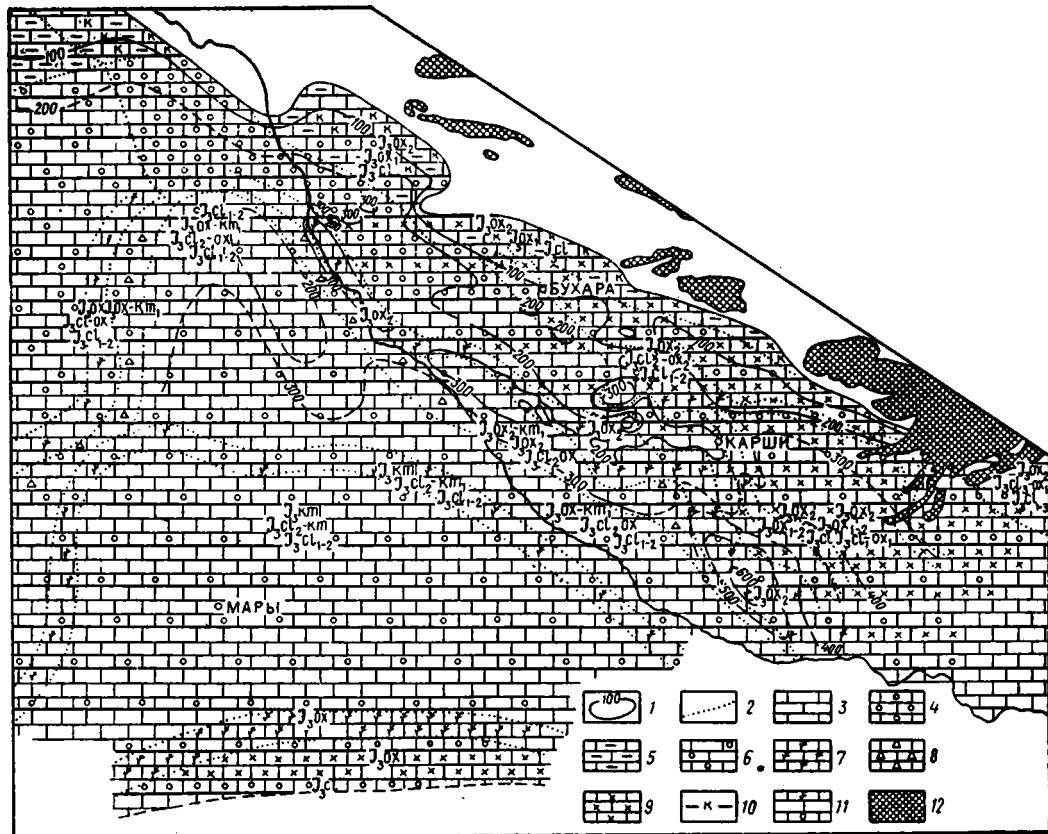


Рис. 2. Литолого-фациальный профиль верхнеюрских карбонатной и сульфатно-галогенной формаций на восточном борту Амударьинской синеклизы (Чарджоуская и Бухарская ступени).  
Условные обозначения те же, что в приложении 2.

Рис. 3. Литолого-фациальная схема верхнеюрской карбонатной формации.

1 — изопакиты; 2 — границы замещения фаций; фации открытого бассейна: 3 — преимущественно глубоководные карбонатные и глинисто-карбонатные; 4 — преимущественно мелководные карбонатные; 5 — терригенно-карбонатные сероцветные; 6 — чередование относительно глубоководных и мелководных; рифовые и предрифовые фации: 7 — рифовые; 8 — шлейфовые; фации огшнурованных бассейнов: 9 — карбонатные; 10 — терригенные и терригенно-карбонатные пестроцветные; 11 — схематизированная колонка, показывающая последовательность фациальных типов отложений в разрезе; 12 — выходы доюрских отложений.



в плане треугольник с вершиной непосредственно к северу от площади Каракум. Ширина района в восточной его части достигает 40—50 км. В структурном отношении район тяготеет к Байсун-Лянгарскому разлому (флексурно-разрывной зоне). Строение карбонатной формации рассматриваемого района характеризуется отсутствием в ее составе рифовых комплексов, преобладанием отложений открытого бассейна в келловейской части разреза и отшнурованных в оксфордской.

Ляйляжан-Каракумский район охватывает выходы верхнеюрских отложений в южной части гор Сусызтау, в бассейне р. Ляйляжансай, откуда предположительно протягивается в район площадей Кунгуртау и Каракум. Протяженность района порядка 200 км, ширина менее 20 км. В пределах района развит рифогенный комплекс в нижнем и в низах верхнего оксфорда (Ляйляжанская рифовая постройка и рифогенные образования площадей Кунгуртау и Каракум). Келловейские отложения представлены здесь образованиями открытого бассейна, верхняя часть оксфордских — образованиями отшнурованных бассейнов.

Мубарекский район выделяется в пределах Мубарекского выступа. Здесь проходит граница Сангардак-Карабаирского и Ляйляжан-Каракумского районов, и стратиграфический интервал рифовых комплексов увеличивается, охватывая верхнюю часть келловейских и низы оксфордских отложений. За пределы Мубарекского выступа район продолжается в северо-западном направлении на Каганский выступ. Для района характерно преобладание мелководных детритовых и песчано-глинистых известняков в нижней части разреза карбонатной формации, биоморфных, детритовых, онколитовых и оолитовых известняков в средней и плотных светло-серых, слоистых известняков в кровле.

Кандым-Ачакский район протягивается от Кандымского выступа к Ачакскому поднятию. В его пределах в составе карбонатной формации преобладают мелководные образования открытого бассейна: слоистые серые детритовые, обломочные, оолитовые известняки с прослоями биоморфных. Разрез карбонатной формации слабо дифференцирован.

Анырчак-Зекринский район охватывает выходы верхнеюрских отложений в северной части хребта Кугитангтау, в Тюбегатанской антиклинали и, возможно, в северо-восточной части Гаурдакской антиклинали и протягивается в запад-северо-западном направлении через Бешкентский прогиб на расстоянии около 300 км при ширине до 40 км. Район включает северо-восточные погружения Сундуклинского выступа и Денгизкульского вала и Каракульский прогиб. Характерно развитие отложений открытого бассейна в келловейском ярусе и нижней части оксфордского, преобладают образования отшнурованных бассейнов в верхней части оксфордских отложений, развиты изолированные рифовые постройки типа «фарос» в низах верхнеоксфордских отложений вдоль юго-западной границы района (площади Зеварды, Памук и др.).



Кугитанг-Денгизкульский район охватывает выходы верхнеюрских отложений в центральной и южной части хр. Кугитангтау, в центральной и юго-западной части Гаурдакской антиклинали и протягивается в запад-северо-западном направлении до района Фараба, достигая протяженности около 300 км при ширине до 20—30 км. Для района характерно развитие мощных рифогенных построек в верхней части карбонатной формации. Преобладают образования открытого бассейна в келловейской и нижнеоксфордской частях разреза.

За пределами перечисленных выше районов верхнеюрская карбонатная формация полностью или частично вскрыта лишь на немногих разведочных площадях. Группировка этих площадей в районы произведена достаточно предположительно на основе скудных данных о строении разреза верхнеюрской карбонатной формации, анализа современной структуры и общих палеогеографических соотношений. К запад-юго-западу от Кугитанг-Денгизкульского района выделяется Самантепинский район. Для него характерно развитие толщи глубокоководных темных глинистых известняков, чередующихся со светло-серыми обломочными и детритовыми известняками. Последние, по-видимому, представляют собой шлейфы рифов Кугитанг-Денгизкульского района. Гагаринский район занимает центральную часть Амударьинской впадины. В его пределах разрез карбонатной формации слабо дифференцирован. В нем преобладают глубокоководные темно-серые глинистые пелитоморфные известняки с прослоями шламовых. Кирпичлинский район в плане примерно соответствует Хивинскому прогибу. В разрезе карбонатной формации развита пачка светло-серых оолитовых слабосцементированных известняков (до 60 м) предположительно в среднекелловейско-нижнеоксфордской части разреза, перекрытой плотными известняками с прослоями аргиллитов. Беурдешикский район примерно соответствует одноименной тектонической ступени. В разрезе карбонатной формации наряду с разнообразными известняками заметную роль начинают играть терригенные породы. Последние преобладают в келловей-оксфордских отложениях Центрально-Каракумского свода и Дарьялык-Дауданского прогиба, прилегающих к Беурдешикскому району с запада и северо-запада. Мургабский район выделен в пределах одноименной впадины. Данных о строении карбонатной формации этого района почти нет. Можно предполагать, что здесь развиты наиболее глубокоководные отложения, и карбонатная формация имеет наибольший стратиграфический объем. Карабильский район выделен в пределах Карабильской ступени и северного склона Бадхызского выступа, частично он захватывает Северо-Карабильский прогиб. Строение карбонатной формации в пределах района бурением практически не освещено, однако установлено ее выклинивание в направлении с севера на юг.

## Соотношение карбонатной формации с покрывающими отложениями

В различных районах на карбонатной формации залегает либо толща почти чистых сульфатных пород (гипсов, ангидритов) с редкими и тонкими прослоями и пластами известняков, либо толща переслаивающихся ангидритов (гипсов) и известняков, либо пачка алевролитов с прослоями мергелей и известняков. Стратиграфические взаимоотношения этих толщ друг с другом и подстилающей карбонатной формацией носят сложный характер (приложение 1).

Пачка глинистых алевролитов с прослоями мергелей и известняков развита в пределах Анырчак-Зекринского района. Она характеризуется высоким содержанием органического вещества и высокой гамма-активностью слагающих ее пород и иногда описывается как гамма-активная пачка, или пачка черных сланцев. Обнажения этой пачки наблюдаются в южной части Тюбегатанской антиклинали и в северо-восточной части Гаурдакской антиклинали, разрезы ее здесь построены аналогично и послойно сопоставляются. Верхнюю часть карбонатной формации и покрывающие отложения здесь слагают:

### Кугитангская свита

J<sub>30x2</sub> 1а. Известняки серые, неравномерно слоистые, пелитоморфные. Видимая мощность 20 м.

*Perisphinctes* spp. в том числе *P. (Arisphinctes) ex gr. plicatilis* (Sow.).

1б. Известняки серые, детритовые, образуют линзовидные раздувы от 0,5 до 2,5 м.

1в. Известняки узловато-слоистые с линзами пеллециподово-аммонитового ракушечника чередуются с черными алевролитами известковистыми

2 м

*Perisphinctes (Perisphinctes, Arisphinctes) spp., Gregoryceras* sp.

1г. Известняки серые, среднеслоистые, в кровле неслоистые, оолитовые с детритом

2—2,5 м

J<sub>30x2</sub>—кп 2а. Аргиллиты черные, тонкослоистые, плитчатые, битуминозные, внешне похожие на горючие сланцы

1,5—2 м

2б. Известняки черные, тонкослоистые, алевролитские, прослоями чередуются с часто переслаивающимися мергелями и глинами (0,05—0,2 м)

0,8 м

*Ataxioceras* sp.

2в. Мергели алевролитистые, переходящие в глинистые алевролиты, буровато-черные, слоистые, прослоями сланцеватые

1,5 м

2г. Известняки черные, песчано-глинистые, залегают четковидным прослоем до 0,3 м. Участками переполнены раковинами аммонитов.

2д. Мергели черные, сланцеватые, алевролитистые

0,4 м

2е. Известняки черные, алевролитистые, тонкослоистые

0,1 м

Из слоев 2г и 2е собраны: *Ochetoceras* sp., *Neaspidoceras* spp., *Lithacoceras*, *Ataxioceras*, *Perisphinctes* spp.

2ж. Алевролиты глинистые, черные, слоистые, сланцеватые, с тонкими прослоями мергелей и известняков, в верхней части переполнены лепешковидными конкрециями черных известняков, иногда сливающимися в четковидные прослои

2,8—3 м

Конкреции содержат многочисленные, обычно раздавленные, раковины аммонитов, иногда заполненные антракосолитом.

*Lithacoceras* spp. indet.

2з. Алевролиты буровато-черные, сланцеватые, с прослоями мергелей и ракушечников из раздавленных раковин аммонитов . . . . . 1,2 м  
*Lithacoceras* spp. indet.

Гаурдакская свита

Ж<sub>3</sub>к<sub>1</sub>—iit, 3а. Известняки темно-серые, неяснослоистые, с щелевидными порами, кавернами и стилолитовыми швами . . . . . 1,2 м

3б. Гипсы белые, сахаровидные, с тонкими и редкими прослоями известняков . . . . . более 50 м

В основании известняков слоя 3а в центральной части юго-восточного крыла Гаурдакской антиклинали к северу от колодцев Бешбулак появляется пласт конгломерато-брекчий из обломков подстилающих пород, мощностью до 0,4 м, и наблюдается срез голов подстилающих слоев. Южнее, в районе колодцев Шурча, слоистые известняки пачки 1 замещаются массивными биоморфными и органогенно-детритовыми известняками, слагающими крупный ископаемый риф. Пачка 2 на северном склоне рифа замещается глыбовой глинисто-известковистой породой черного цвета и к вершине рифа выклинивается. Непосредственно на рифе, в верхней части которого в линзе органогенно-детритовых известняков найдены *Perisphinctes* (*Arisphinctes*) sp., залегают известняки слоя 3а, перекрытые гипсами пачки 3б.

Южнее, в районе поселка Гаурдак, биоморфные рифогенные известняки образуют основание обнаженной части разреза и перекрыты слоистыми телитоморфными известняками, аналогичными породам пачки 21 разреза хр. Кугитангтау. На этих известняках с видимым согласием залегают гипсы пачки 3.

На территории Ляйлякан-Каракумского района на карбонатной формации с видимым согласием залегают толща ангидритов (гипсов) с редкими прослоями известняков, сопоставимая с пачкой 3 разреза Анырчак-Зекринского района. В своде площади Каракум на карбонатной формации несогласно залегают нижнемеловые отложения.

В пределах Байсун-Адамташского района на известняках кугитангской свиты согласно залегают мощная толща переслаивающихся сульфатных пород и известняков. Описание разреза этой толщи, составленное по обнажениям ущелья Аксай к югу от Шуроба, приводится ниже.

Кугитангская свита

Ж<sub>3</sub>ох<sub>2</sub> 1. Известняки серые, с прослоями светлых фарфоровидных и кремовых доломитизированных известняков, устрично-брахиоподовых ракушечников и линзовидными прослоями известняковых конгломератов в нижней части.

Гаурдакская свита

Ж<sub>3</sub>ох<sub>2</sub>—к<sub>1</sub> 2. Гипсы белые сахаровидные, переслаивающиеся с известняками.

а. Гипсы с тонкими прослоями серых пористых известняков . . . . . 10—12 м

б. Известняки черные и темно-серые комковатые, пористые, в нижней части содержат пласт светлых известняков с остатками устриц и других двустворок . . . . . 4—4,5 м

в. Гипсы белые, сахаровидные, с коричневыми прослоями темно-серых пористых известняков (до 0,5 м) . . . . .	8—9 м
г. Известняки среднеслоистые, темно-серые, в отдельных слоях пятнистые, доломитизированные, с прослоями пористых известняков, алевритистых и светлых известняков . . . . .	3—3,5 м
д. Гипсы . . . . .	8 м
е. Известняки среднеслоистые, серые и черные, иногда пятнистые, желтоморфные, пористые . . . . .	2 м
ж. Гипсы белые, сахаровидные, пачками до 5 м чередуются с пластами известняков преимущественно серых и темно-серых, со шелевидными порами, мощностью до 1,5 м . . . . .	25—30 м
з. Известняки серые и черные, толсто- и среднеслоистые, с пластинами тонкоплитчатых, микрозернистые, в отдельных пластах со шелевидными порами, иногда пятнистые, неравномерно доломитизированные, в средней части и в кровле содержат подчиненные прослои гипса . . . . .	15—17 м
и. Гипсы белые, сахаровидные, пластинами (0,5—1,5 м) чередуются с подчиненными пластинами темно-серых, реже черных известняков, обычно пористых, нередко со шелевидными порами, мощностью обычно 0,2—1 м, редко до 2 м . . . . .	40—45 м
к. Известняки серые, в отдельных прослоях кремовые, слоистые, обломочные, с прослоями глинисто-алевритовых тонкоплитчатых известняков и прослоем известнякового конгломерата (до 0,2 м) в кровле нижней трети разреза. В конгломерате в cemento найдены аммониты: <i>Ochetoceras</i> sp. indet., <i>Lithoceras</i> sp., кроме которых присутствуют двустворки, найденные также и в глинисто-алевритовых известняках . . . . .	4—5 м
л. Гипсы белые, сахаровидные, пластинами по 3—5 м чередуются с пластами серых пористых известняков (0,1—1,5 м). В осыпи слоя «л» найден отпечаток <i>Lithoceras</i> sp. . . . .	50—60 м

Толща переслаивающихся гипсов и известняков мощностью 160—180 м в описываемом разрезе по разрыву контактирует с меловыми красноцветами.

В северной части гор Сусызтау толща переслаивания прослеживается до верховий ущелий Аксай и Гардара, южнее она выклинивается. На севере она распространена до сел. Пасмачай (сай Иргайли). На толще переслаивания в полных разрезах залегает пачка гипсов (ангидритов) с тонкими и редкими прослоями известняков, сопоставимая с пачкой 3 разреза северной части Гаурдакской антиклинали.

Помимо приведенных при описании разреза аммонитов из разреза сая Иргайли в низах толщи переслаивания Е. А. Репман (1964) указывает: *Camptonectes* cf. *normalicus* Rer., *Modiolus* cf. *subhannoverana* Pčel., *Plesiocyprina* cf. *gissarensis* Rer.—виды, распространенные и в подстилающих слоях кугитангской свиты; в верхней части толщи переслаивания: *Camptonectes* cf. *duabensis* Rer., *Aequipecten* cf. *caucasicus* Pčel., *Pteria duabensis* Rer., из покрывающей толщи гипсов с тонкими прослоями известняков; *Parallelodon* aff. *lutugini* Boriss., *Chlamys mantochensis* Etall., *Modiolus* aff. *hannoverana* Str.

В пределах Сангардак-Карабаирского района на карбонатной формации непосредственно залегают гипсы с редкими и тонкими прослоями известняков либо между ними развивается пачка известняковых брекчий. Толща переслаивания гипсов и известняков

развита лишь в районе кишлака Зармас и по своему строению близка к аналогичной толще переслаивания, развитой в южной части Южногиссарско-Янгиказганского района. Вопрос о генезисе известняковых брекчий является дискуссионным. Ряд исследователей рассматривает их как продукт эпигенетического выщелачивания сульфатных пород в толще переслаивания. Этому, однако, противоречит то, что в области развития брекчий не установлено ни одного выхода толщи переслаивания. Другие исследователи не отличают эти брекчий от внешне очень сходных с ними делювиальных брекчий, залегающих плащеобразно на склонах, сложенных известняками. Третьи рассматривают их как брекчий размыва. К числу последних относится В. И. Троицкий (1967). По данным этого исследователя, брекчий слагаются обломками подстилающих известняков, сцементированными пелитоморфным карбонатом. Обломки обычно не превышают 10—20 см, но иногда встречаются глыбы до 10 м. Характерно отсутствие обломков других пород и терригенного материала, а также признаков выщелачивания и выветривания обломков. Нижняя граница брекчий неровная, сопровождаемая карманами и уступами, верхняя — выровненная (Троицкий, 1967). Мощность брекчий обычно не более 10—15 м. В разрезах гор Мечетли и в северной части Яккабагских гор на известняках карбонатной формации залегают гипсы белые, сахаровидные, с прослоями и пластами серых пористых известняков, мергелей, мелкозернистых песчаников и пестрых глин. Прослои мергелей и глин чаще наблюдаются в верхней части разреза, известняков — в нижней. Мощность толщи гипсов 130—140 м. Из известняков, по данным Е. А. Репман, С. Х. Чепиковой, Е. П. Прозоровской («Опорные разрезы . . .», 1969), известны: *Zeilleria bucculentens* (S o w.), *Ornitella depressa* S a h n i, *Pinna lanceolata* S o w., *Camptonectes* cf. *duabensis* R e p., *C. normalicus* R e p., *Astarte* cf. *carinata* R e p., *Plesiocyprina gissarensis* R e p.

На южном склоне Гиссара гипсы гаурдакской свиты развиты в разрезах по р. Ширкент и в районе сел. Тахт и Сангмиля. Севернее (р. Каратаг) на известняках кугитангской свиты с видимым согласием залегают толща пестрых алевролитов и глин с прослоями мергелей, песчаников, доломитов, известняков и известняковых брекчий, мощностью около 40 м, она согласно покрывается алевролитами карабильской свиты.

Палеонтологическая характеристика и прослеживание на местности описанных толщ позволяет сделать некоторые выводы об их стратиграфических взаимоотношениях. Так, терригенно-карбонатная пачка Анырчак-Зекринского района и толща переслаивания Байсун-Адамташского района одновозрастны. Возраст нижних слоев этих толщ позднеоксфордский, что следует из их согласно залегания на отложениях зоны *Perisphinctes plicatilis* — нижней зоны верхнего оксфорда. Средняя часть этих толщ содержит представителей родов *Lithacoceras* и *Ataxioceras*, характерных для нижнего кимериджа. Из покрывающей толщи гипсов Е. А. Реп-

ман (1964) указывает титонский комплекс двустворок. Это позволяет сделать вывод о позднеоксфордско-кимериджском возрасте терригенно-карбонатной пачки и толщи переслаивания Байсун-Адамташского района. Позднеоксфордский возраст имеют также низы гаурдакской свиты в горах Мечетли и в северной части Якабагских гор, где они представлены гипсами с прослоями и пластами известняков.

Терригенно-карбонатная толща и пачка переслаивания сульфатных пород распространены в районах, в которых отсутствуют рифогенные комплексы, или же в межрифовых зонах. В районах развития рифовых построек известняки кугитангской свиты непосредственно покрываются толщиной сульфатных пород с тонкими прослоями известняков. Подошва этой толщи, по-видимому, изохронная, так как вдоль нее отсутствуют фациальные замещения, и в Анырчак-Зекринском и Байсун-Адамташском районах она согласно залегает на разновозрастных отложениях. В Кугитанг-Денгизкульском районе в подошве толщи чистых сульфатных пород с тонкими прослоями известняков установлен перерыв, и в вершинах рифовых построек она срезает терригенно-карбонатную пачку. По-видимому, перерыв в основании этой толщи развит и в Ляйлякан-Каракумском районе. Это следует из ее непосредственного залегания на отложениях низов верхнего оксфорда и палеогеографических закономерностей: к Ляйлякан-Каракумскому району должен быть приурочен барьер, отделявший в конце позднего оксфорда и в кимеридже область накопления терригенно-карбонатной пачки от области накопления толщи переслаивания гипсов и известняков. По-видимому, перерыв в основании гаурдакской свиты развит и в Сангардак-Карабаирском районе, на что указывают наличие в нем линз брекчий и выклинивание в его пределах верхнеоксфордских толщ переслаивания сульфатных пород и известняков.

Приуроченность толщ, переходных между кугитангской и гаурдакской свитами, к межрифовым зонам и залегание гаурдакской свиты с перерывом в районах развития рифовых построек, по-видимому, объясняется тем, что последние выражались в рельефе. Это относится как к рифовым постройкам, образующим верхнюю часть карбонатной формации в Кугитанг-Денгизкульском районе, так и к рифовым постройкам, залегающих внутри нее в Ляйлякан-Каракумском и Сангардак-Карабаирском районах. Разрыв верхней части карбонатной формации над рифовыми постройками происходил большей частью в субаквальных условиях, и не обусловлен общим поднятием территории. Рифы благодаря меньшему уплотнению слагающих их пород создавали положительные формы рельефа дна и могли выступать в виде островов.

За пределами рассмотренных районов толщи переслаивания ангидритов и известняков вскрыты на площадях Кандым-Ачакского, Самантепинского, Гагаринского, Кирпичлинского и Беурдешикского районов (рис. 4). Начало накопления толщ переслаивания Кандым-Ачакского района могло быть синхронным началу на-

копления аналогичных толщ Байсун-Адамташского и Южногиссарско-Янгиказганского районов. В то же время толщи переслаивания центральных частей Амударьинской синеклизы (Самантепинского, Кирпичлинского и Гагаринского районов) должны быть моложе. Верхнеоксфордско-кимериджская терригенно-карбонатная пачка Анырчак-Зекринского района, как показывают ее строение и состав ископаемой фауны, накапливалась в застойном мелководном бассейне с соленостью, близкой к нормальной. Связь этого бассейна с открытым могла осуществляться только в запад-юго-западном направлении через Кугитанг-Денгизкульский барьер, так как на севере и востоке в рассматриваемое время существовали осолоненные отшнурованные бассейны. Поэтому терригенно-карбонатной пачке Анырчак-Зекринского района по возрасту должна отвечать верхняя часть карбонатной формации центральных частей Амударьинской синеклизы, а развитая в них толща переслаивания должна иметь более молодой возраст. Стратиграфическое положение толщи переслаивания Беурдешикского района не установлено.

Из изложенного, в частности, следует, что нижняя граница гаурдакской свиты, если ее принимать как подошву первой пачки сульфатных пород в разрезе верхнеюрских отложений, является скользящей в интервале от уровня внутри оксфорда до неопределенного уровня внутри кимериджа. Более или менее синхронной в пределах Кугитанг-Денгизкульского, Анырчак-Зекринского, Байсун-Адамташского и Сангардак-Карабаирского районов является подошва толщи ангидритов (гипсов) с редкими и тонкими прослоями известняков. В Южногиссарско-Янгиказганском районе эта толща не выделяется. Над толщей переслаивания залегает толща ангидритов, развитая в центральных районах Амударьинской синеклизы. По-видимому, она занимает более высокий стратиграфический уровень.

Из приведенного описания можно сделать следующие выводы:

1. На большей части площади своего распространения карбонатная формация верхней юры связана постепенным переходом с терригенно-карбонатной формацией верхнего бата — нижнего келловея. Граница этих формаций не изохронная и проходит на разных уровнях внутри нижнего и среднего келловея. В краевых частях седиментационного бассейна, в Сангардак-Карабаирском и Южногиссарско-Янгиказганском районах карбонатная формация в приподнятых блоках залегает трансгрессивно.

2. Карбонатная формация находится в сложных стратиграфических взаимоотношениях с покрывающими отложениями сульфатно-галогенной формации. В зонах развития рифогенных комплексов и отдельных рифовых построек сульфатно-галогенная формация залегает на карбонатной с перерывом, скрытым или сопровождаемым размывом ранее накопившихся толщ. В межрифовых зонах карбонатная формация согласно покрывается либо толщей переслаивающихся сульфатных и карбонатных пород, либо пачкой терригенно-карбонатных пород.

3. Максимальный возрастной объем карбонатной формации, установленный в юго-западных отрогах Гиссара, охватывает интервал от уровня внутри зон *Macrocephalites macrocephalus* и *Kerplerites calloviense* нижнего келловее до уровня внутри зоны *Perisphinctes plicatilis* верхнего оксфорда. Толща переслаивания Байсун-Адамташского района и синхронная ей терригенно-карбонатная пачка по положению в разрезе и палеонтологической характеристике принадлежат верхам верхнего оксфорда и кимериджу. На основании анализа палеогеографической обстановки следует допустить замещение терригенно-карбонатной пачки Анырчак-Зекринского района карбонатными отложениями в центральных районах Амударьинской синеклизы. Возраст верхних горизонтов карбонатной формации здесь следует считать кимериджским.

4. Карбонатная формация обладает циклическим строением разреза, выраженным повторяющейся сменой глубоководных и мелководных отложений. Циклы разного порядка прослеживаются на различные расстояния и могут при достаточном количестве данных использоваться в целях детальной корреляции разнофациальных отложений.

5. Карбонатная формация в плане обладает зональным строением. Эта зональность отражает закономерную смену фациальных типов отложений в направлении от открытых центральных частей седиментационного бассейна к его периферии. Изменение фациальных обстановок на разных стратиграфических уровнях происходило по-разному и в разных районах. В раннем и среднем келловее оно носило постепенный характер смены отложений открытого моря прибрежными. В конце среднего (?) и в позднем келловее и в оксфорде смена фациальных обстановок происходила скачкообразно и была приурочена к вытянутым параллельно древней береговой линии зонам развития рифогенных комплексов, разделявших отложения открытого и отшнурованных бассейнов. В юго-западных отрогах Гиссара и в прилегающих районах Амударьинской синеклизы выявлены:

а) среднекелловейско(?) -верхнекелловейская зона барьерного рифа, приуроченная к Сангардак-Карабаирскому району; б) оксфордская зона барьерного рифа Ляйлякан-Каракумского района; в) среднекелловейско(?) -оксфордская зона барьерного рифа Мубарекского района; г) верхнеоксфордская зона барьерного рифа Кугитанг-Денгизкульского района; д) область развития верхнеоксфордских изолированных рифовых построек типа «фарос» в Анырчак-Зекринском районе.

6. Установлена миграция рифовых построек во времени и на площади — более молодые рифовые постройки смещаются от периферии к центральным частям седиментационного бассейна. Простирания древних барьерных рифов в общем соответствуют простираниям древних структурных элементов: Бухаро-Илякского, Байсун-Лянгарского и Амударьинского глубинных разломов. Однако непосредственной связи барьерных рифов с этими элементами не наблюдается.



7. В зонах барьерных рифов и над изолированными рифовыми постройками разного возраста карбонатная формация покрывается сульфатно-галогенной с перерывом или с разрывом. В межрифовых зонах между карбонатной и сульфатно-галогенной формациями развиты переходные толщи переслаивающихся сульфатных и карбонатных пород или терригенно-карбонатная пачка. Эти переходные толщи обладают специфической геолого-геофизической характеристикой, четко выделяются в разрезах и легко картируются (рис. 4).

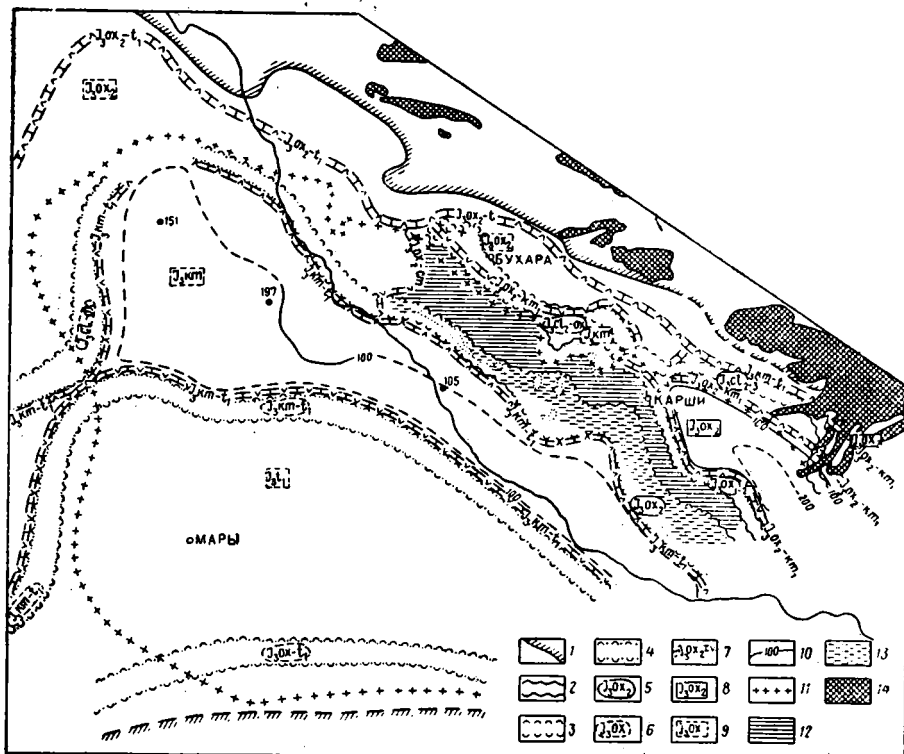


Рис. 4. Схема распространения зон погребенных барьерных рифов и разновозрастных толщ переслаивающихся сульфатных и карбонатных пород.

1 — контур распространения верхнеюрских отложений; границы рифовых зон: 2 — установленные; 3 — предполагаемые; 4 — прогнозируемые; возраст рифовых комплексов: 5 — установленный; 6 — предполагаемый; 7 — контур распространения толщ переслаивающихся сульфатных и карбонатных пород, индексом показан возраст толщи в целом; время начала накопления сульфатных пород: 8 — установленное; 9 — предполагаемое; 10 — изопахиты толщ переслаивающихся известняков и ангидритов в пределах контуров распространения разновозрастных толщ; 11 — контур распространения солей; распространение терригенно-карбонатной пачки верхнего оксфорда — кимериджа: 12 — сплошное; 13 — прерывистое; 14 — выходы доюрских пород.

Выявленные закономерности могут быть использованы при прогнозировании распространения зон развития древних барьерных рифов в Амударьинской синеклизе и в разработке методики геологопоисковых работ на ловушки рифового и нерифового типов.

## ГЛАВА II

### СТРОЕНИЕ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПРОСТРАНСТВЕННОГО РАЗМЕЩЕНИЯ РИФОВЫХ КОМПЛЕКСОВ

Проведенные литолого-стратиграфические исследования в сочетании с генетическим анализом карбонатных осадков привели авторов к заключению о широком участии процессов рифообразования в накоплении верхнеюрской карбонатной формации центральных районов Средней Азии. Наряду с отложениями открытого и отшнурованного бассейнов выделяется группа рифовых образований, охватывающая отложения целого ряда разновозрастных рифовых комплексов, участвующих в строении карбонатной толщи. Детальное их изучение проводилось в горных районах Юго-Западного Гиссара. Под рифовым комплексом авторы понимают сложную органогенную постройку, состоящую из нескольких более или менее разновозрастных биогермов и биогермных массивов, а также заключенных между ними пластов и линз вмещающих слоистых отложений. Последние содержат продукты разрушения биогермов, свидетельствующие о выводе органогенной постройки в зону волнового воздействия. В соответствии с принятым определением рифовая группа включает три генетических типа отложений: биогермные, шлейфовые и лагунные, характеризующиеся определенными литолого-палеоэкологическими особенностями. Наличие первых двух генетических типов (биогермных и шлейфовых отложений) обязательно для выделения рифовых комплексов в ископаемом состоянии. Лагунный тип является сопутствующим.

Биогермные отложения (I тип) образуют биогермы и биогермные массивы. Под биогермом понимается геологическое тело (простая органогенная постройка) массивного строения, сложенное биоморфными известняками, состоящими из остатков организмов-рифостроителей, захороненных в положении роста и образующих органогенный каркас. В отличие от биогермов, имеющих в целом однородное строение, биогермные массивы представляют собой сложные и обычно более крупные тела, содержащие среди биогермных известняков подчиненные им линзы и включения сопутствующих пород. Под рифовым массивом понимается крупный биогермный массив совместно с окружающими его обломочными (шлейфовыми) накоплениями, образованными за счет разрушения этого биогермного массива.

В составе верхнеюрских рифовых комплексов Юго-Западного Гиссара присутствуют биогермы и биогермные массивы высотой от первых метров до 100—150 м. Обычно они имеют в разрезе

холмообразную или выпукло-линзовидную форму, хотя среди них встречаются и весьма уплощенные образования (в верхнем келловее хр. Чакчар). Очевидно, форма биогермных массивов в ископаемом состоянии преимущественно зависела от скорости погружения морского дна в соответствующем участке седиментационного бассейна. Петрографический состав биогермных пород довольно разнообразен. Чаще это светло-серые и розовато-серые массивные известняки, содержащие до 50—80% скелетных остатков кораллов и водорослей. В промежутках между колониями нередко содержится органогенно-обломочный, мелкокомковатый и даже целитоморфный известковый материал. Остатки кораллов в связи с перекристаллизацией первично арагонитового скелета обычно представлены в шлифах мелко- и крупнокристаллическим кальцитовым агрегатом. Иногда биогермные известняки нацело перекристаллизованы, и лишь на выветрелой поверхности можно различить контуры слагающих организмов. В отдельных массивах известняки сильно доломитизированы, реже нацело замещены доломитом. Основными строителями верхнеюрских рифов на изученной территории являются колониальные кораллы, багряные и, вероятно, синезеленые водоросли. Среди колониальных кораллов наиболее распространены кустистые колонии рода *Calamophyllia* и *Cladophyllia*, древовидные *Thecosmilia*, а также массивные и корковидные колонии *Thamnasteria*, *Actinastrea*, *Microsolena* и др. Багряные водоросли представлены массивными, корковидными, желваковидными и столбчатыми образованиями рода *Solenopora*. Синезеленые водоросли иногда обволакивают и цементируют крупные колонии кораллов. По некоторым наблюдениям можно заключить, что синезеленые водоросли играли важную роль в образовании многих биогермных массивов, но следы их нередко бывают уничтожены перекристаллизацией и доломитизацией. Помимо перечисленных форм, к числу рифостроителей можно отнести одиночных кораллов и рудистов, образующих изредка самостоятельные скопления, но чаще встречающихся совместно с основными группами. Из рифолюбивых форм широко развиты устрицы, известковые губки, иглокожие, брахиоподы, гастроподы. Для биогермных известняков характерно наличие сложных образований, получившихся в результате взаимного обрастания и нарастания организмов разных групп. Биогермные известняки и доломиты отличаются наиболее высокой пористостью среди всех других типов отложений. Изредка в них наблюдаются крупные полости с инкрустациями.

Шлейфовые отложения (II тип) в наиболее типичном выражении представлены грубослоистыми органогенно-обломочными и детритовыми известняками песчаной и гравийной размерности, напоминающими отложения мелководного типа группы открытого бассейна, с которыми они нередко связаны постепенными переходами. Отличием является повышенное количество обломков организмов-рифостроителей и пространственная связь с биогермными массивами, служившими источником обломочного материала. Шлейфовые отложения имеют, как правило, известняковый, реже

доломитовый состав, связанный с составом близлежащих биогермов. Наряду с мелкими обломками известняков неясного происхождения среди них постоянно присутствует мелкий детрит багряных водорослей, иглокожих, колониальных кораллов, известковых губок, устриц, брахиопод и других организмов. Изредка встречаются крупные обломки кораллов и соленопор, в единичных случаях — крупные глыбы коралловых известняков. Брекчии кораллово-водорослевого происхождения встречаются очень редко. Зачастую среди шлейфовых отложений появляются оолитовые и зачаточн-оолитовые известняки, указывающие на замедленное осадконакопление в условиях неоднократного переыва. В отдельных случаях (в келловее) среди них присутствуют песчанистые оолитово-обломочные известняки с мелкой косо́й слоистостью.

Лагунные отложения (III тип) выделены только в составе верхнеоксфордского рифового комплекса в Юго-Западном Гиссаре (хр. Кугитанг), где они широко развиты. Они слагают большие участки между биогермными массивами и представлены толсто- и тонкоплитчатыми мелкокристаллическими доломитами и доломитизированными известняками желтовато-серого цвета. Иногда доломиты включают мелкие кремнистые конкреции диагенетического происхождения. Лагунные отложения почти не содержат остатков ископаемых организмов за исключением детрита. Лишь изредка в них встречаются обломки скелетов иглокожих и комочки синезеленых водорослей.

Рассмотренные генетические типы отложений имеют характерные признаки, позволяющие выделять их в самостоятельную группу рифовых отложений. Ведущим признаком является широкое участие в процессе карбонатоосаждения организмов-рифостроителей. Поэтому основным условием выделения рифовых комплексов служит наличие биогермных пород. Не менее важным признаком является присутствие связанных с ними шлейфовых образований, указывающих на то, что биогермы в период своего формирования подвергались волновому воздействию, и, следовательно, в палеогеографическом смысле представляли собой рифы. Отнесение лагунных отложений к рифовой группе диктуется тесной пространственной связью их с биогермными массивами и некоторыми литологическими особенностями (высокой степенью доломитизации пород). Осаждение лагунных фаций, вероятно, происходило в пределах зоны рифообразования в понижениях между отдельными рифовыми выступами по типу накопления осадков в мелководных межрифовых лагунах в пределах широкой полосы современного Большого Барьерного рифа Австралии или других шельфовых рифов.

В результате широких площадных исследований, проведенных в Юго-Западном Гиссаре среди отложений верхнеюрской карбонатной формации, были установлены три разновозрастные зоны развития рифов (средне-верхнекелловейская, ниже-верхнеоксфордская, верхнеоксфордская). Присутствие крупных верхнеюрских рифовых массивов на ряде разведочных площадей соседней Бухаро-Хивинской нефтегазоносной области было отмечено ранее (Семе-

нович и др., 1968 и др.). В настоящее время можно говорить об определенном сходстве в строении и пространственном размещении верхнеюрских рифовых комплексов равнинных и горных районов центральных областей Средней Азии. Анализ имеющихся геологических и промыслово-геофизических материалов позволяет наметить единые зоны позднеюрского рифообразования, распространяющиеся на сотни километров. Каждая зона, протягиваясь полосой на значительном удалении от береговой линии морского бассейна и в целом повторяя ее конфигурацию, разделяла области накопления осадков открытого и отшнурованного бассейнов, что позволяет относить их к образованиям типа современных барьерных рифов. Авторами выделяются Карасан-Карабаирская (средне(?)-верхнекелловейская), Ляйлякан-Каракумская (нижне-верхнеоксфордская) и Кугитанг-Денгизкульская (верхнеоксфордская) рифовые зоны.

### **Карасан-Карабаирская (средне ?-верхнекелловейская) рифовая зона**

Карасан-Карабаирская рифовая зона прослежена в обнажениях горных районов Юго-Западного Гиссара и на ряде разведочных площадей северной части Бухарской ступени. В горных районах комплекс рифовых отложений протягивается на расстоянии около 90 км в виде неширокой полосы (10—15 км), пересекающей почти меридионально территорию Юго-Западного Гиссара и в северной части круто изгибающейся к западу (рис. 4). Участки пересечения этой полосы с выходами карбонатной формации в антиклинальных структурах (или одноименных горных хребтах), где проводилось ее изучение, получили самостоятельные названия — Аулатский (хр. Байсунтау), Карасанский (хр. Чакчар) и Ташкурганский (хр. Яккабаг) рифовые комплексы. Более детально авторами изучен Карасанский комплекс (рис. 5).

Карасанский рифовый комплекс выделен в составе средне(?)-верхнекелловейских отложений хр. Чакчар и прослежен на расстоянии около 25 км с юго-запада на северо-восток. Мощность рифовых отложений не превышает 70 м. Характерной его особенностью является преобладающее развитие обломочных (шлейфовых) известковистых накоплений при резко подчиненном количестве собственно биогермных образований.

В составе рифового комплекса выделяется крупный Карасанский биогермный массив, имеющий уплощенно-линзовидную форму с отдельными выступами высотой до 25 м. Биогермный массив вытянут в плане, длина его достигает 5 км, ширина составляет от 500 м до 1,5 км. Он имеет довольно крутой южный склон с реконструированными углами наклона от  $18^{\circ}$  у подошвы массива до  $30^{\circ}$  у его вершины. Северный и северо-восточный склоны довольно пологие (углы не превышают  $12^{\circ}$ ). Контакт биогермных известняков с вмещающими органогенно-обломочными породами резкий («вклин»), свидетельствующий о почти одновременном формиро-

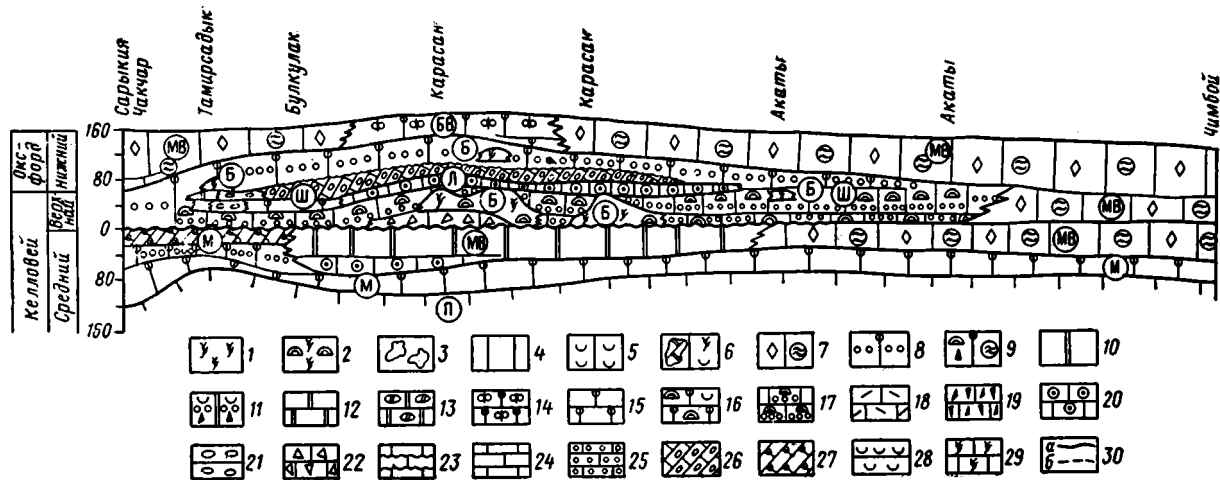
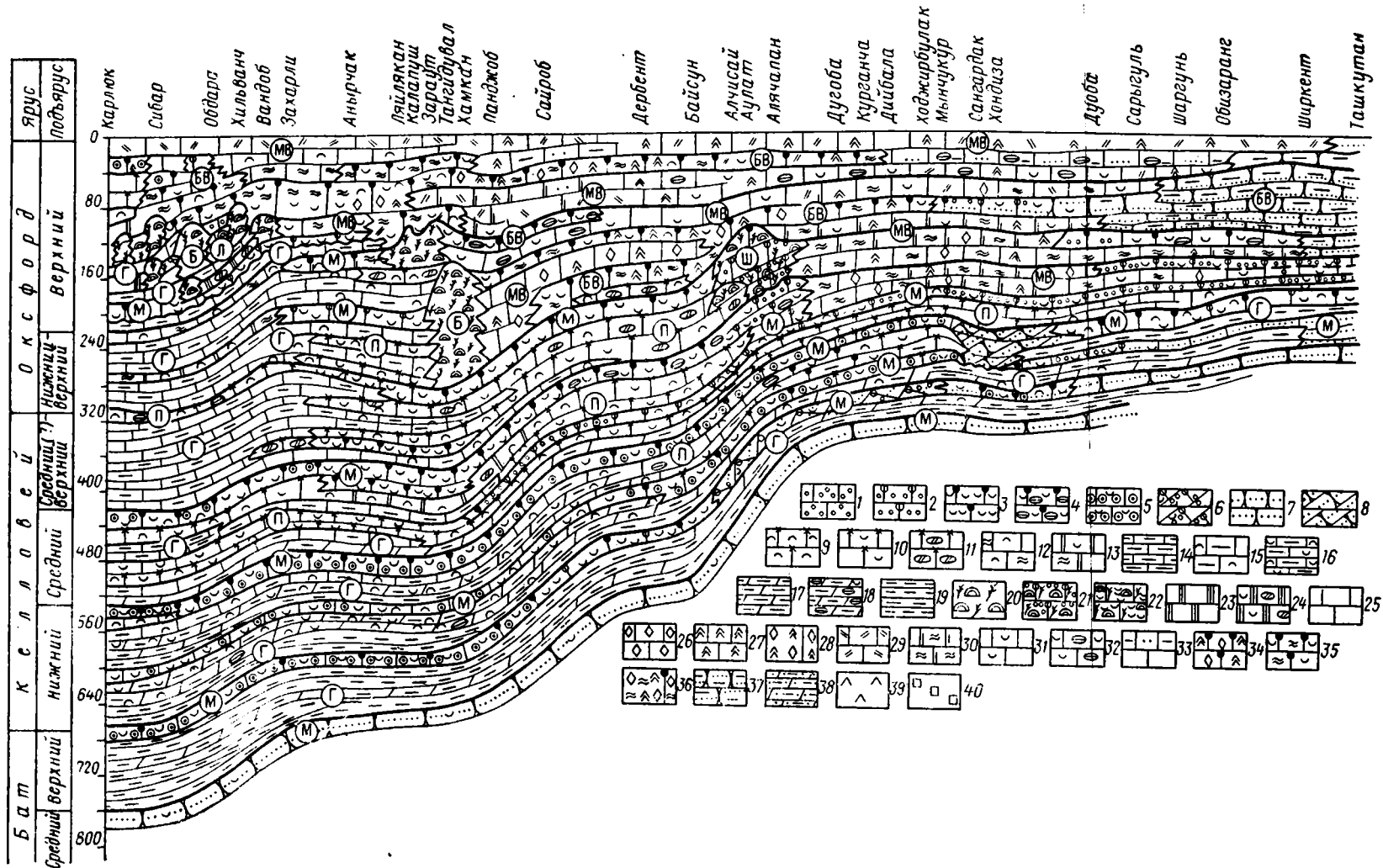


Рис. 5. Литолого-фациальный профиль Карасанского рифового комплекса.

Известняки массивные: 1 — коралловые, 2 — кораллово-водорослевые; 3 — рухляки; известняки толсто-среднеплитчатые: 4 — пелитоморфные; 5 — органогенно-детритовые, 6 — органогенно-детритовые с глыбами биогермы, известняков и доломитов; 7 — пелитоморфные водорослевые с глазковой текстурой; 8 — оолитово-обломочные; 9 — комковатые водорослевые; доломиты толсто-среднеплитчатые: 10 — мелко-крупнокристаллические; 11 — обломочные; 12 — мелко-среднекристаллические; 13 — конкреционные; известняки среднеплитчатые: 14 — комковатые с фораминиферами; 15 — оолитовые; 16 — оолитовые с детритом, фораминиферами и багряными водорослями; 18 — пелитоморфные со шелевидными порами по гипсу; 19 — органогенно-детритовые (детрит иглокожих); 20 — онколитовые; 21 — гравелиты; 22 — известняковые брекчии; 23 — известняки пелитоморфные тонковолокнистые слабоглинистые; известняки тонкоплитчатые: 24 — обломочные; 25 — органогенно-детритовые; 26 — обломочные косослоистые; 27 — оолитовые косослоистые; 28 — с крупным детритом; 29 — массивные коралловые известняки; 30 — границы фациальных типов отложений; а — достоверные; б — предполагаемые; фации открытого бассейна: П — промежуточных глубин; М — мелководные; Г — глубинные; фации рифовых комплексов: Б — биогермные; Ш — шлейфовые; Л — лагунные; фации отшнурованного бассейна: ВВ — бурных вод; МВ — малоподвижных вод.



Литолого-фациальный профиль верхнеюрской карбонатной формации Юго-Западного Гиссара по линии Карлюк — Дербент — Ташкунтан. Комплекс отложений открытого бассейна: мелководный тип (М): известняки толстоплитчатые: 1 — обломочные (калькарентиты); 2 — обломочно-оолитовые; 3 — мелкокомковатые, крупнодетритовые; 4 — мелкокомковатые, ракушечно-детритовые; 5 — детритово-оолитовые; 6 — косослойные, оолитово-обломочные, песчанистые детритом; 7 — песчаники толстоплитчатые; 8 — то же, косослойчатые; переходный тип (П): известняки толстоплитчатые: 9 — шламово-сугликовые; 10 — то же, крупным детритом; 11 — то же, с кремнистыми конкрециями; 12 — пелитоморфные, с мелким детритом и водорослями; 13 — доломиты и доломитизированные известняки с детритом и водорослями; глубоководный тип (Г): 14 — известняки мелкоплитчатые и тонколистчатые, пелитоморфные, глинистые; 15 — известняки оолитоплитчатые, пелитоморфные, слабоглинистые; 16 — известняки мелкоплитчатые, пелитоморфные, слабоглинистые; 17 — мергели тонкоплитчатые; 18 — то же, детритом и ракушей; 19 — глины тонкоплитчатые, известковистые; рифовый комплекс: биогермный тип (Б): 20 — известняки и доломиты массивные водорослево-коралловые; шлейфовый тип (Ш): известняки толстоплитчатые; 21 — ооли-

тово-обломочные, с колоннальными кораллами и багряными водорослями; 22 — органогенно-детритовые, с колоннальными кораллами и багряными водорослями; лагунный тип (Л): 23 — доломиты и доломитизированные известняки толстоплитчатые; 24 — то же с детритом и кремнистыми конкрециями. Комплекс отложений отшнурованного бассейна; тип малоподвижных вод (МВ): 25 — известняки толстоплитчатые, пелитоморфные; 26 — то же, с глазковой текстурой; 27 — известняки толстоплитчатые, пелитоморфные, пористые; 28 — известняки массивные, пелитоморфные, глазковые и пористые; известняки толстоплитчатые, пелитоморфные: 29 — пористые (со щелевидными порами); 30 — доломитизированные, с синезелеными водорослями; 31 — с редким крупным детритом; 32 — с линзами брахноподово-детритовых ракушечников; 33 — с прослоями микрослонистых алевритистоглинистых известняков; тип бурных вод (БВ): 34 — известняки толстоплитчатые, мелкокомковатые; 35 — известняки массивные, мелкокомковатые, глазковые, с синезелеными водорослями; комплекс прибрежных отложений: 37 — песчаники и алевриты разнозернистые; комплекс отложений отшнурованных бассейнов, покрывающих карбонатную формацию: 38 — битуминозные мергели, алевриты и известняки терригенно-карбонатной пачки; 39 — ангидриты; 40 — соль

Хроностратиграфическая шкала			Характерные комплексы ископаемых (по разрезам Кугитанг-Денгизкульского, Анырчак-Зекринского, Ляйлякан-Каракумского и Байсун-Адамташского районов)	К о р р е л							
Отдел	Ярус	Подярус		Беурдешикский	Кирпичлинский	Гагаринский	Самантепинский				
Средний	Батский	Верхний	Граничные хронозоны	Глины и алевролиты красные, вверху с							
			Титанский	Верхний	Шараллинская свита - известняки детритовые, оолитовые, с прослоями песчаников, доломитов, ангидритов до 80 м			Покровный			
		Средний	Титанский	Gravesis	Parallelodon aff. lutugini Boriss., Chlamys mantochensis Etall., Modiolus aff. hannoverana Strickl. (Penman, 1964)		Ангидриты с прослоями известняков, песчаников и линзами галита до 200 м	Верхняя соль - галит до 350 м Средний ангидрит до 50 м Нижняя соль - галит до 100 м	Ангидриты, известняки с прослоями аргиллитов, редко алевролитов до 110 м	Ангидриты, известняки с прослоями соли в нижней части до 200 м	Ангидриты, известняки до 90 м
					Киммериджский	Верхний	Virgatoceras Tallax	Ochetoceras sp., Ataxioceras (Ataxioceras, Parataxoceras) spp., Lithoceras spp	Вверху известняки плотные, темно-серые, пелитоморфные, глинистые, с детритом, с прослоями песчаников полимиктовых до 120 м	Вверху известняки темно-серые, пелитоморфные, глинистые, с прослоями аргиллитов до 110 м	Известняки темно-серые, пелитоморфные, плотные, с прослоями шламовых и детритовых известняков до 300 м
		Нижний	Окфордский	Верхний	Epipeltoceras bimammatum	Gregoryoceras sp., Perisphinctes spp., Arisphinctes spp., Euaspidoceras perarmatum Sow., Ochetoceras spp	? Известняки рифовые	Известняки серые, толстослоистые, пелитоморфные, глазковые и с шелевидными порами, с алевроитовой примесью до 100 м	Известняки темно-серые, тонкослоистые, ритмично чередуются с подчиненными пачками известняков серых, толстослоистых, пелитоморфных, мелкопористых, шламово-суггуктово-оолитовых и обломочных	Известняки рифовые, биоморфные, детритовые, обломочные до 200 м	Известняки серые, массивные и толстослоистые, пелитоморфные, пелитовые, глазковые, пористые, вверху с прослоями и линзами брахиоподовых и устричных ракушек до 100 м
					Cardioceras cordatum	Cardioceras spp., Perisphinctes spp					
		Нижний	Окфордский	Верхний	Questaedoceras lamberti	Peltoceras spp., Labiodothyris kuzlykynensis E. Prossor, Gusarella moisseevi Pajar	Внизу известняки серые, светлосерые, оолитовые, слабоцементированные до 60 м	Известняки толстослоистые, шламово-суггуктово-оолитовые, с прослоями анколитовых, внизу чередуются с тонкослоистыми пелитоморфными глинистыми до 170 м	Известняки толстослоистые, шламово-суггуктово-оолитовые до 25 м	Известняки оолитово-анколитовые до 25 м	Известняки толстослоистые, с линзами массивных до 60 м
					Peltoceras athleta						
		Средний	Келлвеевский	Верхний	Erymnoceras sbranatum	Erymnoceras spp., Zeillera balkarensis Moiss. и др	Известняки темно-серые, пелитоморфные, глинистые, чередуются с известняками оолитовыми, детритовыми и прослоями аргиллитов до 60 м	Известняки детритово-анколитовые, с прослоями глинистых до 25 м	Известняки пелитоморфные до 30 м	Известняки пелитоморфные с пачками оолитовых до 60 м	Известняки толстослоистые, с линзами песчаников до 60 м
					Kosmoceras jason	Kosmoceras sp., Perisphinctidae, Sertaliphoria guldaensis Moiss					
		Нижний	Келлвеевский	Средний	Kepplerites calloviense	Kepplerites calloviense (Sow.), Kallirhynchia versabilis (Kitch.), Macrocephalites spp., Kallirhynchia versabilis (Kitch.), Burmyrhynchia rotunda Buckm.	Глины и мергели с прослоями алевролитов до 30 м	Известняки известковистые до 15 м	Известняки известковистые до 15 м	Известняки известковистые до 15 м	Известняки известковистые до 15 м
					Macrocephalites macrocephalus						
Верхний	Батский	Верхний	Clydonoceras discus	Clydonoceras spp.	Известняки до 15 м	Известняки известковистые до 15 м	Известняки известковистые до 15 м	Известняки известковистые до 15 м	Известняки известковистые до 15 м		
			Oxycerites aspidoides auct., Gracilisphinctes spp								
Средний	Батский	Средний	Tulites subcontractus	Bullatimorphites, Treptoceras, Tulites, Gracilisphinctes, Procerites, Choffatia, Siemiradzka, Oxycerites spp	Глины, алевролиты, песчаники с прослоями известняков до 110 м	Глины известковистые, с прослоями мергелей, анколитовых известняков и алевролитов до 100 м	Глины известковистые, с прослоями мергелей, анколитовых известняков и алевролитов до 100 м	Глины известковистые, с прослоями мергелей, анколитовых известняков и алевролитов до 100 м	Глины известковистые, с прослоями мергелей, анколитовых известняков и алевролитов до 100 м		
			Песчаники, алевролиты, глины	Песчаники, алевролиты, глины	Песчаники, алевролиты, глины	Песчаники, алевролиты, глины	Песчаники, алевролиты, глины	Песчаники, алевролиты, глины	Песчаники, алевролиты, глины	Песчаники, алевролиты, глины	

1) В большинстве стратиграфических схем Юго-Западного Гиссара слои с Euaspidoceras perarmatum (Sow.) отнесены к нижнему оксфорду. Это противоречит современному стандарту, в котором E. perarmatum указывается среди форм зоны A. plicatilis.

2) Над рифовыми постройками северо-западной части района нижнемеловые отложения залегают на разных частях гаурдакской свиты и на кугитангской свите

К о р р е л							
Кугитанг-Денгизкульский	Анырчак-Зекринский	Ляйлякан-Каракумский 2)	Байсун-Адамташский	Сангардак-Карабаирский	Мубарекский	Кандым-Ачакский	Южногиссарско-Янгиказганский
Линзами песчаников и гравелитов до 150-200 м			Ангидрит - алевролиты красные, с прослоями ангидритов, известняков и доломитов 0-50 м		Ангидриты (гипсы) с прослоями известняков и пестрых глин до 50 м		Конгломераты (шеркентская свита, низ) Алевролиты глинистые, красные до 30 м
Верхняя соль - галит с прослоями ангидритов до 300 м			Верхняя соль - галит с прослоями ангидритов до 300 м		Ангидриты, гипсы до 70 м		Ангидриты, известняки, пестрые глины и песчаники до 100 м
Средний ангидрит до 50 м			Средний ангидрит до 50 м		Ангидриты до 50 м		
Нижняя соль - галит с прослоями ангидритов до 200 м			Нижняя соль - галит с прослоями ангидритов до 200 м		Ангидриты до 25 м		Ангидриты, известняки, пестрые мергели, алевролиты до 50 м
Нижний ангидрит - ангидриты (гипсы) с танками прослоями известняков до 100 м			Нижний ангидрит - ангидриты (гипсы) с танками прослоями известняков до 100 м		Ангидриты до 70 м		
Известняки рифовые, биоморфные, детритовые, обломочные до 200 м			Известняки серые, толстослоистые, пелитоморфные, глазковые и с шелевидными порами, с алевроитовой примесью до 100 м		Известняки серые, массивные и толстослоистые, пелитоморфные, пелитовые, глазковые, пористые, вверху с прослоями и линзами брахиоподовых и устричных ракушек до 100 м		Известняки пелитоморфные и ракушечники до 100 м
Известняки темно-серые, тонкослоистые, ритмично чередуются с подчиненными пачками известняков серых, толстослоистых, пелитоморфных, мелкопористых, шламово-суггуктово-оолитовых и обломочных			Известняки рифовые, биоморфные, детритовые, обломочные до 200 м		Известняки толстослоистые, шламово-суггуктово-оолитовые, с прослоями анколитовых, внизу чередуются с тонкослоистыми пелитоморфными глинистыми до 170 м		Известняки светлосерые, обломочные, детритовые, оолитовые до 130 м
Известняки темно-серые, пелитоморфные, глинистые, чередуются с известняками оолитовыми, детритовыми и прослоями аргиллитов до 60 м			Известняки толстослоистые, шламово-суггуктово-оолитовые, с прослоями анколитовых, внизу чередуются с тонкослоистыми пелитоморфными глинистыми до 170 м		Известняки толстослоистые, шламово-суггуктово-оолитовые, с прослоями анколитовых, внизу чередуются с тонкослоистыми пелитоморфными глинистыми до 170 м		Известняки светлосерые, водорослевые, анколитовые, доломиты до 100 м
Глины и мергели с прослоями алевролитов до 30 м			Глины известковистые до 15 м		Глины известковистые до 15 м		Известняки светлосерые, водорослевые, анколитовые, доломиты до 100 м
Известняки до 15 м			Известняки до 15 м		Известняки до 15 м		Известняки светлосерые, водорослевые, анколитовые, доломиты до 100 м
Глины, алевролиты, песчаники с прослоями известняков до 110 м			Глины известковистые, с прослоями мергелей, анколитовых известняков и алевролитов до 100 м		Глины известковистые, с прослоями мергелей, анколитовых известняков и алевролитов до 100 м		Известняки светлосерые, водорослевые, анколитовые, доломиты до 100 м
Песчаники, алевролиты, глины			Песчаники, алевролиты, глины		Песчаники, алевролиты, глины		Известняки светлосерые, водорослевые, анколитовые, доломиты до 100 м
Песчаники, алевролиты, глины			Песчаники, алевролиты, глины		Песчаники, алевролиты, глины		Известняки светлосерые, водорослевые, анколитовые, доломиты до 100 м
Песчаники, алевролиты, глины			Песчаники, алевролиты, глины		Песчаники, алевролиты, глины		Известняки светлосерые, водорослевые, анколитовые, доломиты до 100 м



вании биогермных и шлейфовых отложений. В строении массива участвуют два типа образований, находящиеся в сложных взаимоотношениях: а) биогермные водорослевые и коралловые известняки, слагающие биогермы выпукло-линзовидной формы; б) органогенно-обломочные породы, выполняющие промежутки между биогермами, в которых иногда бывает проявлена неясная седиментационная слоистость. Биогермы сложены массивными светлыми пористыми (11—13%) известняками, содержащими от 50 до 80% скелетных остатков организмов-рифостроителей, которые образуют два комплекса, сменяющие один другой вверх по разрезу. В нижнем (соленопоровом) комплексе преобладают багряные водоросли (соленопоры) в виде полусферических, массивных, реже желваковидных образований. Наряду с ними встречаются массивные колонии кораллов рода *Stylina*. В приконтактной части массива присутствуют колониальные кораллы *Adelocoenia*, *Cladophyllia* и *Thamnasteria*, реже одиночные кораллы. Из сопутствующих форм широко развиты синезеленые водоросли, устрицы, известковые губки, пеллециподы (*Chlamys*) и брахиоподы. Верхний (коралловый) комплекс представлен главным образом крупными кустистыми колониями кораллов рода *Calamophyllia* высотой до 1 м и древовидными колониями *Cryptocoenia*, значительно реже встречаются соленопоры, кораллы *Stylina* и *Cladophyllia*.

Шлейфовые образования Карасанского рифового комплекса представлены грубослоистыми органогенно-обломочными известняками разного состава, которые характеризуются резкими фациальными изменениями. По положению в разрезе выделяются отложения подстилающие, вмещающие и перекрывающие Карасанский биогермный массив. Подстилающие отложения в центральной части рифового комплекса представлены кораллово-соленопоровыми брекчиями и гравелитами, быстро сменяющимися по простиранию мелкообломочными известняками. Брекчии состоят из крупных (до 30 см) угловатых обломков биогермных известняков, обломков колоний кораллов, соленопор и известковых губок. Обломки цементируются оолитовыми известняками. Отложения, вмещающие биогермный массив, сложены органогенно-обломочными и оолитовыми известняками, содержащими остатки известковых губок, обломки и целые колонии кораллов *Cladophyllia*, большое количество целых форм и обломков багряных водорослей, а также мелкокристаллическими доломитами с линзами (0,65×0,3 м) грубозернистых органогенно-обломочных известняков и гравелитов. Биогермный массив перекрывают онколитовые и оолитово-обломочные известняки с мелкими биогермами высотой до 5 м каждый. Эти отложения содержат крупную (20×2000 м) линзу косослойчатых грубозернистых песчаных оолитово-обломочных известняков. В косослойчатых известняках наблюдается чередование почти горизонтальных или неясноволнистослоистых пачек мощностью 0,5—1 м с пачками, в которых серии слоев наклонены под углом 10—20—30° (выполаживание к кровле пачки). Мощность отдельных серий составляет 0,1—0,2 м. В них наблюдается

чередование слоев мелкозернистого и более грубозернистого обломочного известнякового материала с заметной примесью терригенных частиц (главным образом кварцевых зерен). Описанная форма слоистости похожа на косую слоистость эолового типа в современных карбонатных отложениях на побережье Бермудских островов, а также на косую слоистость аналогичного типа в мячковском горизонте среднего карбона Московской синеклизы, характеристика которой приведена И. В. Хворовой (1953). На этом основании можно предположить, что формирование косослойчатых известняков Карасанского рифа происходило в субаэральных условиях. Среди органогенно-обломочных отложений рифового комплекса наблюдаются многочисленные следы размывов и переотложения осадков. Наиболее отчетливо прослеживаются поверхности размыва в подошве биогермного массива и в верхней части комплекса.

Лагунные отложения в Карасанском рифе не выделяются. Возможно, к ним следует относить маломощные (1—3 м) пласти и линзы пелитоморфных глазковых онколитовых известняков и доломитов, спорадически встречающихся среди органогенных и обломочных накоплений.

Карасанский рифовый комплекс в поперечном сечении представляет собой сильно уплощенную линзу протяженностью 10—15 км (ширина рифовой зоны) и высотой до 70 м. Как видно из описания, основная часть его сложена органогенно-обломочными и оолитовыми известняками, а собственно биогермные образования занимают подчиненное положение. Средне (?) -позднекембрийский возраст Карасанского комплекса, помимо проведенной литологической корреляции с более южными районами, обоснован находкой позднекембрийского аммонита *Peltoceras* sp., обнаруженного в зоне сочленения рифового комплекса с отложениями открытого морского бассейна (хр. Чакчар). Карасанский комплекс согласно залегает на доломитах, доломитизированных известняках и органогенных гравелитах (пачка 12), содержащих среднекембрийский комплекс брахиопод: *Lobidothyris beinezensis* (Moiss.), *Irenothyris bucharaensis* (Moiss.) и др. Его с видимым согласием перекрывают онколитовые и пелитоморфные глазковые известняки, отнесенные к нижнему оксфорду (пачка 16 + 17).

Карасанский риф, несомненно, формировался в очень мелководных условиях. Преобладание обломочных отложений в составе комплекса указывает на то, что образование его шло при активном волновом воздействии и сопровождалось интенсивным разрушением биогермных построек. Рост рифа регулировался уровнем водной поверхности. Вероятно, в связи с замедленным погружением морского дна (или слабым эвстатическим повышением уровня моря), препятствующим вертикальному росту, риф распространялся вширь, о чем свидетельствуют значительные горизонтальные размеры биогермного массива и всего рифового комплекса при их незначительной высоте. Образование собственно биогермных построек, по-видимому, отвечало временным небольшим повышениям

уровня моря, и, наоборот, при понижении его активизировались процессы разрушения рифа. На основании последовательной смены отложений в разрезе Карасанского комплекса можно наметить четыре этапа формирования рифа.

I. Крайне мелководный этап, связанный с активным волновым воздействием. Возникающие кораллово-водорослевые постройки быстро разрушаются, поставляя материал для образования брекчий и гравелитов.

II. Некоторое увеличение глубины бассейна, обусловившее возникновение Карасанского биогермного массива. Глубина бассейна постепенно нарастала, на что указывает смена комплексов рифостроителей (внизу — багряные водоросли, в верхней части — колониальные кораллы).

III. Заметное уменьшение глубины бассейна. Формируется вторая мелководная пачка — калькарениты, гравелиты и косослоистые оолитово-обломочные известняки. Значительная их часть, вероятно, представляет собой отложения волнового намыва, подобные тем, которые образуются в настоящее время на низменных коралловых островах в системах барьерных рифов (Равикович, 1950; Королюк, 1950).

IV. Новое небольшое погружение. Появляются мелкие коралловые биогермы. На этом Карасанский риф заканчивает свое формирование.

Аулатский рифовый комплекс (хр. Байсунтау) сложен аналогичными по составу органогенно-обломочными, оолитовыми и органогенно-детритовыми известняками общей мощностью до 70 м (приложение 2). В известняках постоянно присутствуют обломки скелетов багряных водорослей, колониальных кораллов, известковых губок, брахиопод, иглокожих, устриц и других организмов, относящихся к группам рифостроящих или рифолюбивых форм. В составе Аулатского комплекса было обнаружено несколько небольших (высотой 3—15 м) биогермов, сложенных серыми мелкокристаллическими доломитизированными кораллово-водорослевыми известняками. В них содержится до 50% скелетных остатков организмов-рифостроителей. Это массивные колонии кораллов *Stylina*, корковидные колонии кораллов *Thamnasteria*, желваковидные багряные водоросли (соленопоры). Средне (?)-позднекелловейский возраст Аулатского комплекса, помимо проведенной литологической корреляции, подтверждается остатками позднекелловейских брахиопод: *Loboidothyris suboviformis* E. Prossor., *Gusarella moissevi* Poj и др. Рифовый комплекс залегает согласно (а местами с неотчетливо выраженным размывом) на мелкокомковатых брахиоподово-коралловых или органогенно-обломочных известняках среднего келловея (пачка 12), содержащих остатки брахиопод *Irenothyris guldaraensis* (Moiss.), *Gusarella gusarensis* (Moiss.) и др. С видимым согласием его покрывают пеллетовые детритово-водорослевые известняки, относящиеся к нижнему оксфорду. На 10 м выше кровли Аулатского рифового комплекса появляются первые брахиоподы, по мнению Е. Л. Прозоровской,

характерные для верхнеоксфордских отложений Юго-Западного Гиссара (*Loboidothyris* aff. *bourgueti* E t.).

Ташкурганский рифовый комплекс выделен в восточной части хр. Яккабаг. Как и предыдущие, он сложен органогенно-обломочными, оолитовыми и органогенно-детритовыми (иногда песчанистыми) известняками с высоким содержанием обломков рифостроящих организмов. Среди них в разрезе Зармас был обнаружен кораллово-водорослевый биогерм высотой 12 м. Северо-западнее (Ишакмайдан) в разрезе рифового комплекса выделен горизонт массивных биогермных известняков мощностью до 20 м, содержащий обильные остатки колониальных кораллов и багряных водорослей (соленопор). Взаимоотношение биогермных известняков с вмещающими слоистыми отложениями остались неизученными. По-видимому, в этом районе биогермные постройки играют заметную роль в строении рифового комплекса, на что было указано ранее П. А. Шехтманом (1941). Мощность Ташкурганского комплекса меняется от 37 м на западе до 50 м на востоке. Средне (?) - позднекекелловейский возраст его однозначно установлен по остаткам позднекекелловейского аммонита *Peltoceras* sp., а также многочисленных брахиопод: *Loboidothyris suboviformis* E. Prosoг., *L. kysylkyrensis* E. Prosoг., *Gusarella moisseevi* Poj. и др., относящихся к позднекекелловейскому брахиоподовому комплексу (разрез Зармас). Ташкурганский рифовый комплекс залегает на органогенно-обломочных песчанистых известняках среднего келловея (пачка 11+12) и перекрыт массивными пеллетовыми и пелитоморфными глазковыми известняками, относимыми к нижнему оксфорду (пачка 16+17).

Как видно из описания, Карасанский, Аулатский и Ташкурганский рифовые комплексы имеют сходные строение и мощности, занимают аналогичное стратиграфическое положение и, несомненно, образуют единую непрерывную зону, пересекающую Юго-Западный Гиссар почти в меридиональном направлении, а в северной его части круто изгибающуюся к западу. Ее особенности следующие:

- 1) уплощенно-линзовидная форма тела в поперечном разрезе;
- 2) преобладание обломочных накоплений над собственно биогермными породами;

- 3) широкое развитие среди организмов-рифостроителей багряных водорослей (соленопор) при подчиненном значении колониальных кораллов и других организмов.

Рассмотренная зона в позднеюрском седиментационном бассейне, очевидно, представляла собой систему отдельных рифовых холмов и плоских низменных островов, отделявшую область отшнурованного бассейна (или крупной зарифовой лагуны) от центральных участков морского бассейна с нормальным режимом осадконакопления, что чрезвычайно характерно для барьерных рифов. Мощности средне (?) - верхнекекелловейских рифовых комплексов Юго-Западного Гиссара соответствуют мощности коралловых отложений, установленным в результате бурения скважин в районах современного Большого Барьерного рифа Австралии (113—137 м),

на Бермудских островах (76 м) и в других областях развития современных шельфовых рифов (Шепард, 1969; Лисицын, 1966). Преобладание органогенно-обломочных накоплений и сравнительно небольшая роль сохранившихся в ископаемом состоянии массивных биогермных построек также не противоречат данным, полученным в результате бурения на современных рифах.

В пределах Бухарской ступени средне (?) -верхнекелловейская рифовая зона протягивается узкой линейной полосой на расстоянии около 130 км, проходя через разведочные площади Сарыча, Западный Ташлы, Карактай, Карабаир, Кызыл-Рабат и Шорсай. На всех указанных структурах в средней части верхнеюрской карбонатной толщи по характерным особенностям каротажных кривых фиксируется горизонт высокопроницаемых отложений. Единичные данные по керновому материалу позволяют говорить о том, что проницаемый горизонт представлен органогенно-обломочными и, возможно, биогермными карбонатными отложениями. Проницаемые обломочные известняки образуют тела, имеющие в поперечном разрезе форму весьма уплощенной линзы, горизонтальные размеры которой значительно превышают высоту. Наиболее крупная Карабаирская рифовая постройка при высоте 100 м имеет ширину около 20 км. Высота самой малой постройки в Шорсае 40 м, ширина 7 км.

Небольшое количество керна из нижних и средних горизонтов известняковой толщи не позволяет детально проанализировать характер фациальных взаимоотношений выделенных генетических типов карбонатных отложений на территории Бухарской ступени и установить влияние средне (?) -позднекелловейской рифовой зоны на распределение осадков в седиментационном бассейне. Лишь в самом общем виде по материалам промыслово-геофизических исследований можно заключить, что отложение среднего и верхнего келловея выдержаны по мощности и имеют довольно однообразный состав на значительной части территории Бухарской и Чарджоуской ступеней. Имеющиеся данные по керну указывают на принадлежность основной массы пород к группе отложений открытого бассейна, сходных с соответствующими отложениями центральных и южных районов Юго-Западного Гиссара. Можно отметить заметное сокращение роли глубоководных и переходных фаций в северном направлении по мере приближения к средне (?) -позднекелловейской рифовой зоне, выделенной в северных районах Бухарской ступени. Генетический тип отложений, развитых к северу от указанной полосы, однозначно не установлен, хотя наиболее вероятно развитие здесь фаций отшнурованного бассейна. Остается невыясненным соотношение обломочных и биогермных образований в средне (?) -верхнекелловейской рифовой зоне на Бухарской ступени и характер преобладающих организмов-рифостроителей. Вместе с тем присутствие органогенно-обломочных известняков в составе проницаемых горизонтов на рассмотренных выше разведочных площадях, положение этих горизонтов в разрезе карбонатной формации, уплощенно-линзовидная форма тел в попереч-

ном сечении и распространение в виде неширокой полосы, параллельной береговой линии позднеюрского седиментационного бассейна, позволяют сопоставлять их со средне (?) -верхнекелловейскими рифовыми отложениями Юго-Западного Гиссара и рассматривать в качестве единой протяженной рифовой зоны, напоминающей современные барьерные рифы. Это дает возможность авторам предположить присутствие зоны аналогичных рифовых образований в северной части Бешкентского прогиба, соединяющей две рассмотренные полосы, а также предварительно наметить контуры ее возможного распространения (рис. 3 и 4).

### **Ляйлякан-Каракумская (нижне-верхнеоксфордская) рифовая зона**

Ляйлякан-Каракумская рифовая зона была изучена в обнажениях горных районов Юго-Западного Гиссара (Ляйляканский комплекс) и на ряде разведочных площадей по внешнему краю Бухарской ступени.

Ляйляканский рифовый комплекс выделен в южной части хр. Сусызтау (ручей Ляйлякан) и прослежен в виде неширокой (около 10 км) полосы в северо-западном направлении на расстоянии около 20 км от развалин пос. Зараут до верховья ручья Хамкан. В строении его участвуют крупные тесно сближенные биогермы и биогермные массивы общей мощностью до 200 м. По времени биогермообразования отчетливо выделяются два этапа. В течение первого этапа формировались крупные биогермные массивы высотой до 150 м, слагающие довольно узкую (около 5 км) зону от приустьевой части ручья Ляйлякан до верховья ручья Хамкан. Биогермы и биогермные массивы второго этапа высотой до 50 м образуют более широкую (около 10 км) полосу, несколько смещенную относительно первой на юго-запад, в сторону открытого морского бассейна.

Биогермные массивы I этапа имеют неоднородное строение. Они включают отдельные биогермы холмообразной, линзовидной и более сложной формы, в промежутках между которыми развиты органогенно-обломочные известняки. Один из таких биогермных массивов высотой 150 м был изучен в ущелье ручья Ляйлякан. В нижних 20 м выделены два небольших биогерма холмообразной формы высотой 15 м и шириной 30—40 м. Нижняя их граница закрыта осыпью, верхняя — четкая и неровная, с реконструированными углами наклона 30—40° у вершины биогермов. Они перекрыты (контакт облекания) органогенно-обломочными известняками, мощность которых сокращается от 15 до 2—4 м над вершиной биогерма. Биогермы сложены светло-серыми или розовато-серыми массивными биоморфными пористыми известняками с характерной мраморовидной текстурой, содержащими остатки колониальных кораллов (до 30%) и синезеленых водорослей (до 25%). Комплекс кораллов представлен родами *Stylina*, *Thecosmilia* и *Calamophyllia*, значительно реже *Cladophyllia*. Колонии кораллов

захоронены преимущественно в положении роста. В краевых частях биогермов они иногда ориентированы под углом 60—80° к его склону. Из рифолюбивых форм здесь встречаются известковые губки, мшанки, морские ежи, гастроподы (*Pleurotomaria*), пелциподы (*Trigonia*) и устрицы. Верхние 130 м биогермного массива трудно доступны. Судя по отдельным наблюдениям, они сложены в основном светло-серыми водорослевыми и кораллово-водорослевыми известняками, включающими линзы органогенно-обломочного материала. В обломках преобладают окатанные скелетные остатки гидроидных, водорослей и иглокожих. В составе водорослевых известняков главную роль играют багряные водоросли (соленопоры). По форме образований они заметно отличаются от тех, которые были описаны в верхнекекеловойском Карасанском комплексе. Желваковидные, корковые и массивные скопления багрянок здесь почти не встречаются, зато широко развиты столбчатые образования. Если в первом случае водоросли разрастались вширь и давали образование небольшой высоты, то в данном случае у них значительно преобладал вертикальный рост над горизонтальным.

Биогермные массивы II этапа сложены массивными светло- и зеленовато-серыми водорослево-коралловыми биогермными известняками, содержащими включения органогенно-обломочного материала, а также линзы брахиоподовых ракушнякав и устричников. Комплекс колониальных кораллов в биогермах очень разнообразен: *Stylina*, *Microsolena*, *Thamnasteria*, *Rhytidogyra*, *Calamophyllia*, *Cryptocoenia* и др. Помимо кораллов развиты синезеленые и багряные водоросли. В долине ручья Ляйлякан изучен один из биогермов высотой 30 м, шириной выхода 60 м, с углами склонов 30—50°. В основании его выделяется небольшой пласт органогенно-детритовых известняков, содержащий небольшие (2×5 м) линзы и неправильной формы включения доломитов с реликтами кораллового строения. Нижняя граница биогерма постлепная, верхняя — четкая, неровная. Биогерм покрывается (контакт облекания) темно-серыми толстоплитчатыми пелитоморфными и комковатыми известняками. Нижние 9 м отложений, вмещающих по отношению к биогерму и служащих его возрастными аналогами (постепенный контакт срастания), представлены обломочными известняками, содержащими крупные, почти неокатанные обломки кораллов. Верхние 20 м вмещающих отложений, более поздние по времени образования (контакт прилегания), сложены тонкоплитчатыми и волнистослоистыми слабоглинистыми пелитоморфными известняками. Обломочные (шлейфовые) отложения в составе Ляйляканского рифового комплекса в целом занимают подчиненное положение по отношению к собственно биогермным известнякам, Их распространение в разрезе и по площади еще недостаточно изучено. По составу — это органогенно-обломочные светло- и розовато-серые известняки, участками сильно доломитизированные. В них обычно содержатся коралловый детрит, обломки и целые мелкие полусферические образования багрянок (соленопор), а также

обильный окатанный детрит иглокожих и пелеципод. В юго-западном направлении биогермные и обломочные известняки Ляйляканского рифового комплекса довольно быстро сменяются шламово-сгустковыми и глинистыми пелитоморфными известняками, относящимися к переходному глубоководному типу отложений открытого бассейна. Признаков интенсивного разрушения рифа в виде мощных обломочных накоплений здесь не обнаружено. К северо-востоку породы рифового комплекса столь же быстро замещаются массивными пелитоморфными глазковыми и псевдоонколитовыми известняками фаций отшнурованного бассейна.

Оксфордский возраст Ляйляканского комплекса уверенно установлен по находкам аммонитовой фауны в зоне сочленения рифового комплекса с отложениями открытого морского бассейна (разрез Тангидувал). Отложения, вмещающие нижнюю часть рифового комплекса (массивы I этапа), содержат остатки раннеоксфордских аммонитов: *Cardioceras cordatum* Sow., *C. excavatum* Sow. Они соответствуют пачкам 16 и 17 опорного разреза хр. Кугитанг. Отложения, вмещающие верхнюю часть рифового комплекса, хорошо сопоставляются с опорным разрезом (пачка 18), где В. В. Курбатовым (1968) обнаружен *Euaspidoceras perarmatum* Sow. совместно с другими видами, характерными для позднего оксфорда. Ляйляканский рифовый комплекс согласно залегает на мелкокомковатых, органогенно-детритовых и шламовосгустковых известняках верхнего келловея (пачка 15), содержащих остатки аммонитов *Peltoceras* sp., и покрывается с видимым согласием пеллетовыми, водорослевыми и пелитоморфными известняками верхнего оксфорда.

Наиболее характерные особенности Ляйляканского рифового комплекса следующие:

1. Достаточно выпуклая форма тела в поперечном разрезе, связанная со значительной высотой отдельных биогермных массивов (до 150 м), при общей небольшой ширине рифового комплекса (не более 10 км).

2. Преобладание биогермных известняков над обломочными накоплениями.

3. Широкое развитие среди организмов-рифостроителей как колониальных кораллов, так и синезеленых и багряных водорослей. Последние представлены чаще всего столбчатыми образованиями.

Наблюдения свидетельствуют о более длительных и устойчивых погружениях морского дна в зоне рифообразования, происходивших в раннеоксфордское и в начале позднеоксфордского времени; а также о менее интенсивном разрушении рифа, что отличает его от ранее охарактеризованных средне (?) -верхнекелловейских рифов. Ляйляканский комплекс резко разграничивает достаточно глубоководные отложения открытого морского бассейна и типичные фации отшнурованного бассейна, что позволяет считать его фрагментом гораздо более протяженной зоны рифообразования, соответствующей современным барьерным рифам.



На Бухарской ступени зона ниже-верхнеоксфордских рифов протягивается на расстоянии около 140 км в виде широкой полосы со сложными извилистыми очертаниями. Она включает разведочные площади: Кунгуртау, Кассантау, Каракум, Ходжи-Хайрам, Шуртепе, Шумак, Южный и Северный Мубарек, Карим, Дарбаза, где проводилось изучение рифовых построек, получивших одноименные названия. На участке максимального развития рифов ширина этой полосы достигает 25 км. В пределах единой рифовой полосы наблюдаются некоторые отличия в строении рифовых построек, составляющих внешнюю (по отношению к береговой линии) и внутреннюю ее зоны.

Рифовым постройкам внешней зоны (Кассантау, Кунгуртау, Каракум, Карим, Дарбаза) в поперечном сечении свойственна более выпуклая и нередко более асимметричная форма. На примере рифового комплекса Каракум ниже рассматривается строение такого типа построек.

Каракумская рифовая постройка в плане вытянута по длинной оси в северо-западном направлении, протяженность ее превышает 8 км, ширина составляет 5,5 км. В поперечном сечении она имеет холмовидную форму со сравнительно крутонаклоненным северо-восточным склоном и пологим юго-западным. Максимальная мощность ее достигает 130 м. В строении Каракумского комплекса участвуют рифовые отложения двух генетических типов — биогермные и обломочные известняки, находящиеся в сложных взаимоотношениях. Биогермные известняки слагают преимущественно северо-восточную часть рифового комплекса, образуя биогермный массив вскрытой мощностью 110 м. При этом его вершина и северо-восточный край совпадают с вершиной и северо-восточным краем рифового комплекса и имеют довольно четкие границы с вмещающими и перекрывающими отложениями. Юго-западная граница биогермного массива с вмещающими обломочными известняками шлейфовой фации выражена менее отчетливо и характеризуется взаимным переслаиванием биогермных и обломочных известняков. С юго-запада в толщу биогермных пород вклиниваются небольшие прослои слабо сцементированных обломочных известняков.

Биогермный массив сложен коралловыми известняками с различным количеством остатков водорослей. В нижней большей части разреза (около 70 м) участие водорослей в коралловом известняке незначительно. Известняки здесь в основном грязно-белые, структурно-неоднородные, микрозернистые и комковато-сугликовые, с перекристаллизованными остатками колониальных кораллов (некоторые формы принадлежат семейству *Microsoleniidae*). Среди водорослей развиты главным образом багряные, рода *Solenopora*. Из рифолюбивых форм распространены мшанки, иглокожие, гастроподы, фораминиферы. Характерны пятнистая доломитизация известняков, а также неодинаковая плотность их по разрезу. Встречаются участки разрыхленного органогенно-обломочного материала, обладающие высокой пористостью. В креп-

ких разностях известняков нередко наблюдаются следы сверления камнеточцев, заметно увеличивающие степень кавернозности пород. Верхняя часть биогермного массива (около 40 м) сложена светло-серыми комковато-сгустковыми и доломитизированными известняками с примесью органогенного детрита. Это преимущественно плотные породы с прослоями слабо сцементированных разностей. В известняках наряду с остатками колониальных кораллов широко распространены остатки водорослей. Помимо багряных водорослей, здесь появляются и синезеленые. В кровле биогермного массива отмечена поверхность размыва, выше которой залегает 3—4-метровый пласт калькаренитов.

Юго-западная часть Каракумского рифового комплекса целиком сложена органогенно-обломочными отложениями шлейфовой фации.

Мощность их меняется от 130 м (в зоне сочленения с биогермным массивом) до 25 м (в юго-западной краевой части рифового комплекса). Это преимущественно грубослоистые органогенно-обломочные сильно доломитизированные высокопористые известняки различной плотности. Обломочный материал, состоящий из частиц детритовой и шламовой размерности, в разной степени окатан. В составе обломков присутствуют те же организмы, что и в биогермных известняках: водоросли, кораллы, брахиоподы, мшанки, пеллециподы, иглокожие, гастроподы, фораминиферы. Преимущественным распространением здесь пользуются водоросли, которые входят не только в состав обломочной части, но и в состав цементирующей комковато-сгустковой известняковой массы. Соотношение остатков организмов разных групп в обломочных отложениях довольно изменчиво. Коралловые скелетные обломки приурочены преимущественно к нижней половине разреза и к участкам, прилегающим к биогермному массиву. По мере продвижения к юго-западу на первый план выходят обломки брахиопод и пеллеципод. Размер обломков также заметно убывает (вплоть до тонкого шлама).

Каракумский рифовый комплекс на всем протяжении подстилается органогенно-детритовыми брекчиевидными известняками, относящимися к мелководным отложениям открытого морского бассейна. Проведенная корреляция позволяет предположительно датировать их верхним келловеем. Толщу рифовых пород перекрывают светлые доломиты и темно-серые микрозернистые известняки группы фаций отшнурованного бассейна, по-видимому, относящиеся к верхнему оксфорду. Граница их с обломочными известняками согласная, на породах биогермного массива они залегают с размывом.

Проведенные исследования позволяют сделать вывод о том, что формирование Каракумского рифа происходило в условиях достаточно стабильного погружения морского дна. Одностороннее накопление обломочного материала в виде шлейфа, направленного в сторону открытого моря, свидетельствует о преобладающем одностороннем волновом воздействии на формирующийся

риф. Различия в фациальном (генетическом) составе отложений, развитых к юго-западу и северо-востоку от него, позволяют отнести его к рифам барьерного типа.

Каракумский рифовый комплекс, установленный по материалам бурения на разведочной площади Каракум, и Ляйляканский рифовый комплекс, обнаруженный в горных районах Юго-Западного Гиссара, имеют много общих особенностей строения. К ним относятся:

1) довольно выпуклая форма тела в поперечном сечении, связанная со значительной высотой отдельных биогермных массивов (110—150 м), при небольшой ширине рифового комплекса (5—10 км);

2) широкое развитие (или преобладание) биогермных известняков среди рифовых отложений;

3) присутствие среди организмов-рифостроителей колониальных кораллов, багряных и синезеленых водорослей примерно в одинаковом количестве.

Отмеченные общие особенности строения Каракумского и Ляйляканского рифового комплекса, а также примерно одинаковое положение их в разрезе верхнеюрской карбонатной формации скорее всего указывают на одинаковое время их формирования. Контролирующее влияние каждого на характер осадконакопления в позднеюрском седиментационном бассейне позволяет считать их фрагментами единой ниже-верхнеоксфордской системы рифов барьерного типа.

Другие известные рифовые постройки внешней части ниже-верхнеоксфордской рифовой полосы (Касантау, Кунгуртау, Карим, Дарбаза), судя по имеющимся промыслово-геофизическим материалам и керну, имеют тип строения, близкий к Каракумскому комплексу, что позволяет объединять их в единую Ляйлякан-Каракумскую зону. Следует отметить, что на продолжении этой полосы в Бешкентском прогибе, на площади Шуртан, вскрыты высокопористые известняки, залегающие под резко сокращенной в мощности толщей сульфатно-галогенных отложений. Поскольку такое сокращение характерно для рифовых построек рассматриваемой области, здесь предполагается присутствие комплекса рифовых образований, относящихся к Ляйлякан-Каракумской рифовой зоне.

В пределах Мубарекского выступа Ляйлякан-Каракумская и Карасан-Карабаирская рифовые зоны сливаются. Выделяемая здесь Мубарекская рифовая зона обладает, по-видимому, большим стратиграфическим объемом рифовых отложений, образовавшихся в среднем (?) — верхнем келловее и в нижнем оксфорде — низах верхнего оксфорда. Для рифовых комплексов Мубарекской зоны (Шуртепе, Шумак, Ходжа-Хайрам, Северный Мубарек) характерна уплощенная форма в поперечном сечении, а также равномерное распределение и преобладающее количество обломочного материала. Эти особенности скорее всего связаны с тем, что образование оксфордской части рифовых отложений

происходило в тыловой части широкой системы барьерного рифа, где могли возникать благоприятные условия для жизни прикрепляющихся организмов, но отсутствие устойчивых погружений препятствовало значительному вертикальному росту образующихся рифов.

### **Кугитанг-Денгизкульская (верхнеоксфордская) рифовая зона**

Кугитанг-Денгизкульская рифовая зона изучена в обнажениях горных районов Юго-Западного Гиссара и на разведочных площадях в пределах внешней части Чарджоуской ступени. Участок пересечения этой зоны с выходами карбонатной формации в Юго-Западном Гиссаре получил название Кугитангского рифового комплекса.

Кугитангский рифовый комплекс выделен в верхнеоксфордских отложениях хр. Кугитанг. Его мощность достигает 120 м, ширина оценивается в 12—14 км, длина превышает 30 км. В составе рифового комплекса присутствуют многочисленные крупные биогермы и биогермные массивы, нередко окруженные шлейфами органогенно-обломочных известняков, а также разделяющие их доломиты и доломитизированные известняки лагунной фации (рис. 6 и 7). Кроме того, в пределах рифового комплекса выделяются пачки относительно глубоководных отложений открытого бассейна, представленных темно-серыми глинистыми тонкоплитчатыми пелитоморфными известняками с остатками аммонитов (перисфинктид) плохой сохранности. Эти отложения заходят в тело Кугитангского комплекса с юго-запада в виде длинных языков, постепенно выклиниваясь в северо-восточном направлении. Крупные биогермы и биогермные массивы Кугитангского рифового комплекса, а также соответствующие им шлейфовые отложения приурочены к нескольким стратиграфическим уровням (горизонтам) в пределах средней части верхнеоксфордского подъяруса (пачки 20). Выделяются три наиболее значительных этапа биогермообразования, отвечающие трем горизонтам рифового комплекса (20-А, 20-Б и 20-В). Наиболее крупные массивы каждого этапа (или горизонта) образуют зоны близмеридионального простирания. Намечаются три таких зоны: Восточная, Центральная и Западная, соответствующие восточной, центральной и западной (юго-западной) частям хр. Кугитанг (рис. 6). Ниже приводится описание строения Кугитангского рифового комплекса по горизонтам.

Горизонт 20-А в восточной части хр. Кугитанг представлен биогермами и биогермными массивами I этапа высотой от 20 до 70 м, разделенными плитчатыми известняками и доломитами лагунного типа, среди которых содержатся мелкие биогермы высотой 5—10 м. Поверхности мелких биогермов иногда сплошь покрыты нарощими раковинами брахиопод и трубочками серпул. В краевых частях крупных биогермных массивов изредка встре-

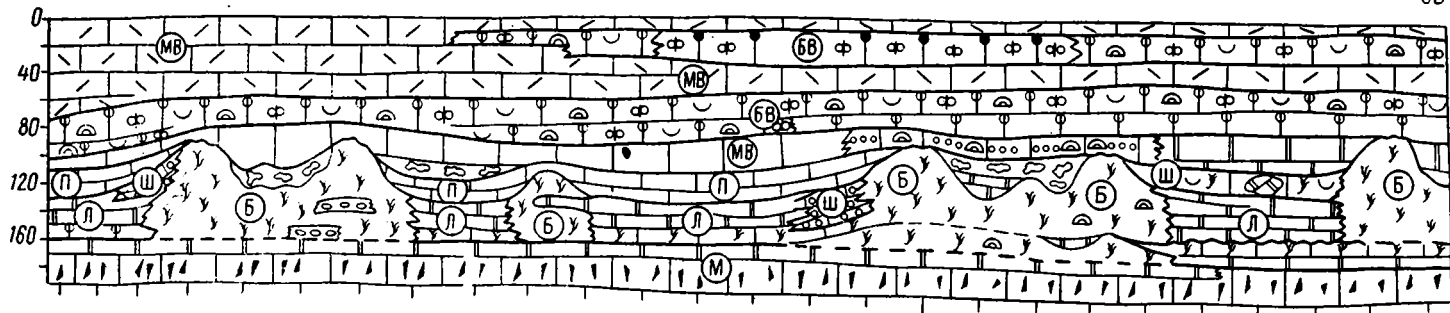


Рис. 6. Литолого-фациальный профиль Кугитангского (верхнеоксфордского) рифового комплекса.  
Условные обозначения те же, что на рис. 5.

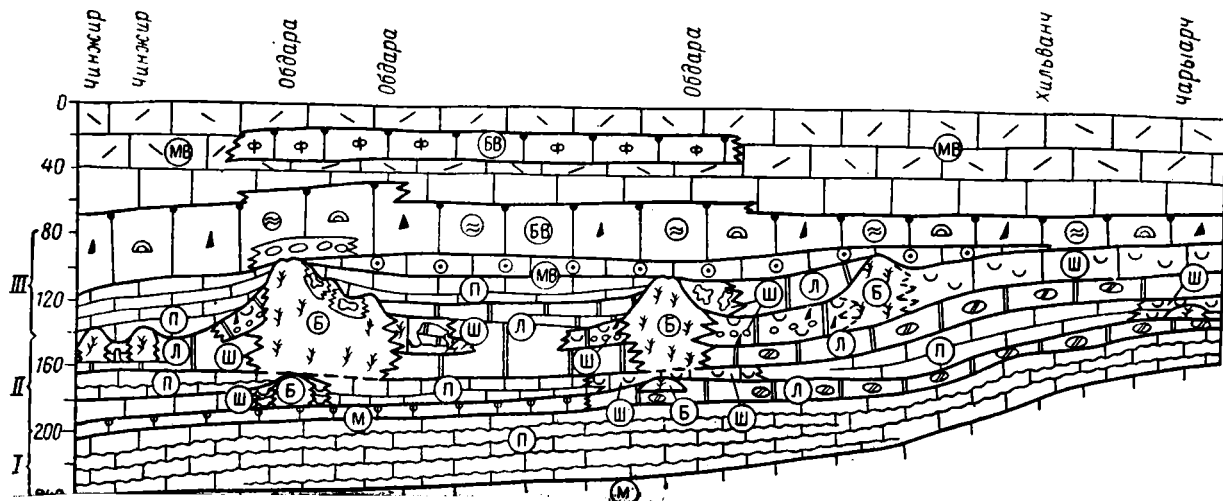


Рис. 7. Детальный литолого-фациальный профиль южной части Кугитангского рифового комплекса (сай Обдара).

I, II, III — этапы био-гермообразования, остальные условные обозначения те же, что на рис. 5.

чаются скопления органогенно-детритовых известняков шлейфовой фации. Незначительное их развитие указывает на слабое разрушение органогенных построек в период роста. Мощность слоистых отложений лагунного типа в межбиогермных участках меняется от 25 до 40 м. Примером биогермных образований I этапа, развитых в Восточной зоне, является Вандобский массив, имеющий высоту 40 м при ширине выхода 250 м. Он сложен светло-серыми комковатыми пятнистодоломитизированными пористыми (4,23%) известняками, содержащими до 30% скелетных остатков колониальных кораллов. Помимо кораллов, широко развиты синезеленые водоросли, хететиды, известковые губки, брахиоподы и устрицы. Распределение остатков организмов по разрезу заметно меняется. В нижних 10 м биогермного массива преобладают древовидные колонии *Thecosmilia*, реже встречаются одиночные кораллы *Montlivaultia*. Содержание кораллов составляет 35—40% от массы породы. Выше (10—23 м) преобладают кустистые колонии *Calamophyllia*, значительно реже встречаются *Microsolena* и *Montlivaultia*. Содержание кораллов снижается до 15—20% в связи с широким развитием синезеленых водорослей, обрастающих и цементирующих отдельные коралловые колонии. Выше (23—35 м) отмечается разнообразный комплекс кораллов, представленный родами *Calamophyllia*, *Microsolena*, *Actinastraea*, *Thamnasteria*, *Rhytidogyra* и др. Верхние 4 м биогермного массива сложены эхиноидно-детритовыми известняками с линзами брахиоподовых ракушняков и устричников. Поверхность массива, особенно в его привершинной части, содержит многочисленные следы сверления известняков камнеточцами. Биогермные массивы и развиты между ними плитчатые известняки и доломиты горизонта 20-А в западном направлении замещаются сначала шламово-сугликовыми толстоплитчатыми известняками (Центральная зона), а затем — переслаивающимися мелкоплитчатыми и тонколистоватыми глинистыми темными известняками с остатками аммонитов, которые относятся к типу глубоководных отложений открытого морского бассейна (Западная зона).

Горизонт 20-Б отвечает II этапу биогермообразования и содержит наиболее крупные массивы Кугитангского рифового комплекса, подавляющая часть которых приурочена к Центральной зоне. Высота отдельных биогермных массивов достигает 100—120 м. В межбиогермных участках отложения горизонта 20-Б представлены плитчатыми конкреционными известняками и доломитами лагунного типа. Крупные биогермные массивы обычно окружены скоплениями органогенно-обломочных известняков и доломитов шлейфовой фации, иногда содержащих крупные обломки и глыбы (до 1 м) коралловых известняков. Примером биогермных образований II этапа могут служить массивы сая Обдара (южная часть Центральной зоны, рис. 7). Здесь было изучено четыре примерно одинаковых крупных биогермных массива высотой до 75 м. Верхняя граница их резкая, неровная, с небольшими карманами, заполненными известняковыми гравелитами и каль-

каренитами. Склоны массивов крутые, с реконструированными углами 12—45° (восточные) и 45—60° (западные). Биогермные известняки светлые, нередко сильно доломитизированные, состоят на 50—60% из скелетных остатков колониальных кораллов. Комплекс кораллов представлен корковидными колониями *Microsolenia* и *Thamnasteria*, полусферическими колониями кораллов, напоминающих по внешнему облику хететиды, массивными колониями *Rhipidogya* и *Stylina*, мелкими (15×25 см) кустистыми колониями *Calamophyllia*, реже древовидными формами *Thecosmilia*. Помимо кораллов широко развиты синезеленые водоросли. В привершинной части биогермных массивов иногда встречаются скопления рудистов. Биогермные известняки нередко содержат первичные рифовые полости, инкрустированные по краям корковидными колониями микросоленид или синезелеными водорослями. Полости либо открытые, либо заполненные вторичными выделениями крупнокристаллического молочно-белого кальцита. В сае Обдара наблюдались своеобразные отложения, представленные рыхлыми сильно пористыми и кавернозными доломитами с реликтами кораллового строения (рухляки). Доломиты интенсивно выветриваются, превращаясь в доломитовую муку. Мощность этих образований достигает 15 м. Обычно они выполняют понижения в кровле биогермных массивов, реже встречаются в виде крупных линз в основании или в самом теле построек. К востоку от Центральной зоны рифовые отложения горизонта 20-Б замещаются осадками отшнурованного бассейна (Восточная зона). Это массивные или неясноплитчатые известняки с характерными пещеристыми формами выветривания, образующие здесь совместно с вышележащими отложениями горизонта 20-В так называемую массивную пачку. Она сложена комковатыми доломитизированными известняками глазковой текстуры, содержащими единичные колонии кораллов *Calamophyllia*, известковые губки и детрит иглокожих. Массивная пачка в Восточной зоне перекрывает биогермные массивы I этапа, компенсируя различия в мощности биогермных и вмещающих отложений. Мощность ее меняется от 45 до 65 м. К западу от Центральной зоны рифовые отложения горизонта 20-Б замещаются волнисто-слоистыми слабоглинистыми темно-серыми известняками фации открытого бассейна (Западная зона). В них содержится прослой (по 3—5 м) конкреционных известняков и доломитов. Верхние 15 м горизонта 20-Б здесь сложены массивными «мусорными» (детритовыми) доломитами. Мощность всего горизонта в Западной зоне составляет 65 м.

Горизонт 20-В включает биогермные массивы III этапа, развитые только в юго-западной части хр. Кугитанг (Западная зона). Большинство биогермных массивов в обнажениях саев вскрыто не полностью, видимая высота их составляет 20—45 м. Лишь в отдельных случаях удается наблюдать полную мощность биогермных образований, достигающую 75 м (сай Сибар). Вмещающими по отношению к биогермным массивам являются тон-

ко- и мелкоплитчатые желтовато-серые известняки и доломиты лагунного типа, почти не содержащие остатков организмов. В верхней части массивов иногда наблюдается прилегание темно-серых тонкоплитчатых пелитоморфных слабоглинистых известняков из группы отложений открытого бассейна. Шлейфовые фации чаще всего представлены обломочными доломитами с крупным детритом иглокожих и обломками колониальных кораллов. В крайней юго-западной части зоны по западным склонам биогермов иногда развиты брекчии. Один из биогермных массивов III этапа, детально изученный в саяе Чильгаз, имеет высоту 28 м и ширину в основании 80 м. Углы наклона северо-восточного склона меняются от 18 до 27°, юго-западного — от 17 до 40°. Биогермные известняки, почти белые, сильно пористые, с характерной пятнистой доломитизацией. Нередко они сложены тонкими корочками колониальных кораллов рода *Microsolena*, образующими органогенный каркас и придающими породе неясно волнистую рифовую слоистость. Кустистые кораллы *Calamophyllia* и древовидные *Thecosmilia*, обычно расположенные в виде скоплений крупных изолированных колоний, цементируются синезелеными водорослями, обрастающими либо отдельные колонии, либо их сообщества. Иногда роль водорослей выполняют корковидные колонии кораллов *Microsolena*. Среди биогермного известняка присутствуют многочисленные включения и линзы органогенно-обломочного и оолитового материала, в привершинной части развита известняково-доломитовая брекчия. В вертикальном распределении организмов-рифостроителей намечается определенная зональность. В нижних 5 м биогермного массива преобладают корковидные колонии *Microsolena*, массивные *Thamnasteria*, небольшие сферические колонии кораллов (род не установлен), реже встречается группы колоний *Calamophyllia* и единичные кораллы *Rhytidogyra*. Выше (5—10 м) развиты преимущественно кустистые колонии *Calamophyllia* или их крупные скопления (каламафиллиевые поля). В интервале 10—15 м преобладают корковидные и сферические колонии кораллов, выше (15—20 м) наряду с корковидными формами встречаются древовидные колонии кораллов рода *Thecosmilia*. К востоку от Западной зоны рифовые отложения горизонта 20-В залегают с размывом на биогермных массивах III этапа и имеют четкую ровную и, по-видимому, согласную границу с вмещающими их лагунными и шлейфовыми накоплениями (Центральная зона). В межбиогермных участках Центральной зоны нижняя часть горизонта 20-В представлена тонкоплитчатыми и волнисто-слоистыми темно-серыми пелитоморфными слабоглинистыми известняками глубоководного типа. Верхняя часть горизонта здесь сложена более мелководными оолитово-обломочными и водорослевыми известняками. Далее к востоку (в пределах Восточной зоны) эти отложения замещаются комковатыми водорослевыми и глазковыми известняками описанной выше массивной пачки. Их мощность меняется от 13 до 50 м.



Позднеоксфордский возраст Кугитангского рифового комплекса (пачка 20 опорного разреза хр. Кугитанг) достоверно установлен по остаткам аммонитов *Perisphinctes cf. tizianiformis* Chof., *P. ex gr. elisabethae* Ri a z., характерных для нижней зоны верхнего оксфорда (зона *Perisphinctes plicatilis*). Рифовые отложения согласно залегают на волнисто-слоистых глинистых пелитоморфных известняках (пачка 19), которые также содержат остатки позднеоксфордских аммонитов: *Perisphinctes* sp. (ex gr. *plicatilis* Sow.). Кугитангский комплекс перекрывают пелитоморфные, псевдоонколитовые, пеллетовые и глазковые известняки из групп отложений отшнурованного бассейна (пачка 21). В восточной части хр. Кугитанг они представлены среднеплитчатыми коричнево-серыми известняками с мелкими щелевидными порами по кристаллам гипса. Западнее (в Центральной зоне) преобладают пелитоморфные и комковатые глазковые известняки, изредка со щелевидными порами. Иногда здесь встречаются пласты мелкокристаллических доломитов. И, наконец, в юго-западной части хр. Кугитанг (Западная зона) нижняя часть пачки 21 сложена темно-серыми пелитоморфными слабоглинистыми известняками, напоминающими отложения открытого морского бассейна (глубководные). В верхней ее части здесь развиты те же пелитоморфные и псевдоонколитовые известняки со щелевидными порами (фации отшнурованного бассейна). Значительно дальше к западу (хр. Гаурдак) рассмотренные отложения пачки 21 замещаются биогермными известняками рифового комплекса, занимающего наиболее высокое стратиграфическое положение в пределах верхнеоксфордского подъяруса. Обоснование возраста и характер взаимоотношений его с вмещающими отложениями рассмотрены выше.

Исходя из приведенного описания, можно отметить наиболее характерные особенности Кугитангского рифового комплекса:

1) достаточно плоская форма тела рифового комплекса в целом, связанная с развитием его на широкой площади, при наличии холмообразной формы отдельных крупных биогермных массивов, участвующих в его строении;

2) широкое развитие биогермных и лагунных отложений при заметно подчиненной роли обломочных (шлейфовых) накоплений;

3) преобладающее распространение среди организмов-рифостроителей колониальных кораллов и подчиненное значение синезеленых и особенно багряных водорослей;

4) смещение более молодых построек в течение позднего оксфорда в западном или юго-западном направлении;

5) присутствие наиболее мелководных рифовых отложений в юго-западной части Кугитангского комплекса.

Холмообразная форма отдельных крупных биогермных массивов (высотой до 120 м), вероятно, свидетельствует о достаточно устойчивых погружениях морского дна в зоне рифообразования, происходивших в позднем оксфорде, хотя распространение рифов

на широкой площади и их значительная миграция к западу в течение позднего оксфорда пока не находят удовлетворительного объяснения. Позднеоксфордская группа рифов, как и рассмотренные ранее, оказывала заметное влияние на характер осадконакопления в морском бассейне. К северо-востоку от Кугитангского комплекса на всей территории Юго-Западного Гиссара верхнеоксфордские отложения представлены преимущественно фациями отшнурованного бассейна, в то время как с юго-запада в тело рифа проникают осадки открытого морского бассейна. Контролирующее влияние биогермных массивов на характер осадконакопления, а также вытянутые в плане формы отдельных зон позволяют считать Кугитангский рифовый комплекс частью более протяженной полосы рифообразования, имеющей характер барьерного рифа.

На Чарджууской ступени верхнеоксфордская рифовая зона протягивается широкой (до 25 км) полосой на расстоянии 150 км, охватывая разведочные площади Памук, Зеварды, Уртабулак, Денгизкуль, Хаузак, Култук, на которых проводилось изучение рифовых комплексов одноименных названий. В пределах единой верхнеоксфордской рифовой зоны выделяется внутренняя ее часть (по отношению к береговой линии) и внешняя. Внутренняя часть зоны включает разведочные площади Памук, Зеварды, Северный Уртабулак, Култук, Камаши и др. Строение рифовых комплексов этой территории может быть показано на примере площади Памук (рис. 2). Здесь выделяются два обособленных рифовых массива, расположенных по одной линии субмеридионального направления вкрест простирания Кугитанг-Денгизкульской рифовой зоны. Южный рифовый массив Памука имеет в плане близкую к овальной форму, вытянутую в северо-восточном направлении. Высота достигает 170 м. Северный рифовый массив более протяженный, в плане имеет изогнутую форму. Продольная ось его меняет направление с северо-восточного (в южной части) на северное и снова на северо-восточное. По сравнению с южным массивом он более сужен. Вершина его смещена в южную сторону, поэтому склон, обращенный к югу, более крутой (до 12°). Высота северного рифового массива составляет 180 м. Как северная, так и южная рифовые постройки Памука включают крупные биогермные массивы, составляющие их основу, а также органогенно-обломочные (шлейфовые) накопления, развитые в краевых частях. Керновым материалом детально охарактеризована лишь верхняя 140-метровая часть биогермного массива северного рифа. Биогермные отложения представлены светлыми массивными неравномерно доломитизированными пористыми и кавернозными известняками разной плотности, содержащими скелетные остатки колониальных кораллов и водорослей. Основная роль принадлежит кустистым колониям кораллов, захороненных в прижизненном положении, подчиненное значение имеют синезеленые водоросли. Сообщество породообразующих организмов дополняют многочисленные целые экземпляры и обломки плохо

сохранившихся раковин гастропод, двустворок, иглокожих, фораминифер. Скелетные остатки цементирует масса комковато-сугликового известняка, часто перекристаллизованного, иногда переполненного органогенным детритом. Среди массивных биогермных пород присутствуют плохо прослеживаемые по простиранию прослойки обломочных известняков с крупным детритом иглокожих, кораллов и других организмов. Изредка встречаются мало мощные (до 0,5 м) прослойки тонкоплитчатых плотных доломитизированных известняков. Недостаточное количество кернового материала по скважинам не позволяет в настоящее время в составе рифовых массивов Памука выделить и оконтурить участки развития обломочных (шлейфовых) накоплений. Присутствие прослоев органогенно-обломочного известняка с водорослево-коралловым детритом среди биогермных пород в центральной части массива позволяет лишь предполагать более значительное их распространение в краевых участках выделенных рифовых построек. Северный рифовый массив Памука перекрывают толстоплитчатые серые плотные доломитизированные известняки с прослоями тонкоплитчатых, относящихся, вероятно, к отложениям отшнурованного бассейна. Мощность их составляет 40—45 м. В нижней части перекрывающих отложений (около 20 м) широко развиты остатки багряных водорослей, менее распространены синезеленые водоросли, изредка встречаются мелкие колонии кораллов. Водорослевые известняки наряду с криптокристаллическим известковым материалом, окружающим водорослевые нити, содержат микрозернистый, неравномерно раскристаллизованный карбонат с разным количеством детрита. Выше залегает пачка (20—25 м) слоистых органогенно-детритовых обломочных и микрозернистых известняков с прослоями водорослевых образований. Стратиграфический интервал разреза, соответствующий рифовым постройкам, в промежулке между северным и южным рифовыми массивами на площади Памук, судя по сопоставлению каротажных диаграмм, представлен нормально слоистыми слабопроницаемыми известняками, имеющими гораздо меньшую мощность (едва ли более 15—20 м) по сравнению с биогермными образованиями (до 180 м). Эти известняки скорее всего принадлежат к лагунному типу отложений. Характерной особенностью рифовых массивов является также отсутствие над ними в перекрывающих отложениях своеобразных черных битуминозных мергелей, слагающих довольно мощную (до 30 м) пачку в межрифовых участках.

Рифовые комплексы, близкие по составу и стратиграфическому положению к Памукским рифам, обнаружены на разведочных площадях Зеварды и Северный Уртабулак. Здесь также устанавливается резкое увеличение мощности пород в рифовых массивах по сравнению с межрифовыми участками и появление в кровле карбонатной формации на межрифовых участках пачки черных битуминозных мергелей.

В заключение можно отметить, что рифовые образования Кугитангского комплекса Юго-Западного Гиссара и рифовые массивы, обнаруженные на разведочных площадях Памук, Зеварды, Северный Уртабулак, имеют некоторые общие особенности строения:

1) присутствие отдельных разобщенных биогермных массивов и связанных с ними шлейфовых фаций в пределах широкой зоны рифообразования;

2) выпуклая (холмообразная) форма отдельных крупных биогермных построек, составляющих рифовую зону, и их значительная высота (120—180 м);

3) заметно большая мощность биогермных (рифовых) массивов по сравнению с мощностью одновозрастных вмещающих (лагунных?) отложений;

4) присутствие в кровле карбонатной формации мощной (40—100 м) пачки известняков фации отшнурованного бассейна, перекрывающей рифовые образования;

5) преобладающее развитие биогермных и, возможно, лагунных пород среди отложенных рифовых комплексов при подчиненной роли обломочных образований;

6) ведущее значение колониальных кораллов среди организмов-рифостроителей.

Отмеченные общие особенности строения Кугитангского и Памук-Зевардинского рифовых комплексов, а также близкое положение их в разрезе карбонатной формации, очевидно, указывает на почти одинаковое время их формирования. Контролирующее влияние Кугитангского комплекса на характер осадконакопления в позднеоксфордском седиментационном бассейне, а также однонаправленное смещение каждого из них в более мористую часть бассейна по сравнению с описанной ранее Ляйлякан-Каракумской рифовой зоной позволяют считать их частями единой позднеоксфордской системы рифов барьерного типа.

Основное различие тех и других построек заключается в том, что разница в мощности биогермных массивов и вмещающих отложений Кугитангского рифового комплекса полностью компенсируется перекрывающими известковыми осадками верхних горизонтов карбонатной формации, в то время как подобная компенсация для рифовых массивов на разведочных площадях Памук, Зеварды и др. осуществляется главным образом за счет вышележащих сульфатных отложений. Указанное различие пока не находит удовлетворительного объяснения.

Весьма своеобразный тип органогенных построек, заметно отличный от рифовых массивов Памук-Зевардинской группы, обнаружен на разведочных площадях Култақ и Камаша. На площади Култақ выделяются четыре разрозненных уплощенных тела, сложенных водорослевыми известняками предположительно биогермного происхождения. Расположенные почти по кругу, небольшие по площади, округлые и овальные в плане, эти тела имеют горизонтальные размеры, значительно превосходящие их высоту.

По длинной оси отдельные биогермные (?) тела имеют протяженность 6—9 км при мощности 50—60 м. Они сложены тонкодисперсными сильно доломитизированными пористыми известняками с обильными остатками синезеленых водорослей и неясно выраженной слоистостью. Помимо водорослей в известняках участками присутствует значительное количество органогенного детрита и шлама. В кровле карбонатной толщи над линзами водорослевых известняков и перекрывающих их карбонатных отложений выделяются маломощные (5—10 м) горизонты черных тонкослоистых битуминозных мергелей. В промежутках между этими телами мощность пачки черных мергелей достигает 30—40 м. Отсутствие остатков колониальных кораллов, служащих основными рифостроителями в позднем оксфорде, а также отсутствие следов разрушения водорослевых построек не позволяет однозначно относить их к числу рифовых образований. Вместе с тем, учитывая их приуроченность к широкой верхнеоксфордской рифовой зоне, обилие остатков синезеленых водорослей и увеличение мощности водорослевых образований по сравнению с вмещающими отложениями, можно прийти к заключению, что происхождение их было связано с существовавшим здесь позднеоксфордским барьерным рифом. Отчетливого сходства водорослевых образований Култака с теми или иными органогенными постройками в Юго-Западном Гиссаре не обнаружено. Не находят они себе аналогов и среди образований современных барьерных рифов. Возможно, они представляют образования зачаточных рифов, не получивших развития в силу неблагоприятных обстановок.

Рифовые постройки внешней части вернеоксфордской Кугитанг-Денгизкульской зоны (Уртабулак, Денгизкуль) по типу строения очень близки рассмотренным выше рифовым массивам Памук, Зеварды и др., занимающим внутреннее положение в зоне. Основным отличием являются малые мощности над рифовыми постройками пачки перекрывающих известняков и отсутствие группы отложений отшнурованного бассейна. Строение этих образований рассматривается ниже на примере Уртабулакского рифового массива, имеющего наиболее крупные размеры (рис. 8). Массив вытянут в северо-западном направлении и достигает 13 км в длину при ширине 6 км. В поперечном сечении он имеет холмовидную форму с более крутым северо-восточным склоном и сравнительно пологим юго-западным. В привершинной части рифового массива (скв. 24) мощность его составляет 260 м. Основная часть массива сложена биогермными известняками, обломочные (шлейфовые) накопления обнаружены лишь у его юго-западного края (в скв. 5 и 19). Биогермные отложения представлены водорослево-коралловыми известняками, состав которых заметно меняется по разрезу. В центральной части рифового массива, очерченной скв. 26, 9 и 13, нижняя часть биогермных отложений (около 70 м) содержит обильные остатки синезеленых водорослей и более редкие колонии кораллов, довольно равномерно распределенные среди микрозернистого доломитизированного изве-

сткового материала с органогенным детритом. Вся верхняя часть рифового массива, составляющая в разных скважинах от 140 до 90 м, сложена светло-серым массивным кавернозным известняком с преобладанием остатков колониальных кораллов и подчиненным количеством водорослей. В скв. 24, 18 в разрезах биогермных отложений наблюдаются другие соотношения основных рифообразующих организмов. В нижней большей части биогермных известняков среди организмов-рифостроителей преобладают кораллы, а в верхней — они почти полностью исчезают, уступая место синезеленым водорослям.

Обломочные (шлейфовые) накопления в краевых участках массива представлены известняками грубо-слоистыми, органогенно-обломочными, пористыми, средней плотности, неравномерно доломитизированными, содержащими разнообразные скелетные остатки колониальных кораллов, водорослей и других организмов. Мощность их сокращается по сравнению с центральной частью рифовой постройки до 70 м. Биогермные отложения Уртабулакского рифового массива почти непосредственно перекрываются ангидритами сульфатно-галогенной формации, что характерно и для рифовых образований Денгизкуль и Хаузака. Этот факт позволяет предполагать более молодой возраст Уртабулакского, Денгизкульского и Хаузацкого рифовых массивов по сравнению с органогенными постройками внутренней части Кугитанг-Денгизкульской зоны. Такое предположение является вполне допустимым, учитывая, что в составе Кугитангского рифового комплекса Юго-Западного Гиссара наблюдается приуроченность биогермных массивов к нескольким стратиграфическим уровням в пределах верхнеоксфордского подъяруса и смещение более молодых построек в юго-западном направлении в сторону открытого

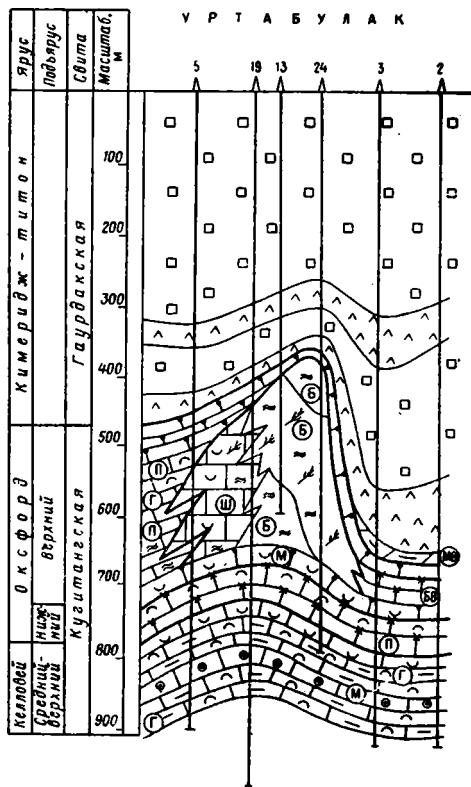


Рис. 8. Палеогеологический литолого-фациальный профиль Уртабулакского рифового массива.

Условные обозначения те же, что на рис. 5.

морского бассейна. В таком случае Уртабулакский и Денгизкульский рифы, очевидно, были приурочены к фронтальной части позднеоксфордского барьерного рифа и служили рубежом, разделяющим осадки открытого морского бассейна и отложения отшнурованного бассейна, перекрывающие рифовые массивы внутренней части Кугитанг-Денгизкульской зоны (Памук, Зеварды, Култак и др.). Мощные (до 260 м) верхнеюрские рифовые постройки Уртабулакского типа, непосредственно перекрытые ангидритами сульфатно-галогенной формации кимериджа — титона, не находят себе непосредственных аналогов среди рифовых образований Кугитангского комплекса Юго-Западного Гиссара. Возможно, к ним следует отнести биогермный массив, залегающий в кровле карбонатной формации хр. Гаурдак и имеющий видимую мощность до 70 м.

Заканчивая рассмотрение верхнеоксфордских рифовых образований центральных районов Средней Азии, можно сделать следующие выводы.

1. Процессы рифообразования принимали широкое участие в формировании верхнеюрской карбонатной формации. Это участие заключается в том, что, во-первых, в составе карбонатной толщи сформировалась самостоятельная группа рифовых образований, включающая биогермные (водорослево-коралловые), шлейфовые (органогенно-обломочные) и лагунные (тонкодисперсные) отложения; во-вторых, рифовые образования, несомненно, поставляли обильный тонкоизмельченный материал в прилежащие участки морского бассейна; в-третьих, рифовые постройки оказывали большое влияние на распределение генетических типов карбонатных отложений в позднеюрском седиментационном бассейне.

2. Верхнеюрские рифовые постройки группируются в три разновозрастные зоны, протягивающиеся вдоль береговой линии позднеюрского бассейна на значительном удалении от нее и разделяющие отложения открытого и отшнурованного бассейнов, что позволяет отнести их к образованиям типа современных барьерных рифов. Выделяются Карасан-Карабаирская (средне?-верхнекелловейская), Ляйлякан-Каракумская (нижне-верхнеоксфордская) и Кугитанг-Денгизкульская (верхнеоксфордская) рифовые зоны. Указанные зоны различаются по морфологическим особенностям рифовых комплексов, соотношению генетических типов рифовых образований и комплексу организмов-рифостроителей.

3. Выделение трех разновозрастных зон развития рифовых комплексов позволяет говорить о смещении барьерных рифов в течение позднего келловоя — оксфорда к югу и юго-западу в сторону открытого бассейна. Можно предполагать развитие в центральных районах Амударьинской синеклизы более молодых, кимериджских, рифовых зон.

## Возможное распространение рифовых комплексов в Восточной Туркмении

Выше были показаны приуроченность рифовых комплексов к линейно вытянутым зонам ископаемых барьерных рифов, закономерное смещение все более молодых рифовых построек от периферии древнего седиментационного бассейна к его центральной части и контролирующая роль рифовых комплексов в распространении отложений открытых и отшнурованных бассейнов, в том числе и бассейнов с повышенной соленостью. Эти закономерности позволяют прогнозировать распространение рифовых комплексов в пределах Восточной Туркмении.

Можно предполагать продолжение Кугитанг-Денгизкульской верхнеоксфордской рифовой зоны к северо-западу от района Чарджоу и Фараба. В северо-восточной и восточной частях Гагаринского района, на площадях Джилликумы, Багаджа, Сакар, Бабаарап в разрезе карбонатной формации преобладают глубоководные темные глинистые известняки. Восточнее и севернее, в пределах Кандым-Ачакского района, преобладают мелководные отложения карбонатного шельфа. Зона сочленения этих типов разреза, к которой также приурочено увеличение мощности карбонатной формации (рис. 3 и 4), является благоприятной для формирования ископаемых рифов.

Можно предполагать развитие ископаемого барьерного рифа вдоль внутреннего края Беурдешикской ступени. В разрезе карбонатной формации, вскрытом на Гагаринской площади, преобладают глубоководные отложения открытого бассейна. Западнее, на площади Кирпичли, наряду с глубоководными отложениями в нижней части разреза развиты пачки высокопористых светлых органогенно-обломочных известняков, сходных с известняками, развитыми вдоль фронтального склона Уртабулакского и Денгизкульского рифовых комплексов, на площади Самантепе и юго-западном крыле площади Хаузак, где они представляют собой образования рифовых шлейфов. Западнее площади Кирпичли, на Беурдешике вскрыты мелководные терригенно-карбонатные отложения. Предполагаемая зона рифов может быть приурочена к верхнекелловейской — нижнеоксфордской части разреза и служить аналогом Мубарекской рифовой зоны.

На южном борту Амударьинской синеклизы верхнеюрские отложения выклиниваются в пределах Карабильской ступени и на северном склоне Бадхызского выступа. По данным перинтерпретации материалов сейсмопрофилирования, выполненных С. Чамо, вдоль внутреннего края карабильской ступени следует ожидать зону развития рифов, этому не противоречит смена мелководных карбонатных отложений, вскрытых в Северном Афганистане на площадях Ятымтаг и Ходжа-Гугердаг, глубоководными отложениями, развитие которых следует ожидать в Мургабской впадине, исходя из их строения на площади Байрамали и общих палеогеографических соображений.



Кроме этих окраинных предполагаемых зон ископаемых барьерных рифов, простирающие которых отвечает простираанию древней береговой линии (Карабильская ступень, северное продолжение Кугитанг-Денгизкульской рифовой зоны) или простираанию западного ограничения Амударьинской синеклизы (Беурдешикская ступень), можно ожидать развитие древних барьерных рифов в зоне сочленения Мургабской и Амударьинской впадин и в зоне сочленения Мургабской впадины с Предкопетдагским прогибом. В пределах собственно Амударьинской впадины на карбонатной формации залегает толща переслаивающихся ангидритов и известняков, перекрытая ангидритами и солями. Возраст этой толщи переслаивания, как было показано выше, не древнее кимериджского. В Мургабской впадине в разрезах Байрамалийского района толща переслаивания ангидритов и известняков отсутствует, и на карбонатной формации залегает пачка ангидритов, перекрытая солями. Верхняя часть карбонатной формации по данным единичных кернов сложена здесь черными пелитоморфными глинистыми известняками, типичными для глубоководных отложений. Исходя из известных закономерностей по соотношениям карбонатной и сульфатно-галогенной формаций, следует допустить, что толща переслаивания ангидритов и известняков Амударьинской впадины синхронна верхней части известняков Мургабской впадины, а области их накопления разделялись ископаемым барьерным рифом. Наиболее вероятно приуроченность этого барьерного рифа к зоне Репетек-Келифских дислокаций, в пределах которой развиты соляные купола. По ряду признаков эти купола отличаются от типичных солянокупольных структур. Их линейная протяженность, выполаживание при приближении к юго-восточному погружению Центрально-Каракумского свода, достаточно хорошая коррелируемость солей, вскрытых на Репетекской площади, позволяют предполагать, что эта зона имеет общую природу с так называемыми ангидритовыми террасами или соляными валами, сопровождающими зоны барьерных рифов в ряде районов Земного шара (риффы цехштейна и другие). Возраст этой предполагаемой зоны рифов должен быть не древнее кимериджского. Поскольку кимеридж-титонские отложения на Бахардокской моноклинали представлены ангидритами и известняками, а кимериджские отложения Центрального Копетдага содержат пласты ангидритов («Объяснительная записка» . . . , 1970), следует предположить заворот зоны кимериджских рифов на юг в пределах западного борта Мургабской впадины и Серахской перемычки.

Прогнозируемые зоны развития ископаемых барьерных рифов являются наиболее перспективными районами для поисков крупных залежей газа и нефти в карбонатных отложениях верхней юры.

### ГЛАВА III

## ЕМКОСТНЫЕ И ФИЛЬТРАЦИОННЫЕ СВОЙСТВА ВЕРХНЕЮРСКИХ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД

Промышленная нефтегазоносность отложений верхнеюрского возраста связана с различными генетическими группами пород-коллекторов. Каждая из групп приурочена к определенным фациальным типам отложений и, как показано выше, обладает определенным пространственно-стратиграфическим развитием, обусловленным палеогеографической обстановкой накопления и постседиментационными процессами преобразования.

В главе I на основе выявленных закономерностей в пространственно-стратиграфическом размещении различных комплексов карбонатных отложений дано районирование рассматриваемой территории, согласно которому ниже приводится характеристика емкостно-фильтрационных свойств пород-коллекторов различного генезиса.

Так, в пределах закрытой части Южногиссарско-Янгиказганского района в разрезе преобладают терригенно-карбонатные и карбонатно-трещинные коллекторы, емкостно-фильтрационные свойства которых относительно невысокие: открытая пористость 4%, проницаемость единицы — первые десятки миллиарда.

Формирование отложений, включающих коллекторы, происходило в условиях прибрежного мелководья в непосредственной близости от береговой линии, и, по всей вероятности, на протяжении всего верхнеюрского времени здесь существовали условия рифовой зоны, где улавливался почти весь терригенный материал, поступающий с суши. Эффективная мощность этих отложений невелика — 5,5—18 м (Караулбазар, Сарыташ).

Подобного рода коллекторы развиты и на Мубарекском выступе, где они приурочены к нижней (XVI горизонт) и верхней (XV горизонт) частям верхнеюрского разреза, причем, как правило, нижняя часть в большей степени обогащена терригенными прослоями, чем верхняя. Емкостно-фильтрационные свойства этих коллекторов более высокие: средние значения открытой пористости около 8%, проницаемость десятки — первые сотни миллиарда. К средней части Мубарекского поднятия приурочены рифогенные коллекторы, представляющие собой белые и светло-серые рыхлые известняки. Последние особенно широко представлены в разрезе Северного Мубарека, где общая эффективная мощность их доходит до 75 м, при средней пористости 10%. Восточнее Мубарекского выступа в пределах Сангардак-Карабаирского района

развиты также рифовые коллекторы верхнекекеловейского возраста (площади и месторождения Сарыча, Ташлы, Карактай и Карабаир). Коллекторские свойства их относительно высокие: открытая пористость 11—14,5%, проницаемость до первых единиц Дарси. Южнее в Ляйлякан-Каракумском районе подобного вида образования приурочены к нижнему оксфорду и низам верхнего оксфорда. Представление о коллекторских свойствах отложений можно получить при рассмотрении данных по Каракумскому месторождению. Наиболее широко рифогенные коллекторы развиты в Кугитанг-Денгизкульском районе.

В пределах отдельных районов отмечены зоны развития трещиноватых коллекторов (Байсун-Адамташский район, месторождение Адамташ и Самантепинский район). В них наряду с плохими поровыми коллекторами развиты трещиноватые. Последние образовались в результате седиментационного уплотнения и гидратации сульфатных осадков. Примером коллекторов такого вида являются коллекторы Адамташского и Самантепинского месторождений, где они представлены темно-серыми плотными трещиноватыми известняками.

Данных о генетическом типе коллекторов Гагаринского и Кирпичлинского районов мало, но можно высказать некоторые предположения по аналогии с рассмотренными выше районами. В первом разрезе верхнеюрских отложений преобладают относительно глубоководные отложения, представленные темными пелитоморфными плотными известняками, поэтому следует ожидать распространения трещиноватых коллекторов с подчиненным развитием поровых с плохими емкостно-фильтрационными свойствами. В разрезах Кирпичлинского района коллекторами могут оказаться прослои слабо сцементированных светло-серых оолитовых и органогенно-детритовых известняков со средней открытой пористостью 15% и проницаемостью до 200 мД.

В результате детального изучения карбонатных коллекторов в пределах Бухарской и Чарджоуской ступеней представляется возможным сделать некоторые выводы о закономерностях в пространственном и стратиграфическом размещении зон развития генетических типов коллекторов и особенно о роли коллекторов рифогенного генезиса.

Максимальные мощности пород-коллекторов приурочены к зонам развития рифовых комплексов и прибрежных мелководных осадков. Пространственное и стратиграфическое размещение этих зон рассмотрено в предыдущей главе и отображено на схематической карте суммарных мощностей пород-коллекторов (рис. 9).

Совпадение зон развития емких коллекторов с определенным фаціальным комплексом отложений обуславливается близкими по гидродинамической активности средами накопления осадков и одинаковыми обстановками вторичных изменений исходного осадка. Наряду с чертами сходства следует предполагать существование и отличий. Сходство обусловлено интенсивным развитием карбонатообразующих организмов и активным гидродина-



Рис. 9. Схематическая карта суммарной эффективной мощности верхнеюрских карбонатных отложений Восточной Туркмении и Западного Узбекистана.

1 — изопакиты эффективной мощности установленные; 2 — то же, предполагаемые; цифры на карте: разведочные площади и месторождения: 1 — Кабаклы; 2 — Узбеккудук; 3 — Парсанкуль; 4 — Аккум; 5 — Ходжи; 6 — Кандым; 7 — Алат; 8 — Фараб; 9 — Хаузак; 10 — Денгизкуль; 11 — Уртабулак; 12 — Северный Уртабулак; 13 — Зеварды; 14 — Памук; 15 — Дарбаза; 16 — Карим; 17 — Северный Мубарек; 18 — Южный Мубарек; 19 — Каракум; 20 — Карактай; 21 — Култак; 22 — Камаш; 23 — Бешкент; 24 — Джилликумы; 25 — Багаджа.

мическим воздействием вод бассейна на образующиеся на мелководье и в рифовых сооружениях органогенные карбонатные образования, которые в значительной своей части перерабатываются в механический осадок, обладающий первичной пористостью. Зоны рифового и прибрежного мелководья характеризуются повышенной биологической продуктивностью, обусловленной интенсивной фотосинтетической деятельностью, а частая смена омывающих вод обеспечивает обитающие здесь организмы необходимыми биогенами (соединениями фосфора, азота и микроэлементами).

Обстановка мелководья весьма чувствительна к изменению уровня бассейна, что имеет особое значение для последующих процессов изменения осадка — ранней литификации, трансформации порового пространства, образования каверн и других вторичных процессов. При выходе накопившихся осадков из-под уровня вод бассейна на них оказывают свое воздействие метеорные воды, которые вызывают глубокие изменения, обусловленные процессами селективного выщелачивания, параморфным изменением состава карбонатов, доломитизацией, дедоломитизацией и др. Условия преобразования карбонатных осадков рифовых зон и мелководья, обладающих, как правило, первичными емкостно-фильтрационными свойствами, совершенно чужды условиям открытого глубоководного бассейна. В последнем накапливаются тонкие илы с мелкими скелетными остатками фито- и зоопланктона, иногда с прослоями турбититов.

По имеющимся данным представляется возможным оценить емкостно-фильтрационные свойства пород-коллекторов рифогенного и прибрежно-мелководного генезиса. Это можно сделать по результатам статистической обработки емкостно-фильтрационных параметров поровой части образцов, отобранных с газонефтяных месторождений, представляющих рифовый и нерифовый типы коллектора.

Породы-коллекторы рифогенного и прибрежного типов существенно различаются по пористости и проницаемости.

В табл. 2, составленной по данным Н. А. Яншиной (ВНИГНИ), приведены значения этих параметров для I и II групп коллекторов. К I группе относятся нерифовые коллекторы, а ко II — рифовые. При сравнении соответствующих статистических значений можно отметить следующее.

1. Средние значения открытой пористости рифовых и нерифовых коллекторов несущественно различаются и могут быть приняты за идентичные.

2. Рифогенные породы-коллекторы обладают значительно лучшими фильтрационными свойствами.

По результатам статистической обработки выявлена довольно тесная связь, отвечающая линейной зависимости между значениями пористости и логарифмом проницаемости вида  $\log k = am + b$ , где  $k$  — проницаемость;  $m$  — пористость;  $a$  и  $b$  —

**Среднестатистические значения пористости и проницаемости  
и корреляционная зависимость пористость — проницаемость**

Группа коллектора	Месторождение, площадь	Число исследованных образцов	Среднестатистические значения		Значение $k$ при $m$ (в %)		Значение $m$ при $k$ (в мД)			
			пористость $m$ , %	проницаемость $k$ , мД	15	21	1	10	100	1000
I	Аккум-Парсанкуль	159	16,5	5,6	3,2	479	13,6	16,3	19,0	21,7
	Кандым	299	16,5	10	10	316	11,4	15,2	19,0	22,8
	Учкыр	57	18,0	5,6	2,8	74	13,2	17,3	21,4	25,8
	Среднее по группе		17,0	7,1	5,3	289	12,7	16,2	19,8	23,3
II	Карим	80	21,0	316	10,0	178	10,4	15,0	19,6	24,2
	Каракум	163	16,5	100	4,2	3 630	13,7	15,7	17,7	19,7
	Уртабулак	614	13,5	56	66	10 000	10,0	12,7	15,4	18,1
	Среднее по группе		17,3	157	27	4 600	11,4	14,5	17,6	20,7

коэффициенты, устанавливаемые при статистической обработке лабораторных данных.

Лучшие фильтрационные свойства порового коллектора рифового генезиса при равной пористости следует отнести за счет увеличенного сечения канальцев, по которым осуществляется сообщение между порами.

При изучении рифовых пород-коллекторов нельзя не отметить наличия каверновой емкости, на долю которой в отдельных образцах приходится до 50% общей емкости. Кавернозность изучалась при отборе в глубоких разведочных скважинах представительного керна большого диаметра (выход керна 65—85%) с использованием специальной лабораторной аппаратуры. Исследования, проведенные на образцах большого размера (диаметр до 90 мм, высота до 70 мм), позволили оценить влияние этой емкости на свойства рифовых коллекторов.

В качестве примера приведем результаты изучения зависимости между открытой  $m_0$  и каверново-поровой  $m_{кп}$  емкостью на образцах Уртабулакского месторождения (рис. 10). В результате статистической обработки этого материала установлена четкая связь между значениями этого параметра и линейная зависимость между ними, описываемая уравнением регрессии  $m_{кп} = 1,32 m_0 - 0,4$ .

Поскольку зависимость между этими параметрами отличается высоким коэффициентом корреляции ( $R=0,91$ ), представляется возможным с достаточной точностью определить поправку к значениям открытой пористости, установленным по обычной методике, для получения значений каверново-пористой емкости. Подобного рода операция была произведена при подсчете запасов

упомянутого месторождения, в результате чего за счет каверновой емкости запасы увеличились на 30%. Использование этого метода возможно и на других месторождениях, для чего необходимы исследования достаточного количества зерна большого размера.

Представление о литогенетических особенностях и строении рифогенных коллекторов верхнеюрских отложений можно получить по данным исследований сотрудника ВНИГНИ Н. И. Чури-

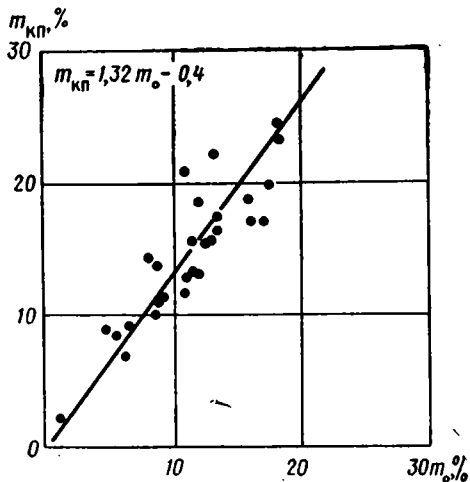


Рис. 10. Корреляционный график зависимости между пористостью каверново-порового образца  $m_{кп}$  и его открытой пористостью  $m_о$ , месторождение Уртабулак (по Н. А. Яншиной).

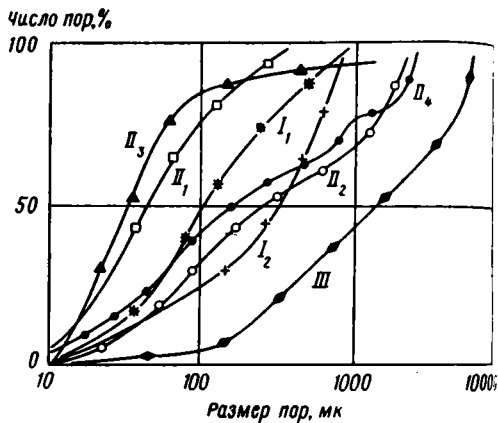


Рис. 11. Кумулятивные кривые распределения размеров и числа пор в породах-коллекторах различного генетического типа, месторождение Уртабулак.

Номера кривых соответствуют генетическим типам пород-коллекторов в табл. 3.

ной. Петрографическому изучению была подвергнута коллекция из 20 образцов пород-коллекторов Уртабулакского месторождения с определением в тех же образцах значений пористости и проницаемости. Основное внимание уделялось генетической природе порового пространства. Из-за сравнительно небольшого размера изучаемых шлифов и по техническим причинам каверновая емкость этих пород не могла быть полностью охарактеризована.

Все изученные образцы пород-коллекторов можно отнести к трем основным генетическим типам: биоморфные, органогенно-обломочные и доломиты (табл. 3).

К биоморфным породам-коллекторам отнесены те разности, которые в большей части сложены остатками основных организмов-рифостроителей — кораллов и известковых водорослей. Коралловые известняки сложены из обломков кораллов различного размера, от долей миллиметра до сантиметра. Наблюдались отдельные прослои, нацело сложенные кораллами. Обычна значительная примесь водорослевого материала, обволакивающего об-

ломки кораллов, брахиопод или встречающегося в виде самостоятельных образований — комочков, сгустков пелитоморфного кальцита, частично раскристаллизованного. При просмотре шлифов кораллы представлены разномерным прозрачным кальцитом, продуктом перекристаллизации арагонита, с реликтами пергородок в виде извилистых прожилок, выполненных пелитоморфным кальцитом. Кораллы, строящие свой скелет из арагонита, на ранней стадии диагенеза подвергаются параморфным превращениям с замещением скелетных остатков низкомагнезиальным разномерным кальцитом.

Емкостно-фильтрационные свойства этого подтипа пород в основном обусловлены эпигенетической перекристаллизацией. На долю пор этого генезиса приходится более 50% от их числа. Ряд других характеристик данного подтипа коллектора приведен в табл. 3 и на рис. 11.

К водорослевым известнякам отнесены породы-коллекторы, основная масса которых сложена водорослевыми комками и онкоидами размером до 0,5 мм с примесью другого органогенного материала (раковин, фораминифер) такого же размера. Обычно онкоиды сложены пелитоморфным кальцитом, который в некоторых случаях подвергается перекристаллизации в яснозернистые разновидности. Для этих пород характерна незначительная доломитизация, проявляющаяся в виде рассеянных ромбоэдров доломита.

Преобладающий генетический тип пор — межзерновой, диагенетической перекристаллизации, на втором месте по значению межформенный тип. Последний характеризуется высокой удельной пористостью (1400 л/см<sup>3</sup>) и низкими коллекторскими свойствами. Это следует связывать с относительной стойкостью водорослевого материала по сравнению с коралловым.

Наиболее распространенный тип пород-коллекторов среди рифогенных отложений — органогенно-обломочный. Известно, что рифогенные отложения на 75, а часто и на 90% и более состоят из органогенно-обломочных образований. Представлены они в основном а) скелетными обломками зоо- и фитогенного происхождения; б) продуктами жизнедеятельности различных организмов (капролитов, водорослевых и животных пеллетов и др.); в) различными аккреционными образованиями. Последние в процессе литогенеза и эпигенеза преобразуются, утрачивают свои признаки и в породе представляют собой широко развитые комковатые и сгустковые образования.

Описываемый генетический тип коллекторов включает в себя разновидности пород с первичной и вторичной пористостью. В них широко представлены поры, образовавшиеся за счет диагенетических и эпигенетических процессов. Все это обуславливает весьма высокие емкостные и фильтрационные свойства (пористость 14—30%, проницаемость до 2Д).

Особым генетическим типом коллектора являются доломиты. Последние представляют собой разномерные доломиты, от тонкокристаллических до среднекристаллических, с зернами от идио-



Содержание пор в поровых-коллекторах различных

Породы-коллекторы	Число изученных образцов	Тип		
		межформенный	межзерновой, диагенетический, перекристаллизованный и доломитизированный	межзерновой, диагенетический, выщелачиваемый
I. Биоморфные				
1. Коралловые	2	<15	15—30	<15
2. Водорослевые	1	15—30	30—50	<15
II. Органогенно-обломочные				
1. Органогенно-обломочные	3	>50	15—30 и >50	<15 и 15—30
2. Обломочно-суги-стые	2	>50	<15	<15
3. Комковато-суги-стые	2	<15	<15	<15 и 15—30
4. Водорослево-суги-стые	8	<15	15—30 и >50	<15 и 15—30
III. Доломиты	2	15—30	<15	<15

морфных (ромбоздров) до ксеноморфных (расщепленных). Это позволяет предполагать, что первоначально образовывались идиоморфные разности, которые в процессе роста и преобразования осадка вошли в соприкосновение друг с другом. Наиболее емкие коллекторы те, в которых преобладают ромбоздры с контактами между ними, создающими рыхлую упаковку (контакт типа грань — вершина). По своим емкостно-фильтрационным свойствам породы средние (пористость 17%, проницаемость до 400 мД). На Уртабулаке они приурочены к нижней части продуктивного интервала, а поэтому могут служить не только газовыми, но и нефтяными коллекторами.

Тип, форма, строение и размеры вмещающих флюиды верхнеюрских карбонатных резервуаров, естественно, определяются физико-географической обстановкой накопления осадков, ставших в последующем породами-коллекторами (под резервуарами в данном случае понимается ограниченное в пространстве и во времени геологическое тело, обладающее определенными емкостно-фильтрационными свойствами и гидравлической обособленностью).

Для районов развития мелководных прибрежно-морских условий характерны резервуары пластово-сводового типа. Примером могут служить зоны развития пород-коллекторов в пределах Аккумского и Парсанкульского месторождений. О характере изменения емкостно-фильтрационных свойств такого резервуара и его форме можно получить представление, рассматривая карту эффективной мощности и открытой пористости (рис. 12).

## генетических типов (в %) и их свойства

пор		Число пор на 1 см <sup>2</sup>	Пористость, %		Проницаемость, мД
межзерновой, эпигенетический, перекристаллизованный	эпигенетический, выщелачиваемый		открытая	по шлифу	
>50	15—30	310	6,3	0,3	290
<15	<15	1400	17,5	2,5	12
<15	15—30 и >50	210	27	11,1	640
<15	15—30	920	30	3,1	1130
<15	30—50 и >50	170	14,1	6,1	49
<15 и 15—30	<15 и >50	550	16,0	7,3	1950
<15 и >50	<15 и >50	80	17,5	10,9	338

Эти резервуары представляют собой совокупность линзовидных прослоев пород-коллекторов значительной протяженности, небольшой мощности, переслаивающихся с непроницаемыми разностями. Характерна связь с тектоническими локальными структурами: изопакиты эффективной мощности пород-коллекторов конформны стратонизогипсам этих месторождений. Отмечается однонаправленное изменение эффективной мощности и средних значений открытой пористости: большим значениям эффективной мощности соответствуют и большие значения открытой пористости. Последнее, вероятно, обусловлено гидродинамическим режимом в момент накопления этих отложений: при большей активности среды откладывается большая мощность осадка с увеличенным содержанием хорошо отсортированных его разностей. Иловидные компоненты выносились за пределы площади развития таких условий. Такие условия наблюдаются в районе развития водно-аккумулятивных форм (баров, банок и др.).

Существование мелководных условий влекло за собой и благоприятные условия для развития вторичных процессов при снижении уровня вод в бассейне и осушении мелководья. По строению и литологическому составу эти отложения могут быть сопоставлены с карбонатными осадками Большой Багамской Банки. Как в рассматриваемом районе, так и на этой банке литогенетический состав карбонатных отложений идентичен. Он характеризуется широким развитием аккреционных образований, зоо- и фитогенных пеллет, овоидных водорослевых и оолитовых разностей,

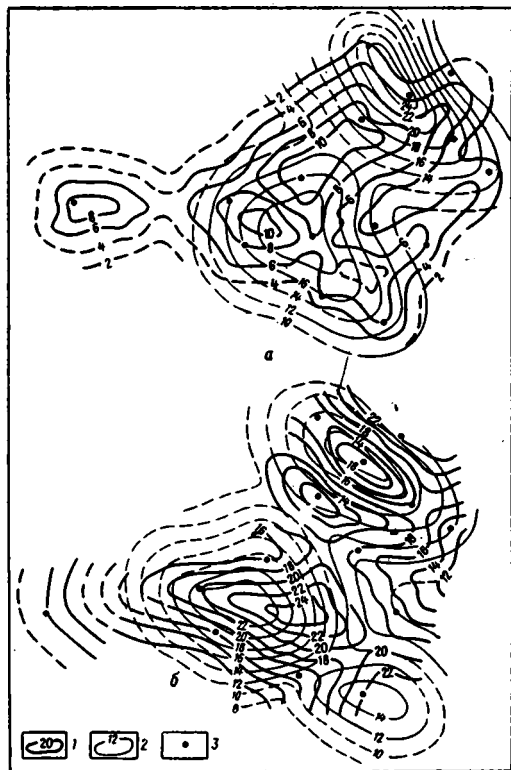


Рис. 12. Карты эффективной мощности и открытой пористости XV-1(а) и XV-2(б) продуктивных горизонтов Аккум-Парсанкульского месторождения (по А. Г. Ибрагимову).

1 — изолинии эффективной мощности XV-1 и XV-2 горизонтов;  
2 — изолинии открытой пористости XV-1 и XV-2 горизонтов;  
3 — разведочные скважины.

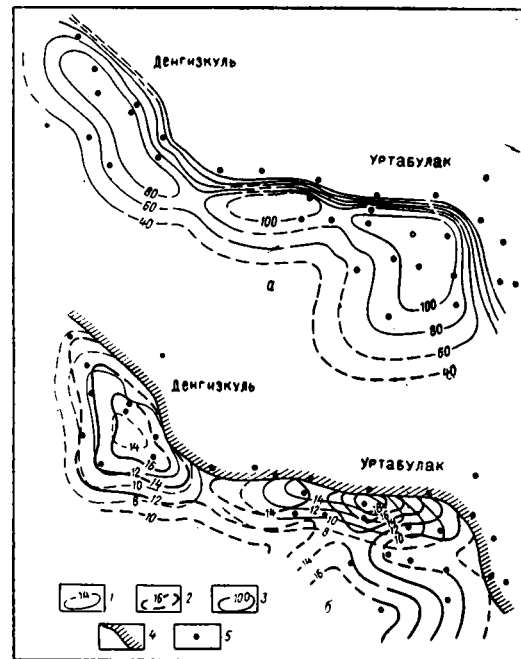


Рис. 13. Карты эффективной мощности (а) и открытой пористости (б) месторождений Уртабулак и Денгизкуль.

1 — изолинии эффективной мощности; 2 — изолинии открытой пористости рифового горизонта; 3 — то же, надрифового горизонта; 4 — северная граница распространения коллекторов; 5 — разведочные скважины.

значительным площадным развитием и прихотливостью плана распределения различных фациальных типов осадков.

В противоположность резервуарам описанной выше зоны, резервуары зон рифового накопления массивные, отличаются от вышеописанных значительно большей мощностью, линейной ориентировкой, совпадающей с общей протяженностью рифовой зоны.

Пример такого типа резервуара приведен на рис. 13. Породы-коллекторы рифогенных месторождений отличаются лучшими фильтрационными свойствами при относительно равных емкостных показателях. Последнее, по нашему мнению, обусловлено значительно более контрастными условиями накопления исходного осадка и более глубокими вторичными изменениями, характерными для рифовых построек.

В заключение можно привести следующие выводы.

1. Основные зоны развития пород-коллекторов верхнеюрских отложений совпадают с зонами развития мелководных отложений — прибрежными и рифовыми комплексами.

2. Наилучшими емкостно-фильтрационными свойствами обладают породы рифового генезиса.

3. Рифогенные отложения наряду с поровой обладают и значительно каверновой емкостью и должны рассматриваться как каверно-поровые. Доля каверновой емкости для исследованных разностей составляет 30—50%.

4. Рифовые породы-коллекторы образуют резервуары более компактные, с большей удельной емкостью и лучшими фильтрационными свойствами.

5. Выявленная пространственная и статиграфическая локализация зон пород-коллекторов в рассмотренном районе может быть распространена на всю область развития верхнеюрских карбонатных отложений и служить основой для определения направления дальнейших поисковых работ.

## МЕТОДИКА ПОИСКОВО-РАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ НА НЕФТЬ И ГАЗ В КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЦЕНТРАЛЬНЫХ ОБЛАСТЕЙ СРЕДНЕЙ АЗИИ

### Общие сведения о нефтегазоносности верхнеюрских карбонатных отложений Средней Азии

Промышленная нефтегазоносность верхнеюрских карбонатных отложений Средней Азии была установлена открытием в 1953 г. небольшого газового месторождения Сеталантепе (Западный Узбекистан). В последующие годы (1956—1959) здесь же были открыты газовые и газоконденсатные месторождения Джаркак, Караулбазар, Сарыташ, Южный Мубарек (Западный Узбекистан), Фараб (Восточная Туркмения), что свидетельствовало о региональной нефтегазоносности этого комплекса отложений.

В настоящее время на территории Средней Азии в верхнеюрских карбонатных отложениях выявлено 45 месторождений, из них 35 в Западном и Южном Узбекистане и 10 в Восточной Туркмении. Среди этих месторождений по величине запасов газа выделяются Кандым (153 млрд. м<sup>3</sup>), Уртабулак (103 млрд. м<sup>3</sup>), Самантепе (101 млрд. м<sup>3</sup>), Гугуртли (62 млрд. м<sup>3</sup>). Общие разведанные в верхнеюрских известняках запасы газа достигают 772,5 млрд. м<sup>3</sup> и составляют 27% от всех разведанных запасов газа в Средней Азии. Если же исключить из этого расчета запасы газа, содержащиеся в меловых терригенных отложениях на уникальном Шатлыкском (778 млрд. м<sup>3</sup>) и крупнейшем Газлинском (492 млрд. м<sup>3</sup>) месторождениях, то получится, что в карбонатных отложениях верхней юры содержится более 45% от общих разведанных в Средней Азии запасов газа. В разрезе верхнеюрской карбонатной толщи первоначально выделялось три промысловых горизонта — XVI, XVa и XV. В дальнейшем было установлено, что данное деление не отражает фактического площадного и стратиграфического распространения проницаемых интервалов разреза. Поэтому сейчас в районах развития карбонатных отложений мелководного шельфа (Кандым, Аккум) выделяются XV-I, XV-II, XV-III, XVa и XVI горизонты; в районах развития келловейских и раннеоксфордских рифовых построек (Бухарская ступень) — XV, XVa-1, XVa-2, XVI горизонты и в районах распространения позднеоксфордских рифов (Уртабулак) — XV-нр (надрифовый), XV-р (рифовый), XVa и XVI горизонты. В Восточной Туркмении принята самостоятельная номенклатура проницаемых горизонтов в верхнеюрских карбонатных отложениях: в Ачакском районе VIa, VIб, VIIa, VIIб, VIII, IX, X горизонты, в Беурдешикском районе XV-1, XV-2, XV-3 горизонты и в Гугуртлинском районе XV горизонт.

Корреляция и стратиграфическая привязка перечисленных горизонтов показаны в табл. 4.

Таблица 4

**Корреляционная схема верхнеюрских продуктивных горизонтов Западного Узбекистана и Восточной Туркмении**

Возраст	Западный Узбекистан			Восточная Туркмения		
	Бухарская ступень	Чарджоуская ступень		Гугуртлинский район	Ачакский район	Беурдешикский район
		Северо-западная часть	Центральная и юго-восточная части			
J <sub>3</sub> ox <sub>2</sub> —km		XV-1	XV-нр		VIa	XV-1
J <sub>3</sub> ox <sub>2</sub>	XV	XV-2 XV-3	XV-р		VIб	XV-2
J <sub>3</sub> ox <sub>1</sub>	XVa-2	XVa		XV	VII	XV-3
J <sub>3</sub> cl <sub>2-3</sub>	XVa-1				VIII IX	
J <sub>3</sub> cl <sub>1-2</sub>	XVI	XVI	XVI		X	
J <sub>3</sub> cl <sub>1</sub>						

Открытые в Средней Азии в карбонатных отложениях верхней юры залежи газа и нефти относятся к типам сводовых массивных, сводовых пластовых, массивных литологически ограниченных и пластовых литологически ограниченных (рис. 14). В их распространении наблюдается определенная связь с литофациальным типом карбонатных отложений. В зонах развития карбонатных отложений мелководного шельфа распространены преимущественно залежи сводовые пластовые (Кандым, Гугуртли, Беурдешик) и в отдельных случаях пластовые литологически ограниченные (Аккум, Парсанкуль). В рифовых постройках развиты залежи сводового массивного типа (Зеварды, Памук) и в случаях наложения на рифовое тело антиклинальной складки — массивные литологически ограниченные (Уртабулак, Култук, Каракум). В зонах развития карбонатных отложений предрифовых (шлейфовых) фаций также распространены залежи сводового массивного типа (Самантепе, Кирпичли), а в районах накопления бассейновых фаций, характеризующихся резко ухудшенными коллекторскими свойствами (единичные прослои коллекторов среди толщ непроницаемых пелитоморфных, глинистых известняков), отмечаются залежи сводового пластового типа и лишь в случае интенсивной трещиноватости карбонатных пород — сводовые массивные (Адамташ, Гумбулак).

Газ в карбонатных отложениях метановый (89—92%), большей частью с примесью сероводорода, содержание которого на отдельных месторождениях достигает 5% (Уртабулак). В газе, как правило, содержится значительное количество газового кон-

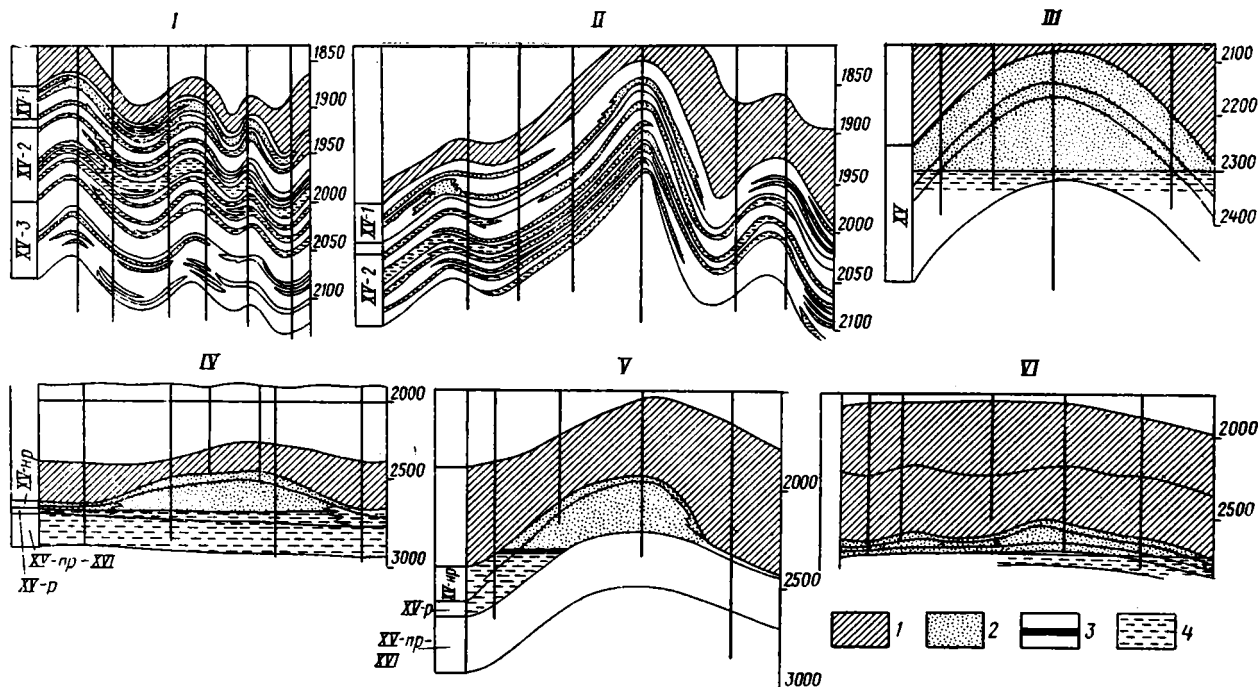


Рис. 14. Типы залежей в карбонатных отложениях верхней юры Западного Узбекистана и Восточной Туркмении.

1 — ангидриты и соли; 2 — газ; 3 — нефть; 4 — вода; типы залежей: пластовая сводовая литологически ограниченная: I — Аккум-Парсанкуль; II — Кандым; сводовая массивная: III — Самантеле; массивная: IV — Зеварды; массивная литологически ограниченная: V — Уртабулак; сводовая массивная литологически ограниченная: VI — Култак.

денсата. Чисто нефтяные залежи в карбонатных отложениях верхней юры известны пока только на двух месторождениях (Северный Уртабулак, Карактай), но нефтяные оторочки различной мощности отмечены на большинстве газовых месторождений (Уртабулак, Памук, Карим, Самантепе и др.). Различие емкостных свойств разных литофациальных типов карбонатных отложений обуславливает большие различия плотностей (концентрации) запасов на отдельных месторождениях (табл. 5).

Таблица 5

**Плотность запасов газа в различных залежах карбонатной формации**

Месторождение	Литофациальный тип карбонатных отложений	Тип залежи	Площадь залежи, км <sup>2</sup>	Запасы газа, млн. м <sup>3</sup>	Плотность запасов, млн. м <sup>3</sup> /км <sup>2</sup>
Уртабулак	Рифогенные кораллово-водорослевые известняки	Массивная, литологически ограниченная	41,6	102 600	2469
Северный Мубарек	То же	Массивная сводовая	20,1	21 225	1056
Карим	"	То же	8,8	8 149	920
Карактай	"	"	7,7	6 868*	888
Каракум	"	Массивная, литологически ограниченная	12,0	8 930	744
Култак	Рифогенные водорослевые известняки	То же	70,9	32 900	464
Кандым	Детритовые известняки мелководного шельфа	Пластовая сводовая	553	152 800	278
Даяхатын	То же	То же	54,5	12 200	224
Аккум	"	Пластовая, литологически ограниченная	77,3	10 700	138
Парсанкуль	"	То же	64,7	7 360	112
Кульбешкак	"	"	90,0	7 400	82
Самантепе	Детритовые известняки предрифовых (шлейфовых) участков	Массивная сводовая	218,5	101 400	469

\* С учетом нефти.

Из табл. 5 видно, что наибольшей плотностью запасов обладают карбонатные породы рифовых комплексов, включая предрифовые (шлейфовые) фации. Концентрация запасов в ловушках рифового типа на порядок выше, чем в антиклинальных ловушках в зоне распространения карбонатных отложений мелководного шельфа. На основании табл. 5 может быть сделано и второе заключение — наибольшей концентрацией запасов характеризу-



ются залежи массивного сводового и массивного литологически ограниченного типов. В залежах пластового сводового типа концентрация запасов на порядок ниже концентрации запасов в залежах пластового литологически ограниченного типа.

Интересные результаты дает сравнение плотности запасов месторождений в карбонатных отложениях различного литофациального типа с плотностью запасов на крупнейших газовых месторождениях Средней Азии, содержащих залежи в терригенных коллекторах (табл. 6).

Таблица 6

**Плотность запасов газа в песчаниках и алевролитах крупнейших газовых месторождений Средней Азии**

Месторождение	Тип залежи	Площадь залежи, км <sup>2</sup>	Запасы газа, млн. м <sup>3</sup>	Плотность запасов, млн. м <sup>3</sup> /км <sup>2</sup>
Газли	Сводовая много- пластовая	323,7	492 050	1500
Ачак	То же	85,8	140 124	1633
Шатлык	Сводовая пластовая	1350	778 400*	585
Байрамали	То же	74,2	52 600	708
Майское	"	69,6	18 210	261
Учкыр	"	274,1	44 090	160

\* Без категории С<sub>2</sub>.

Из табл. 6 видно, что в терригенных коллекторах даже на крупнейших месторождениях Средней Азии концентрация запасов меньше, чем в рифовых комплексах. Этим определяется высокая рентабельность залежей, связанных с рифовыми комплексами. Поэтому при поисково-разведочных работах в карбонатных отложениях большое народнохозяйственное значение приобретает целенаправленный поиск погребенных рифовых комплексов.

**Использование фациального анализа для прогнозирования зон распространения рифовых комплексов и изучения строения отдельных рифов**

Изложенный в гл. I и II материал показывает широкие возможности метода детального прослеживания литофациальных пачек для выявления и картирования рифовых комплексов в разрезе карбонатных отложений обнаженных районов. Однако использование этого метода при изучении карбонатных отложений закрытых районов ограничено из-за недостатка представительного кернового материала. Поэтому приходится выявлять среднестатистические изменения фациальных обстановок в различных частях се-

диментационного бассейна — выявлять крупные комплексы фаций, главным образом фаций открытых и отшнурованных бассейнов с последующей детализацией на фации зарифовых лагун, мелководного карбонатного шельфа, предрифовых шлейфов и др. Сопряжение крупных комплексов карбонатных фаций открытых и отшнурованных бассейнов происходит в различных районах земного шара, большей частью через зоны развития рифов барьерного типа или карбонатных образований типа баров, пересыпей, кос. В отдельных случаях на границе между вышеотмеченными крупными комплексами фаций могли быть островные поднятия в виде цепочек останцов карбонатных массивов. Благодаря широкому развитию в них процессов выщелачивания и карстообразования они также представляют большой интерес как возможные ловушки для нефти и газа.

Детальное петрографическое и экологическое изучение карбонатных отложений на основе генетической классификации карбонатных пород — направление, к сожалению, еще не получившее широкого распространения в практике литолого-петрографических исследований. Между тем, оно имеет большое значение.

При изучении разрезов закрытых районов важную роль играет выяснение физико-химических параметров разнофациальных типов карбонатных отложений с целью использования их для определения фациальных типов отложений на основе материалов промыслово-геофизических исследований скважин. На основании комплексного петрографического и промыслово-геофизического изучения генетических типов карбонатных пород, распространенных в разнофациальных комплексах верхнеюрских отложений центральных областей Средней Азии, установлены характерные признаки карбонатных отложений рифовых комплексов, позволяющие выделять их в разрезах верхней юры, вскрываемых скважинами.

Группа разновозрастных образований, выделяемая в качестве промысловых горизонтов XV-p, XVa-1, XVa-2 и XVa, на диаграммах стандартного электрокаротажа характеризуется пониженными значениями кажущегося сопротивления, сужением диаметра скважины за счет утолщения корки глинистого раствора на диаграммах кавернометрии, низкими значениями (меньше 3 мк/г) естественной гамма-активности на диаграммах гамма-каротажа и значительным положительным приращением на диаграммах бокового и микробокового каротажа, указывающего на наличие зоны проникновения. Особо следует отметить наблюдаемые на диаграммах каверномера в разрезе рифогенных образований интервалы увеличенного диаметра ствола скважины, вызванные, как показывает привязка кернов, наличием среди органогенных известняков линз и прослоев обломочных (типа щебеночных) известняков, вываливающихся из стенок скважины.

В последнее время для корреляции и прослеживания разновозрастных горизонтов в толще карбонатных пород используется метод гамма-термолюминесценции (ГТЛ). Эффект гамма-термо-

люминесценции вызывается наличием микродефектов структуры кристаллов кальцита и доломита, возникающих при воздействии на решетку кристалла естественного радиационного облучения и внедрения в нее примесей микроэлементов (Parcs, 1953). Корреляция карбонатных пород на основе метода ГТЛ была проведена по Волго-Уральской области (Тюрин, 1964) и в Западном Узбекистане на площади Уртабулак (Ильин, Румакин, 1970). Этот метод позволяет проследивать в толще карбонатных отложений разновозрастные пачки, что значительно облегчает выяснение взаимоотношений рифовой постройки с вмещающими ее породами (рис. 15).

### **Поисковые признаки и методические приемы выявления и разведки залежей в рифовых комплексах**

Установленные зависимости емкостных и фильтрационных свойств карбонатных отложений от их литофациального типа, большая роль литологического фактора в распределении залежей и, наконец, плановое несопадение контуров залежей в рифовых постройках с контурами нередко наложенных на них более поздних антиклинальных структур требуют специальных методических приемов ведения поисково-разведочных работ. Однако это обстоятельство до последнего времени недооценивается, и в практике геологоразведочный процесс в большинстве случаев осуществляется по стандартной методике, вытекающей из основных положений антиклинальной теории, путем разбуривания площади по одной из систем профильных сеток. Это приводило и приводит к бурению значительного числа пустых скважин, оказавшихся за границами рифового тела и, следовательно, вне контура залежи. Количество пустых скважин при разведке залежей в среднеазиатских рифах до изучения особенностей их строения, выявления поисковых признаков и разработки методических приемов ведения поисковых и разведочных работ достигало 50—60% от общего количества пробуренных скважин. В настоящее время процент таких скважин значительно снизился, но все еще выше, чем при разведке залежей в антиклинальных структурах (табл. 7).

Основными методами выявления и подготовки к бурению ловушек рифогенного типа является сейсморазведка методом общей глубинной точки МОГТ и методом обращенного годографа МОГ. Последний в силу ряда объективных причин пока еще не получил широкого применения, хотя результативность его выше МОГТ. В рекогносцировочных целях может быть использован и стандартный метод МОВ, позволяющий в ряде случаев предполагать наличие рифовых построек по наблюдаемым на профилях зонам потери корреляции. Обычно эти зоны связывают с зонами тектонических нарушений, что и находит отражение в графических построениях. Примером такого рода интерпретации может служить один из сейсмических разрезов через площадь Уртабулак,

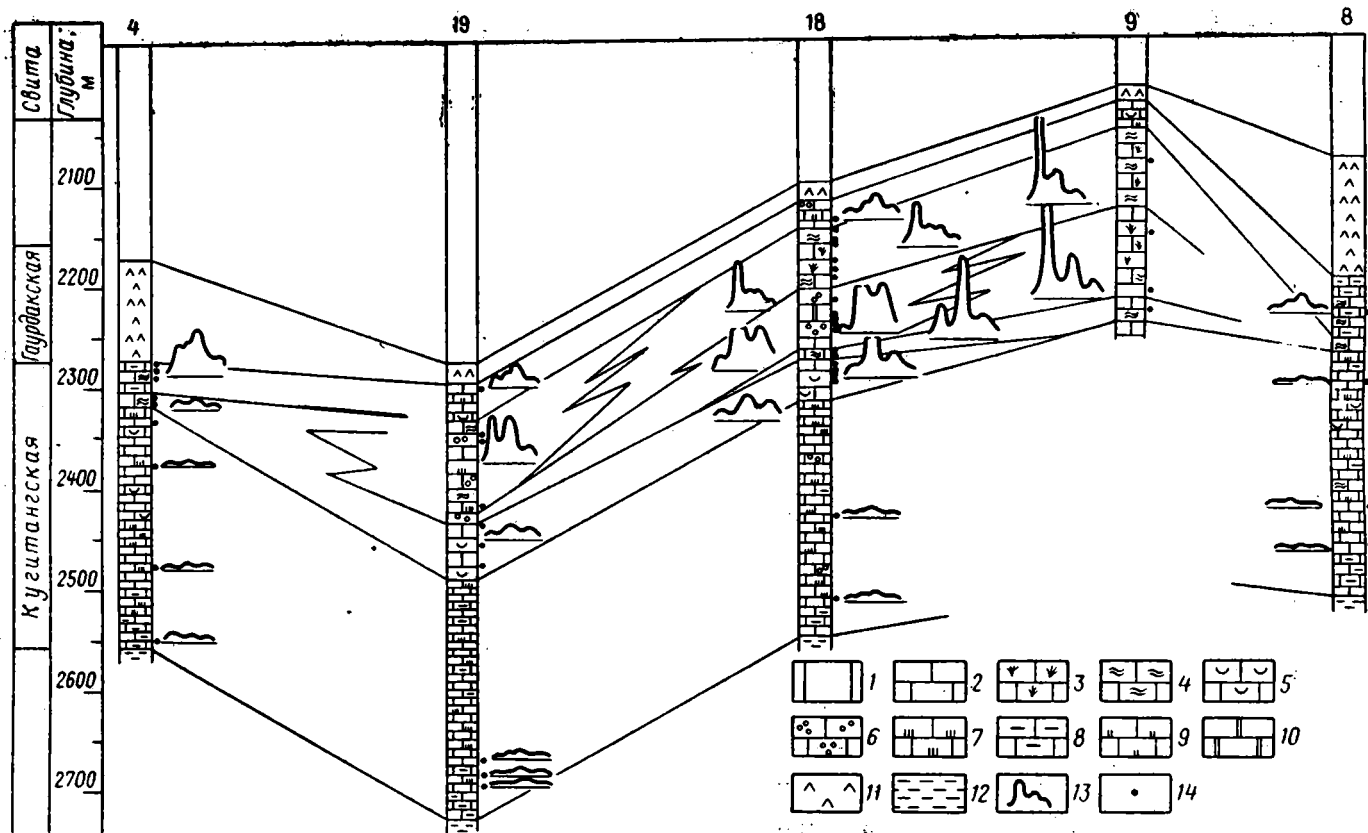


Рис. 15. Схема корреляции верхнеюрских отложений площадей Уртабулак и Денгизкуль по данным гамма-термолюминесценции. Известняки: 1 — рифового комплекса; 2 — нерифовые; 3 — коралловые; 4 — водорослевые; 5 — детритовые; 6 — обломочные; 7 — пелитоморфные; 8 — глинистые; 9 — доломитизированные; 10 — доломиты; 11 — ангидриты; 12 — глины; 13 — кривые гамма-термолюминесценции; 14 — исследованные образцы.

## Соотношение числа продуктивных и законтурных скважин при разведке месторождений различного типа

Месторождение	Тип ловушки	Период разведки	Общее количество скважин	Количество продуктивных скважин	Количество законтурных скважин	Количество законтурных скважин, % от общего числа
Уртабулак	Рифовая постройка	1961—1971	30	15	15	50
Каракум	То же	1966—1970	10	4	6	60
Памук	"	1963—1974*	21	11	10	45
Култук	Рифовая постройка	1962—1973	27	13	14	51
Зеварды	на антиклинали					
	Рифовая постройка	1963—1974*	19	15	4	21
Денгизкуль	То же	1964—1974*	21	16	5	23
Хаузак	Рифовая постройка на антиклинали	1967—1974*	12	12	—	0
Камаши	То же	1965—1974*	7	4	3	42
Кандым	Антиклиналь	1966—1972	30	22	8	27
Аккумулятор	То же	1965—1972	17	12	5	30
Парсанкуль	"					
Самантепе	"	1961—1970	22	22	—	0

\* Разведка продолжается.

выполненный в 60-х годах. На рис. 16, где профиль МОВ совмещен с профилем, построенным по результатам разведочного бурения, отчетливо видно, что зона потери корреляции соответствует границам рифовой постройки. Аналогичные зоны при работах МОВ зафиксированы на сейсмических разрезах площади Шуртан в Бешкентском прогибе, где в настоящее время скважиной вскрыты рифогенные известняки, и на некоторых других площадях Бешкентского прогиба (Пиркудук) и Чарджоуской ступени (Узбеккудук).

Большое значение для выбора рационального направления геологопоисковых работ имеют соотношение отдельных рифовых построек с локальными тектоническими элементами (антиклинальными структурами) и общая связь установленных зон развития рифовых комплексов с крупными геоструктурными элементами, выделенными в осадочном чехле центральных областей Средней Азии.

После открытия в Западном Узбекистане первых рифовых построек Уртабулак и Каракум возникло представление о них как о частных осложнениях локальных антиклинальных структур, поэтому ориентироваться продолжали преимущественно на

структурное направление геологопоисковых и геофизических работ. Для такого вывода на ранних этапах накопления фактического материала имелись некоторые основания. На площади Уртабулак по подстилающим рифовую постройку отложениям достаточно отчетливо фиксировался антиклинальный перегиб слоев, простираение которого в общем совпадало с направлением рифового тела. Однако по мере получения на Уртабулаке данных о строении и изменении мощности верхнеюрских карбонатных отложений и подстилающих их терригенных отложений нижней — средней юры выяснилось, что в поперечном разрезе на профиле скв. 2—102 (рис. 17) мощность и литологический состав терригенного комплекса хорошо выдерживаются, а мощность подрифовых известняков незначительно возрастает к юго-западу в направлении центральных частей позднеюрского седиментационного бассейна. Отсюда следует, что формирование Уртабулакского рифа началось в условиях отсутствия антиклинального перегиба, скорее всего на моноклинали, а фиксируемый в современной структуре перегиб является наложенным. Судя по относительной выдержанности состава и мощности меловых и палеоценовых отложений, он возник в позднепалеогеновое — неогеновое время как отражение крупных позднеальпийских горообразовательных процессов в южных областях Средней Азии.

Такое же соотношение рифовых построек с подстилающими отложениями установлено в результате сейсмических работ МОГ (рис. 18) на площади Зеварды и бурения на площади Памук. Аналогичные соотношения известны и на ряде рифов других нефтегазоносных областей, и в частности на рифовом комплексе Бойд-Петерс в штате Мичиган, США (Ferris, 1972), Рейнбоу в штате Альберта, Канада (Langton, Chin, 1968) и др.

Для районов развития погребенных рифовых построек характерно широкое распространение в перекрывающих их отложениях структур уплотнения, развивающихся над сводами рифовых массивов за счет резко различной способности к уплотнению органи-

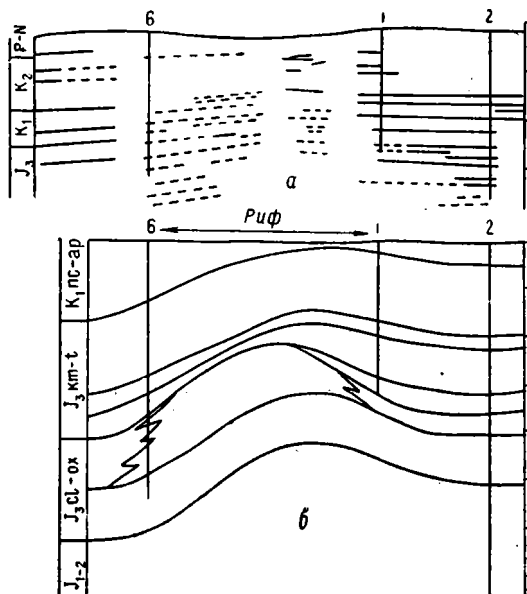


Рис. 16. Сопоставление данных сейсморазведки МОВ (а) и глубокого бурения (б) на месторождении Уртабулак.

генных, первично литифицированных пород рифа и пелитовых глинисто-карбонатных пород межрифовых участков. Это обстоятельство обусловило некоторые особенности строения залегающей над рифами сульфатно-галогенной формации (гаурдакская свита), которые были использованы в качестве поисковых признаков, позволяющих определять местоположение рифов и оценивать

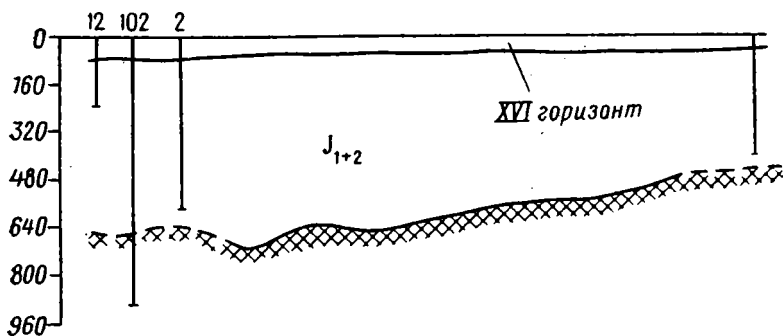


Рис. 17. Гипсометрическое положение и мощность ниже-среднеюрских отложений и известняков XVI горизонта к концу времени накопления последнего на месторождении Уртабулак.

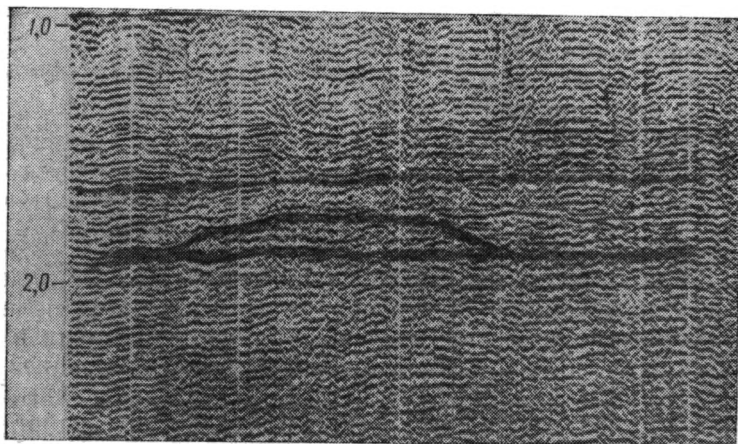


Рис. 18. Временной разрез МОГ через риф Зеварди (Западный Узбекистан).

положение разведочных скважин по отношению к контурам рифовых построек и содержащимся в них залежам нефти и газа.

Примеры структур уплотнения известны в районах развития рифов в Предуральском прогибе в СССР, во впадинах Альберты в Канаде и Мичиган в США и ряде других районов. Одна из та-

ких структур уплотнения описана К. Феррисом и Д. Бойдом (1972) над рифовым комплексом Петерс, входящим в систему силурийских рифов, формировавшихся по периферии Мичиганского бассейна в США. В строении указанного рифового комплекса имеется много общего с выявленными верхнеюрскими рифовыми постройками Средней Азии. В обоих случаях рифовые комплексы перекрыты эвапоритовыми образованиями, а межрифовые участки сложены сильно глинистыми разновидностями карбонатных пород, значительно уплотненными при перекрытии их более поздними образованиями. Именно этим в большей степени обусловлена существенная разность плотностей рифовых и межрифовых отложений, отчетливо проявившаяся в гравитационном поле на площади их распространения. Последнее позволило выявить рифовый комплекс Петерс методом высокоточной гравиметрической съемки. Близкие результаты получены и при изучении высокоточной гравиметрической съемкой гравитационного поля на участках рифов Вапелла-Ист, Скарри, Редуотер (США) и рифа Зеварды в Западной Узбекистане.

Опыт поисковых и разведочных работ в районах развития рифов различного возраста на территории США показывает, что они обычно имеют небольшие размеры, но, как правило, представлены многочисленными постройками. Ширина рифов колеблется от 0,5 до 2—3 км, длина от 0,5—1 до 3—7 км, высота редко превышает первые сотни метров, но высокие емкостные свойства слагающих их карбонатных пород обеспечивают накопление значительных по запасам залежей нефти и газа.

Полученные данные об отсутствии прямой связи между рифовыми постройками и антиклинальными структурами, выявляемыми по подрифовым опорным горизонтам, имеют принципиальное значение. Их следствием является необходимость ориентации поисковых сейсмических работ на поиск погребенных рифовых построек путем прослеживания кровли и подошвы рифовых комплексов. В связи с этим большое значение имеет выяснение общей связи установленных зон развития рифовых комплексов с крупными геоструктурными элементами древнего заложения, отраженными в той или иной мере в современном структурном плане исследуемого региона.

Как показывает площадное размещение выявленных в Западном Узбекистане рифовых построек, в их распространении довольно отчетливо проявляется линейная зональность и приуроченность к Бухарской и Чарджоуской тектоническим ступеням — зонам древнего заложения и активного тектонического развития. В их пределах фиксируются крупные флексурные изгибы, развивавшиеся в юре над зонами омоложенных древних разломов. Такая связь представляется очевидной, так как именно тектонически активные зоны и обеспечивают оптимальную обстановку роста и развития рифовых построек и тем самым контролируют их распространение в пределах акватории.



Получает объяснение и отсутствие рифовых построек в пределах Кандымского выступа, представлявшего собой мелководный участок относительной стабилизации, в пределах которого, как показали исследования петрографического состава карбонатных отложений, формировались органогенно-обломочные, псевдоолитовые и другие разности карбонатных пород, характерные для образований мелководного карбонатного шельфа. Наличие на этом участке и на аналогичном ему участке Каганского выступа сугубо мелководных обстановок карбонатообразования создавало неблагоприятные условия для рифообразования, вследствие чего на Бухарской ступени полосы позднекекелловейских и раннеоксфордских рифов не получили продолжения за Каганский выступ, а на Чарджоуской ступени зона развития рифов отклонилась к западу от мелководья и ее продолжение следует искать вдоль зоны Амударьинского разлома. Это предположение базируется на косвенных данных, из которых необходимо отметить следующие. Над сводовой частью Уртабулакского рифа, в меловых и палеогеновых отложениях, установлено тектоническое нарушение типа грабена. Глубокое бурение на площади показало, что этот грабен не прослеживается в толщу верхнеюрских пород, и в его пределах наблюдается сокращенная мощность сульфатно-галогенных образований киммериджа — титона. Подобного рода «тектонические» осложнения над сводами рифовых построек известны на рифах Альберты в Канаде и недавно описаны в цехштейновых отложениях английского сектора Северного моря. Объясняются они проседанием вышележащих пород в результате процессов выщелачивания солей над сводами высокопористых и проницаемых карбонатных пород, какими являются породы рифовых комплексов.

В пределах северо-западной части Чарджоуской ступени от площади Фараб до площади Гугуртли на ряде площадей (Узбеккудук и др.) зафиксированы подобные Уртабулакскому осложнения типа грабенов, на участках которых отложения соленосной толщи или отсутствуют, или имеют резко сокращенную мощность. Отсюда следует, что наличие в районе Чарджоуской ступени на локальных структурах в палеогеновом и меловом комплексе осложнений типа грабенов следует рассматривать, как поисковый признак, указывающий на возможность присутствия погребенной рифовой постройки.

Положение границ рифовых построек может быть намечено путем прослеживания направления, в котором сокращается мощность нижней части разреза сульфатно-галогенных отложений гаурдакской свиты — нижних ангидритов и нижних солей. Этот прием, получивший название метода клина (Ильин и др., 1969), эффективен в зоне развития рифов барьерного типа, где с тыловой стороны в условиях зарифовой лагуны накапливались ангидриты и соли, мощность которых резко сокращается в сторону рифовой зоны. Рассмотренный методический прием позволяет наметить положение тыловой границы рифовой постройки, уточнить

ее общие границы. При этом помогает оконтуривание участков сокращения мощности и отсутствия в разрезе пачки черных сланцев, залегающих под нижними ангидритами в зарифовых и межрифовых участках верхнеоксфордской зоны рифов. Эта пачка хорошо выделяется в силу своей резко повышенной гамма-активности на диаграммах радиоактивного каротажа.

Формирование юрской галогенной формации гаурдакской свиты в Центральных областях Средней Азии завершилось накоплением калийных солей, распространение которых в общем плане контролировалось наиболее прогнутой частью солеродного бассейна, а в частном — локальными топографическими депрессиями на поверхности галита, возникновение которых связано с прогибанием вследствие разной способности к уплотнению подстилающих карбонатных пород на рифовых и нерифовых участках. С подобными топографическими понижениями связаны и обстановки захоронения первичной рапы. На указанных особенностях строения галогенной формации (калийные соли, линзы рапы) основан способ определения на разведочной площади положения бурящейся скважины по отношению к рифовой постройке (и содержащейся в ней залежи) после вскрытия верхней части разреза галогенной формации. Способ разработан В. Д. Ильиным, С. П. Максимовым, А. Н. Золотовым и В. А. Загоруйко.

Известно, что мощность и литологический состав разновозрастных отложений рифовых и нерифовых участков отличается. Объясняется это не только меньшими скоростями осадконакопления на нерифовых участках, но и тем, что кораллово-водорослевые рифовые известняки уже в стадии формирования представляли собой жесткий литифицированный субстрат, способный противостоять динамическим нагрузкам (в том числе горному давлению), а породы, формировавшиеся вне рифовых построек, представленные глинисто-карбонатными образованиями, обогащенными органикой, накапливались в виде илистого субстрата и в последующем при литификации и перекрытии более поздними образованиями подвергались значительному уплотнению. Это привело к существенному уменьшению их первоначальной мощности и резкому ухудшению коллекторских свойств.

Вследствие отмеченных литофациальных различий при погружении и перекрытии отложений рифовых и нерифовых фаций более молодыми образованиями рифовые постройки, как жесткие, неспособные к уплотнению массивы карбонатных пород сохранялись в виде положительных форм рельефа морского дна, тогда как глинисто-карбонатные отложения, которые слагали нерифовые участки, претерпевали уплотнение, сокращались в мощности и создавали участки понижений в рельефе дна бассейна. Наиболее контрастно этот процесс проявлялся в период накопления соленосной толщи, перекрывающей карбонатные разнофациальные отложения, так как процессы уплотнения наиболее интенсивно происходят при погружении глинистых и глинисто-карбонатных осадков до глубины около 1500 м. При достижении этих глубин

из глинистого осадка, имевшего первоначальный объем порового пространства до 90%, отжимаются седиментационные воды и пористость сокращается до 10% (Нестеров, 1965 и др.).

Возникающие вследствие неравномерного уплотнения пониженные участки на поверхности солей в солеродных бассейнах приводят к накоплению в них наиболее тяжелых рассолов (рапы), раскристаллизация которых при временных поверхностных осушениях начинается с образования поверхностной корки кристаллов галлита. Этот процесс ведет к захоронению рапы в толще каменной соли в виде изолированных линз жидкости с аномально высокими пластовыми давлениями<sup>1</sup>.

На последних этапах цикла галогенной седиментации в локализованных понижениях поверхности солей происходит садка калийных солей, характеризующихся повышенной гамма-активностью. Время накопления этих солей, количество прослоев и их мощность будут тем больше, чем продолжительнее сохранится (вследствие уплотнения подстилающих пород) понижение на поверхности солей.

Установленная связь литологии карбонатных отложений с особенностями строения перекрывающих их соленосных отложений показывает, что наличие захороненных в толще солей линз рапы, а также проявление прослоев гамма-активных образований в широком интервале разреза характерно для нерифовых участков, на которых, как показывает бурение, разрез карбонатных отложений слагают практически непроницаемые глинистые известняки, не содержащие промышленных скоплений газа и нефти. Напротив, разрезы, в которых отсутствуют линзы рапы, общая мощность солей сокращена и гамма-активные образования отсутствуют либо представлены единичными тонкими прослоями в узком интервале разреза, характерны для участков, где развиты высокопористые рифовые известняки, нередко содержащие крупные скопления газа и нефти (рис. 19).

Реализация способа в промышленных условиях сводится к наблюдению за рапопроявлением в процессе бурения. После вскрытия верхней части разреза соленосной толщи и проведения радиоактивного каротажа устанавливается мощность прослоев гамма-активных солей и определяется относительное превышение этого показателя по сравнению с ранее пробуренными продуктивными скважинами. По этим показателям оценивается положение бурящейся скважины по отношению к рифовой постройке, и в случае ее неблагоприятного положения дальнейшее углубление скважины прекращается. По мере увеличения объемов разведочного бурения строятся карты изменения мощности интервала прослоев гамма-активных солей и прогнозируется площадное распространение рифогенных отложений на месторождениях.

---

<sup>1</sup> И. В. Кушниров (1972) объясняет наличие линз рапы прорывом вод по тектоническим нарушениям, однако это не подтверждается геологическими данными.

Предлагаемый способ в Средней Азии может дать экономический эффект за счет снятия затрат на:

а) бурение по соленосной толще в интервале от средних ангидритов до проектной глубины;

б) дорогостоящие и трудоемкие мероприятия по ликвидации рапопроявлений и подготовку скважины для дальнейшего углубления;

в) приготовление утяжеленного глинистого раствора специальной обработки для бурения в интервале солей и в условиях аномально высоких пластовых давлений;

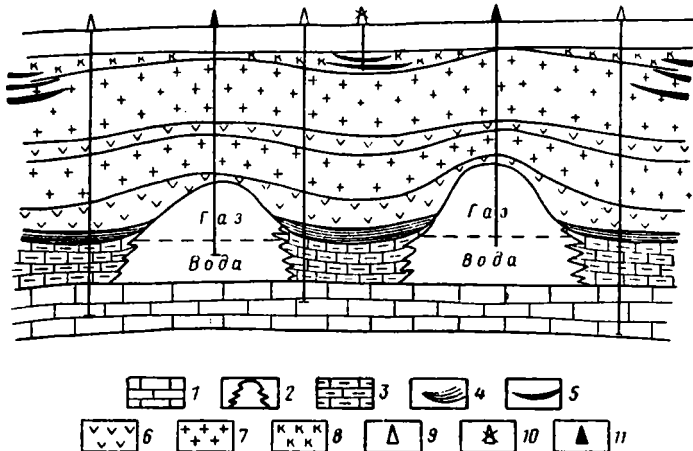


Рис. 19. Строение сульфатно-галогенной формации в связи с распространением нефтегазоносных рифовых комплексов в подстилающей карбонатной формации. 1 — подрифовые известняки; 2 — рифовые комплексы; 3 — межрифовые глинистые известняки; 4 — терригенно-карбонатная пачка; 5 — линзы рапы; 6 — ангидриты; 7 — гипс; 8 — сильвинит; 9 — непродуктивные; 10 — с проявлениями рапы; 11 — продуктивные.

г) спуск технической колонны для перекрытия соленосных отложений.

Эти закономерности могут быть показаны на примере площади Култак в Западном Узбекистане (рис. 20). Месторождение закончено разведкой в 1973 г. Всего здесь пробурено 27 разведочных скважин общей глубиной 83123 м. Залежь газа на месторождении относится к типу массивных, литологически ограниченных и приурочена к локализованным рифовым построкам, осложняющим антиклинальное поднятие. Из общего числа 14 скважин было пробурено вне зоны развития рифовых фаций, из них 11 скважин оказались непродуктивными, а в трех скважинах были получены притоки газа непромышленного значения, несмотря на неоднократные кислотные обработки и аномально высокие пластовые давления в залежах. Отсутствие притоков нефти и газа в большинстве скважин было установлено после вскрытия продуктивного горизонта, проведения комплекса промыслово-геофизических исследований и опробования.

Применяя разработанный способ, бурение 14 скважин, находящихся вне зоны развития рифовых фаций, можно было прекратить после вскрытия верхней части разреза соленосной толщи (в подошве верхних солей). В этих скважинах отмечалась повышенная мощность интервала прослоев гамма-активных солей

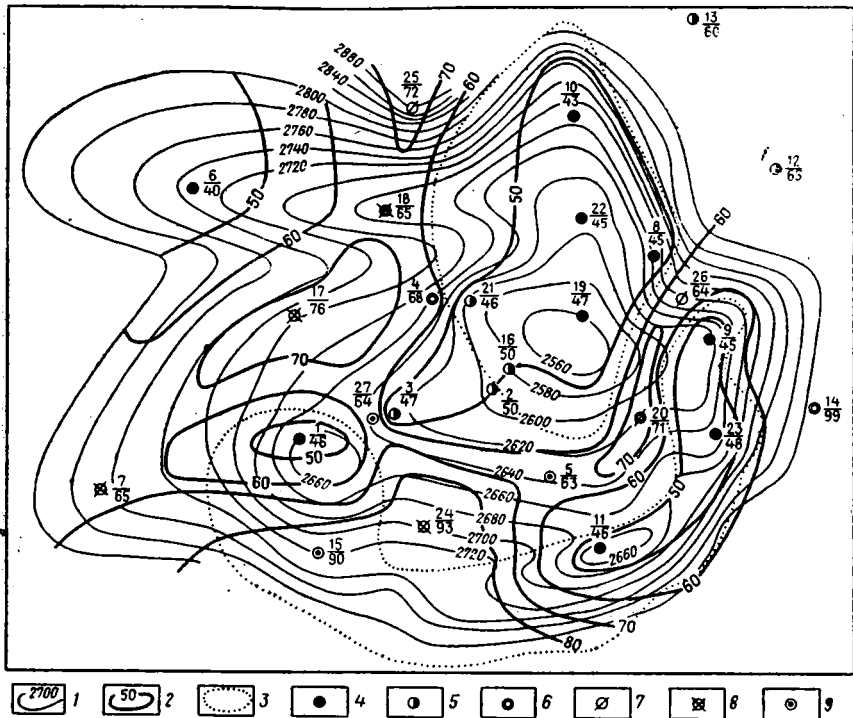


Рис. 20. Карта изменения мощности прослоев гамма-активных солей на месторождении Култук.

1 — изогипсы по кровле подсолевых карбонатных отложений верхней юры (по С. А. Паку, В. И. Соколову, Л. А. Шульженко и др.); 2 — линии равных мощностей прослоев гамма-активных солей в верхней части разреза соленосной толщи (в верхних солях); 3 — границы развития рифовых фаций, установленные по геофизическим материалам и данным разведочного бурения; скважины: 4 — давшие промышленные притоки газа; 5 — не вскрывшие продуктивный горизонт; 6 — с интенсивными рапопроявлениями; 7 — не опробованные из-за отсутствия коллекторов нефти и газа; 8 — опробованные, не давшие притоков газа; 9 — давшие непромышленные притоки газа; цифры у скважин: в числителе — номер скважины, в знаменателе — мощность интервала прослоев гамма-активных солей в верхних солях.

лей, кроме того в четырех из них (скв. 4, 14, 18 и 20) были рапопроявления.

В продуктивных скв. 1 и 3, пробуренных на площади первой, в верхней части разреза соленосной толщи мощность интервала прослоев гамма-активных солей оказалась равной соответственно 46 и 47 м. Эти данные могли быть эталоном для последующего сравнения. Как выяснилось в процессе дальнейшей разведки месторождения, во всех 11 скважинах (скв. 1, 3, 6, 8, 9,

10, 11, 19, 21, 22, 23), находящихся в зоне развития рифовых фаций и давших промышленные притоки газа, указанная мощность изменяется от 40 до 48 м.

Первой из непродуктивных скважин, находящихся вне зоны развития рифовых фаций, была пробурена скв. 7 (1966 г.). В верхней части разреза соленосной толщи мощность интервала прослоев гамма-активных солей здесь оказалась равной 65 м, т. е. на 19 и 18 м больше, чем мощность в скв. 1 и 3, принимаемых за эталон. Исходя из среднего арифметического значения, можно было предполагать, что для месторождения Култак мощность интервала прослоев гамма-активных солей более 55—56 м будет являться показателем положения скважины вне зоны развития рифовых фаций и, следовательно, промышленных притоков нефти и газа в этих скважинах не будет, а дальнейшее бурение их нецелесообразно. Данные, полученные после завершения разведки месторождения Култак, это предположение подтвердили: 12 скважин, пробуренных после 1966 г., в которых мощность интервала прослоев гамма-активных солей была более 56 м и изменялась от 60 до 99 м, оказались вне зоны развития рифовых фаций, и промышленные притоки газа в них не были получены. На карте изменения мощности прослоев гамма-активных солей (рис. 20) выделены зоны отсутствия рифовых фаций, охватывающие участки, где эта мощность превышает 56 м. Следует отметить, что границы зоны отсутствия рифовых фаций, выделенные по предлагаемому способу, на некоторых участках не совпадают с соответствующими границами, установленными по геофизическим данным (методом МОГТ), и являются более достоверными. Наличие в скважинах рапопроявлений однозначно свидетельствует о положении их вне зоны развития рифовых фаций, и дальнейшее бурение таких скважин нецелесообразно. На месторождении Култак рапопроявления обнаружены в скв. 4, 14, 18 и 20. Как видно из рис. 20, скв. 4, 18 и 20 расположены на участках повышенной мощности гамма-активных солей. Положение скв. 14 за краем выявленного рифового тела позволяет предполагать присутствие новой рифовой постройки восточнее нее. Эта постройка обусловила благоприятные условия для образования между ними депрессии, в пределах которой сформировалась линза рапы, аналогичная выявленной на участке скв. 20.

Таким образом, на месторождении Култак положение скважин по отношению к зоне развития рифовых фаций, а следовательно, и возможность получения в скважинах промышленных притоков нефти и газа на разведочном этапе можно было определить по строению верхних солей до вскрытия продуктивного горизонта.

Рассмотренный способ может быть использован также для прогнозирования участков, благоприятных для поиска новых рифовых и биогермных построек на сопредельных площадях. При рассмотрении положения скв. 14 на площади Култак было отмечено, что наличие на участке этой скважины линзы рапы в верх-

них солях может быть объяснено при условии положения этого участка между биогермными или рифовыми постройками, аналогично положению скв. 20, 18, 4 той же площади. С этим выводом хорошо согласуются данные о положении скважин, вскрывших линзы высоконапорной рапы, по отношению к рифовым постройкам на других площадях Западного Узбекистана.

Так, на площади Уртабулак скв. 102 расположена между Уртабулакским и недавно открытым Северо-Уртабулакским рифами; скв. 17 на площади Памук расположена в межрифовой зоне между южным и северным рифами. Имеющиеся геологические предпосылки позволяют предполагать существование к северу от участка сочленения Уртабулакского и Денгизкульского рифов новой рифовой постройки — Северо-Денгизкульской. В этом случае находит объяснение существование линзы высоконапорной рапы, вскрытой скв. 4 Денгизкуль и скв. 20 Уртабулак. По аналогии можно предполагать наличие рифовой постройки к северу от скв. 3 площади Камаша, между последней и площадью Айзават. Интенсивные рапопроявления в скв. 1 и 10 площади Зеварды указывают на то, что эти скважины расположены в межрифовой зоне, отделяющей Южный Зевардинский риф, вскрытый скв. 18, от Северного Зевардинского рифа.

Как видно из изложенного, предлагаемые методические приемы и способы разведки залежей, связанных с рифовыми комплексами, требуют корректировки положения скважин с учетом выявляющихся особенностей контуров рифовых тел, а это в свою очередь ведет к отказу от широко принятых профильных сеток размещения скважин.

Для разведки залежей, связанных с малоамплитудными структурами, была предложена методика критического направления, заключающаяся в опережающем разбуривании наименее замкнутых участков структуры, определяющих ее возможности как ловушки (Ильин, Клещев, Сафонов, 1969). Дальнейшая разработка этой методики применительно к ловушкам различного типа показала ее универсальность. Это позволяет положить ее в основу общего принципа размещения скважин при разведке залежей нефти и газа, приуроченных к ловушкам рифового типа.

### **Общий принцип размещения скважин при разведке залежей нефти и газа**

Все существующие методики размещения скважин в процессе поисковых и разведочных работ на нефть и газ предусматривают бурение их на прямых линиях, секущих разведываемую структуру в том или ином направлении. Чаще всего бурят три скважины вкрест простирания структуры или пять скважин на двух взаимноперпендикулярных профилях — по направлению короткой и длинной осей складки. Бурение, как правило, начинается со скважины на своде структуры, вторая скважина наиболее часто задается на крутом крыле. Такая методика размещения скважин

и последовательность их забуривания допускают равную достоверность строения различных частей разведываемой структуры, выявленной и подготовленной к глубокому бурению одним (или несколькими) из методов геолого-поисковых работ (структурно-геологическая съемка, структурное бурение, сейсморазведка и др.). Однако вся практика геологоразведочных работ опровергает такое допущение. Обычно при вводе перспективной структуры или площади в глубокую разведку и в ее процессе характер залегания и строение перспективных горизонтов еще не ясны. В этих условиях строгое следование правилу размещения скважин по профилям вкрест простираения или по простираению структуры не всегда обеспечивает быстреее накопление геологической информации о глубинном строении и характере залегания продуктивных горизонтов, а, следовательно, не способствует ускорению разведки и повышению ее эффективности.

На это обстоятельство было обращено внимание при анализе поисковоразведочных работ на территории Каракалпакской АССР (Ильин, Клещев, Сафонов, 1969), где, как известно, широко распространены малоамплитудные структуры, располагающиеся на моноклиналиных склонах и в силу этого обычно имеющие слабо выраженное замыкание в сторону общего регионального подъема слоев.

Для разведки таких структур была предложена методика заложения двух независимых поисковых скважин, из которых первая задается на участке предполагаемого свода, а вторая — на участке наименее ясного строения структуры, т. е. на участке слабо выраженного ее замыкания, названного критическим направлением. При этом предполагалось, что бурение указанных скважин выявит наличие замка, позволит оценить вероятную высоту ловушки и возможные запасы месторождения, т. е. получить необходимую информацию для рационального планирования дальнейших разведочных работ на площади.

Эта методика была опробована на площади Куаныш и дала положительные результаты. Сква. 1 была открыта газоконденсатная залежь в юрских отложениях, а в результате бурения сква. 2 установлена значительно большая высота ловушки, чем это представлялось по данным сейсморазведки.

Заданные по аналогичной методике две поисковые скважины на площади Курлук показали отсутствие надежного замка структуры на ее юго-восточной периклиналиной части и позволили однозначно установить бесперспективность площади. Бурением первых двух скважин в этих случаях по существу завершается поисковый этап геологоразведочных работ.

Данные, полученные после бурения первых двух скважин, позволяют уточнить глубинное строение структуры (ловушки), оценить соответствие ее верхнему структурному плану и точность структурных построений по глубоким горизонтам. При этом выявляются новые участки наименее ясного строения площади и продуктивных горизонтов, т. е. новые критические направления,



определяющие положение последующих разведочных скважин. Эти скважины задаются на данных участках и обеспечивают получение недостающей информации о строении площади и продуктивных горизонтов. Разведка проходит в условиях непрерывного анализа получаемой геологической информации, определения недостающей для промышленной оценки запасов информации и заложения новых скважин для ее получения.

Таким образом, процесс разведки месторождения осуществляется путем опережающего бурения на критических направлениях. Очевидно, что при данной методике скважины не всегда будут ложиться на прямой профиль, а будут сочетаться прямая и смещенная сетки. При этом отпадает необходимость в равенстве расстояний между скважинами.

В связи с изложенным небезынтересно сравнить эффективность геологоразведочных работ на законченных разведкой месторождениях Западного Узбекистана с эффективностью, которую можно бы было получить, проводя разведку месторождения по предлагаемой методике.

Для сравнения взяты три месторождения, отличающиеся по строению, размерам и запасам — Уртабулак (крупная линейно вытянутая рифовая постройка, перекрытая толщей сульфатно-галогенных отложений и осложненная по своду тектоническим нарушением), Каракум (небольшая куполовидная рифовая постройка простого строения) и Култак (крупная брахиантиклинальная структура, осложненная на крыльях биогермными постройками изометрической формы, со сложным строением залежи).

Месторождение Уртабулак (рис. 21) расположено южнее г. Бухары, закончено разведкой в 1971 г. с утвержденными ГКЗ запасами газа категории  $C_1$  в объеме 102,6 млрд. м<sup>3</sup>.

Первоначально структура представлялась в виде асимметричной брахиантиклинали субширотного простирания, с широким сводом, осложненным в южной части узким широтным грабенном. Разведка начата в 1961 г. в соответствии с общепринятой методикой. Был заложен профиль из трех скважин. Сква. 1 была пробурена в наиболее высокой части складки, сква. 2 — на северном крыле, сква. 11 — на южном крыле. Сква. 3 задавалась на западной периклинали с целью последующего развития широтного профиля. При этом сква. 1 бурилась с целью выявления нефтегазоносных горизонтов в меловом комплексе, а остальные скважины бурились на весь разрез мела и юры. В результате бурения сква. 1, 2, 3 установлено, что проницаемые горизонты в меловом комплексе обводнены. Бурение сква. 2, 3 показало отсутствие коллекторов в юрском карбонатном комплексе и обводненность юрского терригенного комплекса. После бурения указанных трех скважин на южном крыле складки была задана сква. 11, которая и явилась открывательницей месторождения в конце 1963 г., т. е. через два года после начала работ на площади.

Дальнейшие разведочные работы проводились четырьмя станками по традиционной методике взаимноперекрещивающихся

профилей, расстояние между которыми выдерживалось от 2,5 до 4 км. В результате бурения скв. 6, 7, 8, 13 была установлена рифовая природа ловушки, определена примерная ориентировка Уртабулакского рифа, и с 1967 г. разведочное бурение было ориентировано на оконтуривание залежи в рифовом теле. Всего на месторождении пробурено 30 разведочных скважин (включая

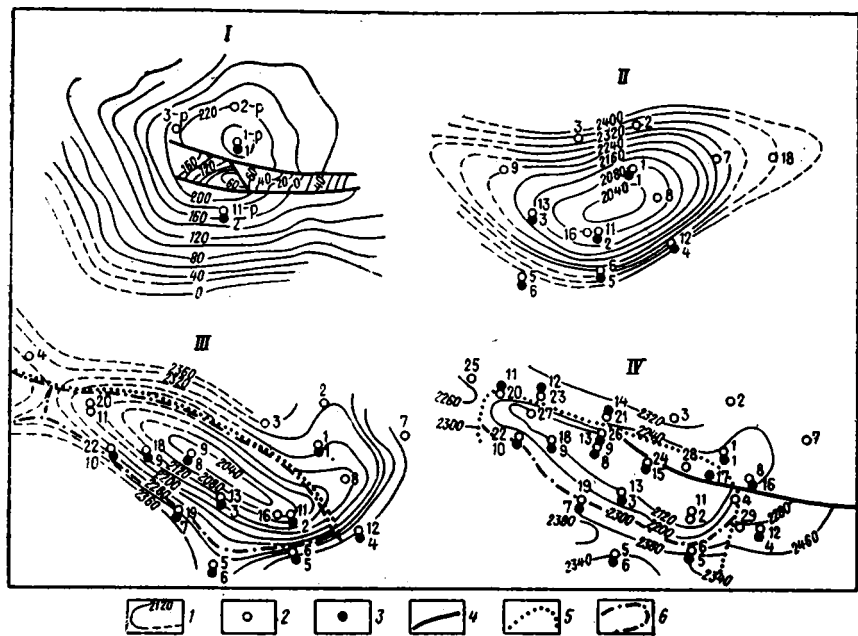


Рис. 21. Схема разведки месторождения Уртабулак на основе методики критического направления.

*I* — изогипсы; 2 — скважины, пробуренные в процессе разведки месторождения; 3 — скважины, которые следовало бы пробурить в соответствии с предлагаемой методикой критического направления; 4 — нарушения; 5 — границы распространения рифогенных пород; 6 — контакт газ — нефть; структурные карты по кровле: *I* — известняков в бухарских слоях палеоцена (по Морозовой, 1961); *II* — известняков верхней юры (по Бережнову, 1966); *III* — известняков верхней юры (по Ибрагимову, Круглякову, Мамбетову, 1968); *IV* — надрифовых известняков (по Браилову, Паку и др., 1971).

скв. 7 Денгизкуль) общей глубиной 79 286 м, т. е. на 1 м разведочного бурения приходится 1 295 тыс. м<sup>3</sup> запасов газа категории С<sub>1</sub>. Из общего числа скважин 11 вскрыли продуктивную часть рифа, три — водоносную, 12 оказались за пределами рифа; и четыре скважины были пробурены для ликвидации газового фонтана из скв. 11.

Следуя рекомендуемой методике, разведку Уртабулакского месторождения можно было провести более эффективно. Из первых двух независимых скважин одну следовало заложить в наиболее высокой части структуры на месте пробуренной скв. 1, а вторую — на участке наименее ясного строения структуры (критическое направление), т. е. к югу от грабена на участке скв. 11.

Этими скважинами устанавливалось наличие залежи в районе скв. 11, отсутствие горизонтов-коллекторов в районе скв. 1, а также уточнялось плановое гипсометрическое положение свода. Это позволило бы избежать бурения скв. 2, 3. Установление рифового типа карбонатных пород, слагающих продуктивную часть разреза, и выяснение взаимоотношений с вмещающими и покрывающими породами, проведенное по профилю скв. 1—11, позволяло предположить субширотное направление рифовой постройки, хорошо согласующееся с простираем на этом участке древнего тектонического элемента — Чарджууской ступени.

После получения данных о месторождении (наличие залежи газа и приуроченность ее к рифовому типу пород) в результате бурения скв. 1 и 11 наименее ясным на площади стало простираение рифа (критическое направление). Зная об отсутствии его в северной части площади, дальнейшее бурение следовало развивать к западу, востоку и югу от скв. 11 для определения контура залежи и положения контакта газ — вода. Для этого следовало пробурить скважины на участках скв. 5, 6, 12, 13. Данные по этим скважинам определяли южную границу залежи, общее направление рифового тела, строение продуктивной части разреза и мощность его газонасыщенной части. После этого этапа разведки наименее изученными оставались западное замыкание и северная граница рифа. С целью изучения западного замыкания Уртабулакского рифа и характера его сочленения с Денгизкульским рифом следовало пробурить скважины на участках скв. 9, 18, 19, 20, 22, а для уточнения положения северной границы рифа — на участках скв. 8, 21, 23, 24, 26, 28. Данные, полученные в результате бурения указанных скважин, полностью обеспечивали подчет запасов.

Таким образом, следуя предлагаемой методике, разведка Уртабулакского месторождения могла быть осуществлена 17 скважинами по следующей схеме: скв. 1, 2 на месте пробуренных 1, 11 (открытие залежи, установление наличия рифовых фаций); скв. 3, 4, 5, 6 на месте пробуренных скв. 5, 6, 12, 13 (определение субширотного простираения рифа, его восточной границы и южного контура залежи); скв. 7, 8, 9, 10, 11 на месте пробуренных скв. 9, 18, 19, 20, 22 (уточнение южного контура залежи и западного замыкания рифового тела); скв. 12, 13, 14, 15, 16 на месте пробуренных скв. 8, 21, 23, 24, 26 и скв. 17 между пробуренными скв. 1 и 11 (уточнение северной границы рифа и залежи и морфологии свода рифовой постройки).

Удалось бы избежать бурения скв. 2, 3, 7, 25, 27, 29 и 7 (Денгизкуль), общая проходка по которым составила 20 037 м, что при средней стоимости 1 м разведочного бурения 363 р. дало бы экономию 7273 тыс. р., а эффективность возросла бы до 1731 тыс. м<sup>3</sup> на 1 м бурения против фактического уровня 1295 тыс. м<sup>3</sup>/м, т. е. на 32%.

Месторождение Каракум (рис. 22) расположено к юго-востоку от районного центра Кассан, закончено разведкой в 1970 г. с

утвержденными в ГКЗ запасами газа категории В+С<sub>1</sub> в объеме 8,9 млрд. м<sup>3</sup>.

Первоначально структура представлялась в виде брахиантиклинальной складки северо-восточного простирания с небольшим осложнением в виде террасы в юго-западной периклинальной части. Разведка начата в 1966 г. бурением скв. 1 в своде структуры, что и привело к открытию вначале 1967 г. залежи газа в известняках верхней юры. Дальнейшая разведка проводилась дву-

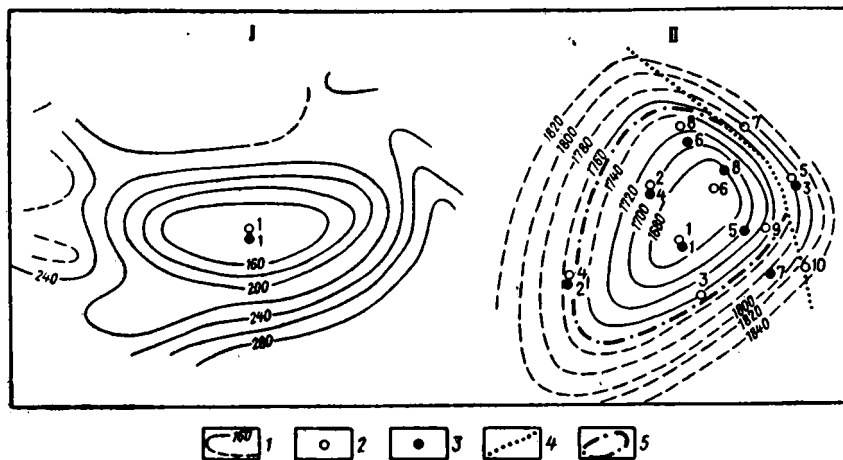


Рис. 22. Схема разведки месторождения Каракум на основе методики критического направления.

1 — изогипсы; 2 — скважины, пробуренные в процессе разведки месторождения; 3 — скважины, которые следовало бы пробурить в соответствии с предлагаемой методикой критического направления; 4 — границы распространения рифогенных пород; 5 — контакт газ — вода; структурные карты по кровле: I — глины сеона (по Зелениной, Зеленину, 1966); II — известняков келловей — оксфорда (по Левину, Самодедову, 1970).

мя станками. За период 1967—1969 гг. было пробурено еще девять скважин в следующей последовательности: скв. 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10 общей глубиной 20 968 м (без учета проходки по скв. 10), т. е. на 1 м разведочного бурения приходится 426 тыс. м<sup>3</sup> запасов газа по категории В+С<sub>1</sub>. Скважины размещены по профилям вкрест простирания структуры на расстоянии 1,5—3 км друг от друга. Из всех скважин только скв. 1, 2, 6, 9 вскрыли газовую залежь, остальные оказались за пределами рифа.

Изучение керна показало, что залежь приурочена к небольшой рифовой постройке простого строения и контролируется ее границами. Выполненные геологические построения свидетельствовали о том, что к северо-востоку от скв. 1, в районе скв. 5, риф не распространяется. Это позволило предполагать его северо-западное простирание и ориентировать разведочные работы к северо-западу и юго-востоку от скв. 1.

В соответствии с предлагаемой методикой разведка Каракумской структуры могла быть осуществлена не десятью, а восемью скважинами по следующей схеме. Первая скважина бурится в

своде структуры (скв. 1). Так как структура небольшая, имеет четкое замыкание, небольшую глубину залегания перспективных отложений (до 2300 м) и наиболее вероятно совпадение структурных планов по разрезу, то бурение двух независимых первых скважин до оценки перспективности разреза представляется нецелесообразным. После установления скв. 1 промышленной газоносности верхнеюрских карбонатных отложений второй и третьей скважинами на площади должны были бы быть скважины на участках пробуренных скв. 5 и 4, так как именно в этих направлениях следовало ожидать изменения фаций в продуктивной части разреза, что и было подтверждено бурением. Данные бурения скв. 3 (на месте скв. 5) позволяли наметить северо-восточную границу рифовой постройки, данные скв. 2 (на месте скв. 4) — положение подошвы залежи в рифогенных известняках, а весь профиль позволял предположить возможное субширотное простирание рифовой постройки (критическое направление). Для выяснения этого вопроса необходимо бурение скважин к западу и востоку от скв. 1. Ввиду отсутствия точных данных о простирании и границах рифа скважины целесообразно заложить не на профиле, а по треугольной сетке — скв. 4 на месте пробуренной скв. 2, а скв. 5 к востоку от скв. 1, в районе пробуренной скв. 9. Данные бурения этих скважин определяют строение и мощность газонасыщенной части разреза, положение северо-восточной границы рифа и положение подошвы залежи. Перед последующими скважинами ставится задача прослеживания залежи по простиранию рифа. Для этих целей достаточно трех скважин (6, 7, 8) на участках, пробуренных скв. 6, 8, 10. Таким образом, следуя предлагаемой методике, разведка Каракумского месторождения могла быть осуществлена восемью скважинами по следующей схеме: скв. 1; скв. 2, 3 на месте пробуренных скв. 4, 5; скв. 4, 5 на участках пробуренных скв. 2, 9 и скв. 6, 7, 8 на участках пробуренных скв. 8, 10, 6. Бурения скв. 3 и 7, проходка по которым составила 4774 м, можно было бы избежать, что при средней стоимости 1 м разведочного бурения 130 р. составило бы экономию около 620 тыс. р., а эффективность возросла бы до 550 тыс. м<sup>3</sup>/м против фактического уровня 426 тыс. м<sup>3</sup>/м, т. е. на 29%.

Месторождение Култак (рис. 23) расположено юго-западнее г. Карши, закончено разведкой в 1973 г. с утвержденными в ГКЗ запасами газа по категории С<sub>1</sub> в объеме 32,9 млрд. м<sup>3</sup>. Култакская структура по кровле глин сенона имеет простое строение и является крупной брахиантиклинальной складкой северо-восточного простирания. В августе 1962 г. в сводовой части структуры была заложена скв. 1, а в июне 1963 г. в этой скважине произошел газовый выброс из карбонатных отложений верхней юры, и таким образом на площади была открыта газоконденсатная залежь. Дальнейшая разведка месторождения проводилась по обычной методике — скважины располагались по взаимно перпендикулярным профилям. В процессе разведочных работ было установ-

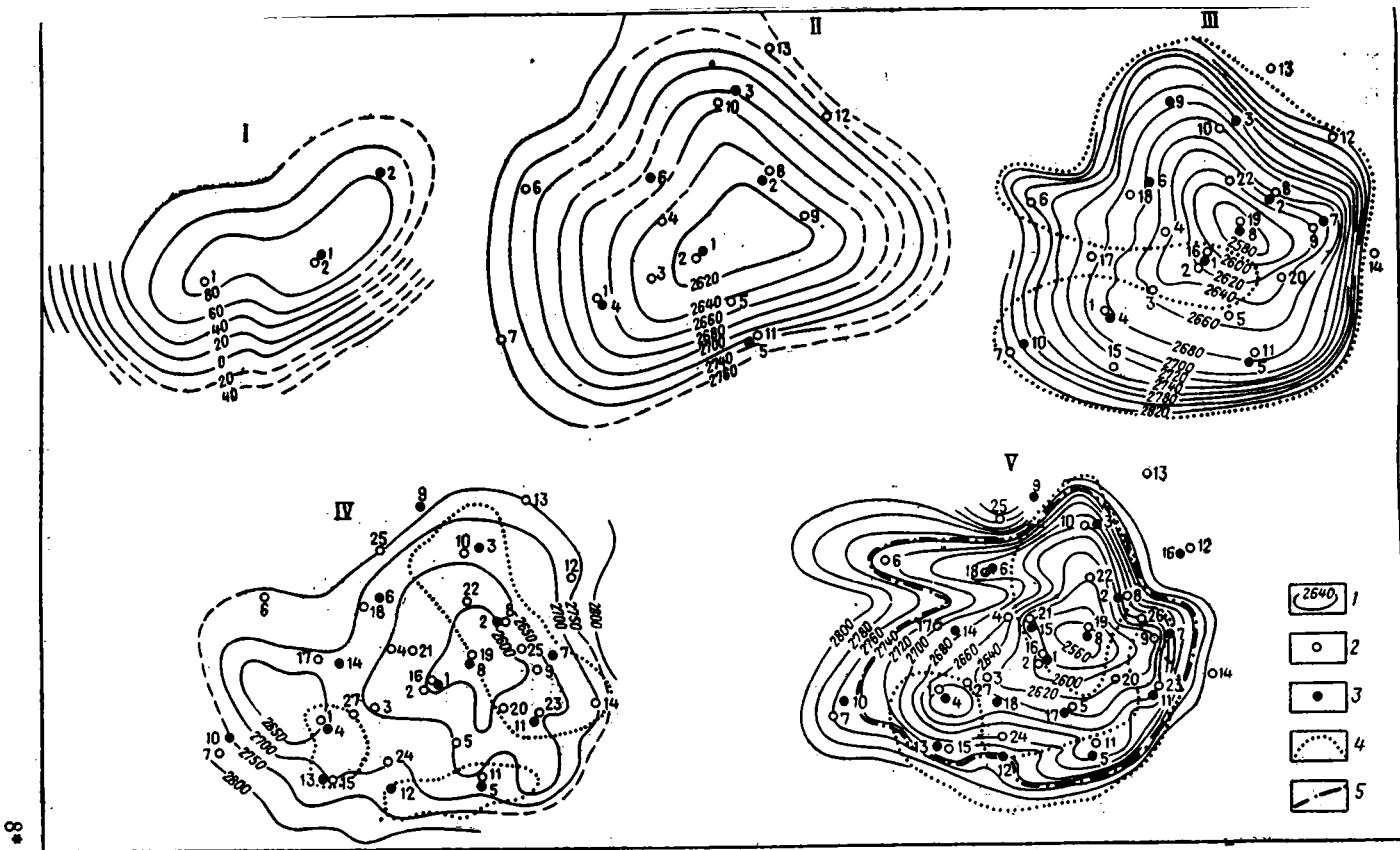


Рис. 23. Схема разведки месторождения Култак на основе методики критического направления.

1 — изогипсы; 2 — скважины, пробуренные в процессе разведки месторождения; 3 — скважины, которые следовало бы пробурить в соответствии с предлагаемой методикой критического направления; 4 — границы рифогенных комплексов; 5 — контакт газ — вода; структурные карты (по кровле: I — глина севона (по Зелениной, Зеленину, 1963); II — известняков верхней юры (по Кадырову, 1968); III — рифогенного комплекса (по Левину, 1970); IV — известняков келловей — оксфорда (по Черкашиной, Рубо, Козыревой, 1972); V — карбонатных отложений юры (по Паку, Соколову, Календарову, 1973).

лено очень сложное строение продуктивной части разреза (карбонатная толща верхней юры), присутствие в ней локализованных биогермов, контролировавших распространение залежи, и литологическая неоднородность продуктивной пачки. Необходимо было уточнить строение Култакской структуры, и в 1970 г. здесь были завершены сейсмические исследования методом ОГТ. По полученным данным Култакская складка по кровле известняков келловей — оксфорда рисуется как двухкупольная антиклиналь сложной конфигурации.

Разведка осложнялась также аномалиями высокими давлениями, а также рапопроявлениями при проходке толщи соли. Изменчивость мощности и состава соленосных отложений затрудняла определение глубины залегания нижней пачки ангидритов с целью спуска в них башмака технической колонны для перекрытия соленосных отложений. В связи с этим ряд скважин не удалось довести до проектного горизонта, а в ряде скважин невозможно было выполнить полный комплекс исследований.

Поисково-разведочные работы на площади были начаты двумя станками, а после открытия залежи разведка велась четырьмя станками. Всего на месторождении было пробурено 27 скважин, общая проходка по которым составила 83 123 м, т. е. на 1 м бурения получено 392 тыс. м<sup>3</sup> запасов газа категории С<sub>1</sub>. Из общего числа скважин притоки газа получены только в 14 скважинах (скв. 1, 3, 5, 6, 8, 9, 10, 11, 15, 19, 21, 22, 23, 27), причем в скв. 5, 27 и 15 дебиты газа не превышали первых десятков тысяч кубометров и характеризовались нестабильностью. Разрезы в продуктивном интервале, вскрытом этими скважинами, представлены плотными малопроницаемыми глинистыми известняками с крайне низкими коллекторскими свойствами. Газонасыщенность их не имеет промышленного значения и обусловлена аномально высоким пластовым давлением в основной залежи, контролируемой биогермными телами (в 1,8—1,9 раз превышает гидростатическое).

Несмотря на большую сложность разведки, применение рекомендуемой методики позволило бы сделать ее более рациональной. Используя метод критического направления, с учетом работы на площади четырех станков разведочные работы можно было бы провести следующим образом.

Поисково-разведочные работы на площади были начаты на основе структурной карты по кровле глин сенона при отсутствии данных о соответствии их структурного плана со структурным планом по подсолевым отложениям. Поскольку общее погружение фундамента происходит в южном направлении к Бешкентскому прогибу замыкание складки по юго-восточному крылу и юго-западной периклинали является надежным. В то же время замыкание структуры по северо-западному крылу и особенно по северо-восточной периклинали, т. е. в сторону общего регионального подбьема фундамента, слабо подтверждено по поверхности глин сенона и совершенно неизвестно по подсолевым отложениям. Это

и было критическим направлением. Поэтому первые две скважины следовало заложить на участке свода структуры по глинам сенона (на месте пробуренной скв. 2) и на ее северо-восточной периклинали (на месте пробуренной скв. 8). Этими скважинами открывалась залежь. Так как дальнейшие работы проводились четырьмя станками, рассмотрим, как в этом случае можно было бы вести разведку на основе метода критического направления.

Скв. 3 следовало заложить на северо-восток от скв. 2 (на месте пробуренной скв. 10), так как бурение скв. 2 показало удлинение периклинали в этом направлении. Поскольку на открытом месторождении оставалась неизвестной площадь залежи, что не давало возможности произвести предварительную оценку запасов, еще три скважины должны были быть заложены на участках пробуренных скв. 1 (скв. 4), 11 (скв. 5) и 18 (скв. 6). Бурение указанных скважин определяло наличие залежи на участках скв. 5 (район скв. 11 на юго-восточном крыле), скв. 4 (район скв. 1 на юго-западной периклинали), скв. 3 (район скв. 10 на северо-западной периклинали) и отсутствие залежи на участке скв. 6 (район скв. 18 на северо-западном крыле). Кроме того, уточнились ориентировка и конфигурация структуры и, что особенно важно, выявилось наличие разнофациальных типов карбонатных пород в продуктивной части разреза. Последнее обстоятельство давало возможность предположить присутствие сложного резервуара — наложения на общую брахиантиклинальную складку, сложенную известняками с трещинным типом пористости, биогермных образований с порово-каверновым типом пористости. Так как наибольшими емкостными и фильтрационными свойствами обладают биогермные известняки, то выявление их площадного распространения в пределах Култаской площади и становилось основной задачей данного этапа разведки, т. е. критическим направлением.

На этом этапе комплексный анализ полученного геолого-геофизического материала позволял наметить подковообразную форму распространения биогермного тела. Очередные четыре скважины должны были проверить и уточнить строение месторождения с учетом его структурно-литологических особенностей. Основными неясными вопросами на площади стали: граница между рифовым и нерифовым типами резервуара между скв. 1 и скв. 2; северное замыкание биогермного тела, вскрытого скв. 3, и юго-западная и восточная границы залежи.

Для решения этих вопросов следовало пробурить скв. 7 (между пробуренными скв. 8 и 4), скв. 8 (на месте пробуренной скв. 19), скв. 9 (на месте пробуренной скв. 23) и скв. 10 (на месте пробуренной скв. 7). Результаты бурения этих скважин показали, во-первых, что в северной и северо-западной части площади в продуктивной части разреза отсутствуют проницаемые интервалы и этот участок площади неперспективен; во-вторых, что наибольшая мощность рифогенных образований приурочена к



участкам скв. 3, 5, 8. На рассматриваемом этапе разведки определялось положение ГВК и контура залежи в южной, восточной и западной частях структуры, но неясными остались границы выявленного высокопористого биогермного тела.

Для ориентировки дальнейших работ на площади в 1970—1972 гг. были поставлены опытные сейсморазведочные работы МОГТ, показавшие, что участки, отождествляемые с биогермными (рифовыми) телами, локализованы и окаймляют свод антиклинальной структуры. На этом этапе работ критическим направлением стало подтверждение данных сейсморазведки о разобоченности биогермов и уточнение параметров залежи необходимых для подсчета запасов. Для решения определившихся задач следовало пробурить скв. 11 на участке пробуренной скв. 23, скв. 12 в 1 км к югу от пробуренной скв. 24, скв. 13 на месте пробуренной скв. 15 и скв. 14 между пробуренной скв. 1 и 18. Бурение этих скважин устанавливало неточность сейсмических построений в части разобочения двух южных биогермов (скв. 12, 13), подтверждало данные об отсутствии залежи на северо-западном участке площади (скв. 14) и правильность сейсмических данных о наличии биогерма на юго-восточном участке площади (скв. 11). Вместе с тем оставалось не подтвержденным бурением положение западной и восточной границ северного биогерма и северной границы южного биогерма. Эти задачи могло решить бурение скв. 15 на участке пробуренной скв. 21, скв. 16 на месте пробуренной скв. 12, скв. 17 на месте пробуренной скв. 5 и скв. 18 на участке между пробуренными скв. 24 и 3.

По результатам бурения последних скважин уточнялись структурные сейсмические построения и обеспечивался подсчет запасов газа. Таким образом, разведку месторождения можно было осуществить 18 скважинами или с учетом аварийности при разведке, в результате которой три скважины были ликвидированы по техническим причинам, 21 скважиной. И в этом случае можно было бы избежать бурения шести скважин, что при средней стоимости 1 м разведочного бурения на площади Култук 306 р. и средней глубине скв. 3080 м составило бы экономию около 5,6 млн. р., а эффективность возросла бы до 509 тыс. м<sup>3</sup>/м, т. е. на 30%.

Изложенный материал показывает, что предлагаемая методика размещения поисковых и разведочных скважин, основанная на принципе критического направления, при разведке залежей в ловушках рифового типа, в сочетании с рассмотренными выше методическими приемами (прослеживание вершины клина нижних ангидритов и солей, прослеживание по ГК, НГК и керну выклинивания или сокращения мощности пачки черных сланцев, прослеживание по ГК и кавернометрии изменения мощности интервала гамма-активных солей и фиксирование в скважинах раппроявлений из интервала верхних солей) позволит сократить общее количество скважин при разведке площади на 15—25%, повысить эффективность подготовки запасов на 25—35% и уско-

рять освоение региона за счет эффективного использования высвобождаемого объема бурения для поисковых и разведочных работ на новых перспективных площадях.

### Аммониты и возраст терригенно-карбонатной пачки Анырчак-Зекринского района

В верхней части кугитангской свиты в разрезах Гаурдагской и Тюбегатангской антиклиналей широко распространены вариостатные *Perisphinctes* (*Perisphinctes*, *Arisphinctes*), характеризующие зону *Perisphinctes plicatilis* оксфорда. Совместно с ними из самых верхов кугитангской свиты в Тюбегатане Е. А. Репман нашла и определила *Gregoryceras* sp., изображение которого воспроизведено на табл. IV, рис. 6.

В терригенно-карбонатной пачке Анырчак-Зекринского района, в разрезах Гаурдагской и Тюбегатангской антиклиналей и в керне разведочных скважин площадей Култак, Денгизкуль, Камашы, Зекры, Зеварды и Дарбаза собран сравнительно многочисленный комплекс аммонитов, среди которого преобладают перисфинкты, представленные, по-видимому, в основном новыми видами родов *Lithacoceras* и *Ataxioceras*. Кроме перисфинктов найдено несколько деформированных ядер *Ochetoceras* и обломки внутренних оборотов аспидоцератид (*Neaspidoceras?* sp.). Однозначное определение возраста этого комплекса аммонитов и вмещающих слоев терригенно-карбонатной пачки вызывает определенные трудности. Последние обусловлены, с одной стороны, неопределенностью границы оксфордского и кимериджского ярусов, с другой, — необходимостью монографического описания аммонитов верхов кугитангской свиты и покрывающих ее толщ, до последнего времени не произведенного.

В стратиграфических схемах юрской системы, рекомендованных для Юга СССР, в качестве верхней зоны оксфорда принимается либо широкая зона *Perisphinctes plicatilis*, либо верхняя часть последней рассматривается как самостоятельная зона *Epipeltoceras bitammatum*, достоверные представители которой до настоящего времени на территории Юга СССР не были обнаружены. Подошва кимериджа в этих схемах проводится по подошве зоны *Strebilites tenuilobatus* или по подошве зоны *Pictonia baylei*, представители которых в Средней Азии до последнего времени не были известны. В современной западно-европейской литературе зона *P. plicatilis* нередко рассматривается как нижняя зона «среднего оксфорда». Верхняя зона «среднего» оксфорда, так же как и аммонитовые зоны «верхнего» оксфорда, не стандартизованы и в разных схемах обладают разными видами-индексами и соответственно разным объемом. Также не стандартизовано и зональное расчленение кимериджского яруса. Принятое в работе положение границы оксфордского и кимериджского ярусов (приложение 1) близко к рекомендованному Люксембургским коллоквиумом.

Комплекс аммонитов, встреченный в терригенно-карбонатной пачке, не находит точных аналогов среди известных фаун верхов оксфорда и кимериджа. По родовому составу он близок к фаунам Средиземноморской области и Индии. (Кач), но дать определения на уровне вида для большинства форм оказалось затруднительным. В составе комплекса в количественном соотношении преобладают представители рода *Lithacoceras* Hyatt (включая подрод *Discosphinctes* D a s q u e), а также разнообразные *Ataxioceras*. Кроме них встречены единичные и плохой сохранности *Neaspidoceras* (?) sp., *Ochetoceras* sp. и *Idoceras* sp. Род *Lithacoceras* появляется в позднем оксфорде и распространен до раннего титона включительно. *Ataxioceras* пользуется наибольшим распространением в раннем кимеридже. *Idoceras* характеризуют верхи зоны *Epipeltoceras bimammatum* (зона *Idoceras planula*) и нижний кимеридж. *Ochetoceras* широко распространены в верхнем оксфорде и нижнем кимеридже.

Большая часть аммонитов встречена в двух слоях известняков (2г-е), в 4—6 м от подошвы терригенно-карбонатной пачки. Самые низкие *Ataxioceras* происходят из слоя 2ж, отделенного от последних находок перисфинктов зоны *P. plicatilis* неохарактеризованным интервалом мощностью около 5 м. Учитывая распространение родов аммонитов и положение терригенно-карбонатной пачки в разрезе, почти непосредственно над слоями, принадлежащими зоне *Perisphinctes plicatilis*, возраст ее в целом можно определить как позднеоксфордский — кимериджский. Уточнение положения границы ярусов, т. е. более детальное сопоставление с зональными схемами Западной Европы, требует более обильных сборов аммонитов и их монографического изучения.

В табл. I—IV изображены некоторые аммониты из терригенно-карбонатной пачки и подстилающих слоев в натуральную величину, приведены данные о соотношении размеров раковин: *Д* — диаметр раковины в мм; *В* — отношение высоты последнего оборота к диаметру; *Ш* — отношение ширины последнего оборота к диаметру; *Д<sub>у</sub>* — отношение диаметра пупка к диаметру раковины.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Абетов Е. М. Карбонатная формация верхней юры юго-западных отрогов Гиссара (литология и нефтегазоносность). Ташкент, «Наука», 1965, с. 423.
- Алимухамедов Н. Х. Особенности строения верхнеюрской карбонатной формации и перспективы открытия нефтяных и газоконденсатных залежей в юго-восточной части Бухаро-Хивинской области. — Автореф. дис. на соиск. учен. степ. канд. геол.-минер. наук. Ташкент, ИГИРНИГМ, 1973, с. 18.
- Аманниязов К. Н. Характеристика келловейских и оксфордских аммонитов по материалам опорного разреза Кугитанга. — В кн.: Опорные разрезы юрской системы Узбекистана и сопредельных районов. Ташкент, изд-во ФАН, 1959, с. 80—85.
- Аманниязов К. Н. Подъярусное расчленение келловей-оксфордских отложений Кугитангтау. Изв. АН ТСС. Сер. ФТХ и ГН, 1965, № 2, с. 160—162.
- Аманниязов К. Н. Биостратиграфия, зоогеография и аммониты верхней юры Туркмении. Ашхабад, 1971, с. 5—225.
- Аманниязов К. Н. Верхнеюрские аммониты Кугитангтау. — В кн.: Палеонтологическое обоснование опорных разрезов юрской системы Узбекистана и сопредельных районов. Л., «Недра», 1971, с. 41—64.
- Арифджанов М. Х. Петрографическое расчленение разрезов пород карбонатной формации верхней юры юго-западных отрогов Гиссарского хребта. — «Узбекский геологический журнал», 1967, № 2, с. 65—69.
- Арифджанов М. Х. Генетическая классификация известняков карбонатной формации верхней юры юго-западных отрогов Гиссарского хребта. «Узбекский геологический журнал», 1968, № 3, с. 8—13.
- Арифджанов М. Х. и Эгамбердиев М. Рифовые и рифогенные фации келловей — оксфорда Бухаро-Хивинской нефтегазоносной области. — «Узбекский геологический журнал», 1970, № 1, с. 35—39.
- Арифджанов М. Х. Биостратиграфическое расчленение рифовых фаций келловей-оксфорда и цикличность в рифообразовании в Южном и Западном Узбекистане. — «Узбекский геологический журнал», 1971, № 3, с. 42—45.
- Атлас текстур и структур осадочных горных пород. Ч. 2. Карбонатные породы. М., «Недра», 1969, с. 707.
- Ахмедова М. Ю. Закономерности распределения верхнеюрских органических рифовых построек Бухаро-Хивинской нефтегазоносной области. — «Изв. вузов, Геол. и разведка», 1973, № 4, с. 18—26.
- Безносков Н. В. и Кутузова В. В. О границе и расчленении батского яруса на западе средней Азии. — «Труды Всесоюз. науч.-исслед. геол. развед. нефт. ин-та», 1972, вып. 114, с. 20—43.
- Биссель Г. Д. и Чиллинггар Д. В. Классификация осадочных карбонатных пород. — В кн.: Карбонатные породы, т. 1. М., «Мир», 1970, с. 87—165.
- Браташ В. И. К вопросу стратиграфии юры и неокома Таджикской депрессии. — Труды ВНИГНИ, вып. 30, 1961, с. 184—191.
- Браташ В. И. О границе между юрской и меловой системами в южных районах Средней Азии. — В кн.: Тектоника Туркмении и сопредельных территорий. М., «Наука», 1966, с. 224—237.
- Бухаро-Хивинская нефтегазоносная область. Ташкент, изд-во ФАН, 1963, с. 132. Авт.: А. Г. Бабаев, Е. В. Лебзин, А. Н. Симоненко, И. В. Кушниров.
- Вахрамеев В. А., Пейве А. В., Херасков Н. П. Мезозой Таджикистана. Труды Таджикско-Памирской экспедиции, 1936, вып. 58, с. 196.
- Вебер В. Н. Заметки о юрских отложениях в восточной Бухаре. Труды геологического музея, 1909, т. III, вып. 2, с. 37—43.
- Верхнеюрские рифовые комплексы Западного и Южного Узбекистана. — «Нефтегазовая геология и геофизика», 1974, № 1, с. 19—23. Авт.: В. Д. Ильин, В. И. Вето, Н. И. Буялов, И. Г. Михеев, Л. А. Бояринова, В. А. Загоруйко, Н. К. Фортунатова, В. Н. Румакин, В. К. Флоренский.
- Данбар К., Роджерс Дж. Основы стратиграфии. М., ИЛ, 1962, с. 363.

Данов А. В. Геологический очерк Карлюкского района Керкинского округа ТССР. — «Путеводитель экскурсий III Всесоюзного геологического съезда», 1928, вып. 1, с. 1—28.

Ильин В. Д., Клещев К. А., Сафонов Е. И. О размещении поисковых скважин при разведке малоамплитудных структур Восточного Устюрта. — «Нефтегазовая геология и геофизика», 1969, № 19, с. 3—7.

Ильин В. Д., Румакин В. Н. Использование метода гамма-термолюминесценции для корреляции карбонатных пород верхней юры Западного Узбекистана. — В кн.: Геология и перспективы нефтегазоносности Средней Азии. М., «Недра», 1970, с. 22—30.

Калугин Н. И. О перспективах нефтегазоносности мезозойских отложений ТССР. — В кн.: Задачи и перспективы поисково-разведочных работ на нефть и газ в западных районах Средней Азии. Ашхабад, изд-во АН ТССР, 1959, с. 85—145.

Каракум — новое газоконденсатное месторождение в Западном Узбекистане, связанное с рифовой постройкой. — «Нефтегазовая геология и геофизика», 1969, № 12, с. 3—6. Авт.: В. Д. Ильин, Н. Х. Алимухамедов, В. А. Загоруйко, И. П. Зубов, А. Н. Левин, Л. Я. Жданов, Л. А. Бояринова.

Королюк И. К. Морфология песчаных островов коралловых рифов. — «Землеведение», 1950, № 3, с. 153—161.

Курбатов В. В. Фораминиферы бата и келловей из Яккобага. «Узбекский геологический журнал», 1968, № 6, с. 72—78.

Курбатов В. В. Фораминиферы опорного разреза юры Кугитанга и прилегающих районов. В кн.: Палеонтологическое обоснование опорных разрезов юрской системы Узбекистана и сопредельных районов. Л., «Недра», 1971, с. 117—141.

Кутузова В. В. Стратиграфия и аммониты юрских отложений юго-западного Гиссара. — «Автореф. дис. на соиск. учен. степ. канд. геол.-минер. наук». М., ВНИГНИ, 1966, с. 25.

Лувишис М. Г. Особенности строения верхнеюрских отложений Западного Узбекистана в связи с их нефтегазоносностью. — «Труды Всесоюз. науч.-исслед. геол. развед. нефт. ин-та», 1970, вып. 95, с. 178—188.

Михайловский С. Н. Геологические исследования в Центральной Бухаре. — «Записки Горного Института», 1914, т. V, вып. 2, 3, с. 85—157.

Михеев И. Г., Фортунатова Н. К., Цейслер В. М. Органогенные постройки в составе верхнеюрской карбонатной формации юго-западного Гиссара. — «Литоология и полезные ископаемые», 1974, № 1, с. 54—66.

Наливкин Д. В. Учение о фациях. Т. 1. М.-Л., изд-во АН СССР, 1956, с. 534.

Нестеров И. И. Уплотнение глинистых пород. — «Советская геология», 1965, № 12, с. 69—80.

Ньюэлл Н. Багамские банки. — В кн.: Земная кора. М., ИЛ, 1957, с. 323—336.

Объяснительная записка к стратиграфической схеме юрских отложений западных районов Средней Азии. Материалы к Среднеазиатскому стратиграфическому совещанию 1971 г. М., изд. ВНИГНИ, 1972, с. 3—167.

О перспективах открытия в Западном Узбекистане и Восточной Туркмении месторождений, связанных с верхнеюрскими рифами. — «Геология нефти и газа», 1970, № 2, с. 39—43. Авт.: В. Д. Ильин, В. А. Загоруйко, А. Г. Ибрагимов, И. В. Петров, Г. А. Аржевский, В. И. Вето.

Опорные разрезы юрской системы Узбекистана и сопредельных районов. Ташкент, изд-во ФАН, 1969, с. 3—129.

О рифогенных структурах Западного Узбекистана. — «Геология нефти и газа», 1968, № 10, с. 16—20. Авт.: В. В. Семенович, В. Д. Ильин, А. Г. Ибрагимов, В. А. Загоруйко, С. В. Курбатов, Ю. С. Кругляков.

Пожариская Г. Ф. Брахиоподы верхней юры юга Средней Азии. — Автореф. дис. на соиск. учен. степ. канд. геол.-минер. наук, М., ВНИГНИ, 1966, с. 25.

Прогноз рапопроявлений в Бухаро-Хивинской области. — В кн.: Геология нефтяных и газовых месторождений Западного и Южного Узбекистана. Таш-

кент, 1972, с. 118—132. Авт.: М. В. Кушников, В. Н. Пашковский, Э. Ю. Берметов, Г. С. Солопов, С. З. Ягудин.

Прозоровская Е. Л. К стратиграфии верхнеюрских отложений Западной Туркмении. — «Труды Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-та. Нов. сер.», т. 109, 1963, с. 57—68.

Прозоровская Е. Л. Юрские брахиоподы Туркмении. Л., изд-во ЛГУ, 1968, с. 5—153.

Равникович А. И. Современные и ископаемые рифы. М., Изд-во АН СССР, 1954, с. 172.

Рейман В. М. Приразломные триасовые рифы на Памире. — «Докл. АН ТаджССР», 1962, т. V, № 1, с. 22—25.

Рейман В. М. Органогенные фации рифовых областей. — В кн.: Проблемы геологии Таджикистана. Душанбе, 1964, с. 113—125.

Репман Е. А. Юрские двустворчатые моллюски из юго-западных отрогов Гиссарского хребта. — В кн.: Стратиграфия и палеонтология Узбекистана и сопредельных районов. Кн. II. Ташкент, изд-во АН УзССР, 1963, с. 22—97.

Сотириади К. А., Нуртаев С. Н. О карбонатных формациях юры юго-западных отрогов Гиссарского хребта и Бухаро-Каршинской области. «Труды Всесоюз. науч.-исслед. геол. развед. нефт. ин-та», 1961, вып. XXXV, с. 27—35.

Тихий океан. Осадкообразование в Тихом океане. М., «Наука», 1970, т. VI, кн. 1 — с. 427, кн. 2 — с. 419.

Томашаев К. О. О пограничных слоях карбонатной и соляно-гипсовой свиты верхней юры Кугитанга. «Изв. АН ТССР. Сер. физ.-техн., хим. и геол. наук», 1962, № 1, с. 80—83.

Томашаев К. Литология карбонатных пород верхней юры Кугитанга. — «Изв. АН ТССР. Сер. физ.-техн., хим. и геол. наук», 1963, № 1, с. 83—88.

Томашаев К. Коллекторские свойства верхнеюрских карбонатных пород Кугитанга. — «Изв. АН СССР. Сер. физ.-техн., хим. и геол. наук», 1965, № 4, с. 82—87.

Троицкий В. И. Верхнетриасовые и юрские отложения Южного Узбекистана. Л., «Недра», 1967, с. 3—310.

Тюрин В. И. Корреляция карбонатных отложений методом гамма-термосвечения. — «Труды Куйбышев. Науч.-исслед. ин-та нефт. пр-сти», 1964, вып. 26, с. 105—117.

Фридмен Дж., Сендерс Дж. Генезис и распространение доломитов. В кн.: Карбонатные породы. Генезис, распространение, классификация. Т. 1. М., «Мир», 1970, с. 249—319.

Хворова И. В. Atlas карбонатных пород среднего и верхнего карбона Русской платформы. М., Изд-во АН СССР, 1958, с. 170.

Чуенко П. П. К тектонике юго-западных отрогов Гиссарского хребта. — «Изв. Главн. геол.-развед. упр.», 1931, вып. 33, с. 523—535.

Шведов Н. С. Геологическое строение хребтов, примыкающих к Гиссарской долине между Каратагом и Душанбе (Таджикистан). Бюлл. МОИП, отд. геол., 1927, т. V (3—4). нов. сер., т. XXXV, с. 290—320.

Шепард Ф. П. Морская геология. Л., «Недра», 1969, с. 461.

Шехтман П. А. Геология Среднеазиатского нижнемезозойского угленосного бассейна. Ташкент, изд-во ФАН, 1941, с. 214.

Юферев Р. Ф. Новые и малоизвестные виды пластинчатожаберных моллюсков из юрских отложений хр. Кугитангау. — «Изв. АН ТССР. Сер. физ.-техн., хим. и геол. наук», 1960, № 2, с. 71—82.

Юферев Р. Ф. Стратиграфия и двустворчатые моллюски юрских отложений Кугитангского хребта. Л., изд-во ЛГУ, 1968, с. 5—71.

Ferris Y., Boyd D. Peters Reef, St. Clair County, Michigan. b Stratigraphic Oil and Gas. Field. AAPG, 1972, mem. 16, p. 460—471.

Kleibelsberg R. Beitrage zur Geologie Westturkestans. Universitat — Verlag Wagner, Innsbruck, 1922, 488 s.

Langton J., Chin G. Rainbow member facies and related reservoir properties, Rainbow lake, Bull. AAPG, 1968, 52, 10, p. 1925—1955.

Parcs J. Use of Thermoluminescence of limestone in subsurface stratigraphi. Bull. Am. Ass. Petr. Geol., 1953, v. 37, N 1, p. 125—143.

### Таблица I

Рис. 1. *Orthosphinctes* sp. Обр. 4402, Гаурдакская антиклиналь, слой 2г-е. Д — 70 мм; В — 0,31; Ш — 0,28; Д<sub>у</sub> — 0,5.

Рис. 2. *Ataxioceras* (*Ataxioceras*?) sp. Обр. 4421, Гаурдакская антиклиналь, слой 2г-е. Д — 42 мм; В — 0,36; Ш — 0,26; Д<sub>у</sub> — 0,37.

Рис. 3. *Ataxioceras* (*subgen. nov?*). Обр. 4405, Гаурдакская антиклиналь, слой 2г.

Рис. 4. *Ataxioceras inconditum* Font. Обр. 4433, Гаурдакская антиклиналь, слой 2б. Д — 55 мм; В — 0,36; Ш — 0,27; Д<sub>у</sub> — 0,38.

Рис. 5. *Lithacoceras* (*Discosphinctes*?) sp. Обр. 4414, Гаурдакская антиклиналь, слой 2г-е. Д — 80 мм; В — 0,38; Ш — 0,275; Д<sub>у</sub> — 0,42.

### Таблица II

Рис. 1. *Lithacoceras* (*Discosphinctes*?) sp. Обр. 4403, Гаурдакская антиклиналь, слой 2г-е. Форма обладает ребристостью, сходной с *Virgatosphinctes*.

Рис. 2. *Lithacoceras* sp. juv. Обр. 4420, Гаурдакская антиклиналь, слой 2г-е. Д — 46 мм; В — 0,33; Ш — 0,28; Д<sub>у</sub> — 0,48.

Рис. 3. *Lithacoceras* (*Lithacoceras*) ex gr. *albulus* (Quenst.). Обр. 4425, Гаурдакская антиклиналь, слой 2е.

### Таблица III

Рис. 1. *Lithacoceras subgen nov.* Обр. 4402, Гаурдакская антиклиналь, слой 2г-е.

Рис. 2. *Lithacoceras* ex gr. *siliceus* (Quenst.). Обр. 4428, Гаурдакская антиклиналь, осыпь, слой 2б-ж. Д — 50 мм; В — 0,30; Ш — 0,24; Д<sub>у</sub> — 0,44. Раковина несет приустьевые ушки.

Рис. 3. *Lithacoceras* (*Progeronia*?) ex gr. *frequens* (Orp.). Обр. 4400, Гаурдакская антиклиналь, слой 2ж.

Рис. 4. *Lithacoceras* sp. juv. Обр. 4401, Гаурдакская антиклиналь, слой 2ж; Д — 38 мм; В — 0,37; Ш — 0,43; Д<sub>у</sub> — 0,37.

### Таблица IV

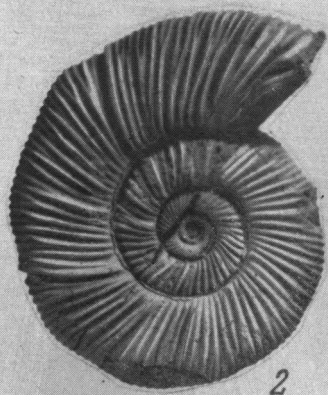
Рис. 1, 5. *Ochetoceras* sp. indet. Площадь Култак, скв. 25, интервал 3185—3189 м.

Рис. 2. *Ataxioceras*? sp. Обр. 4413, Гаурдакская антиклиналь, слой 2г-е.

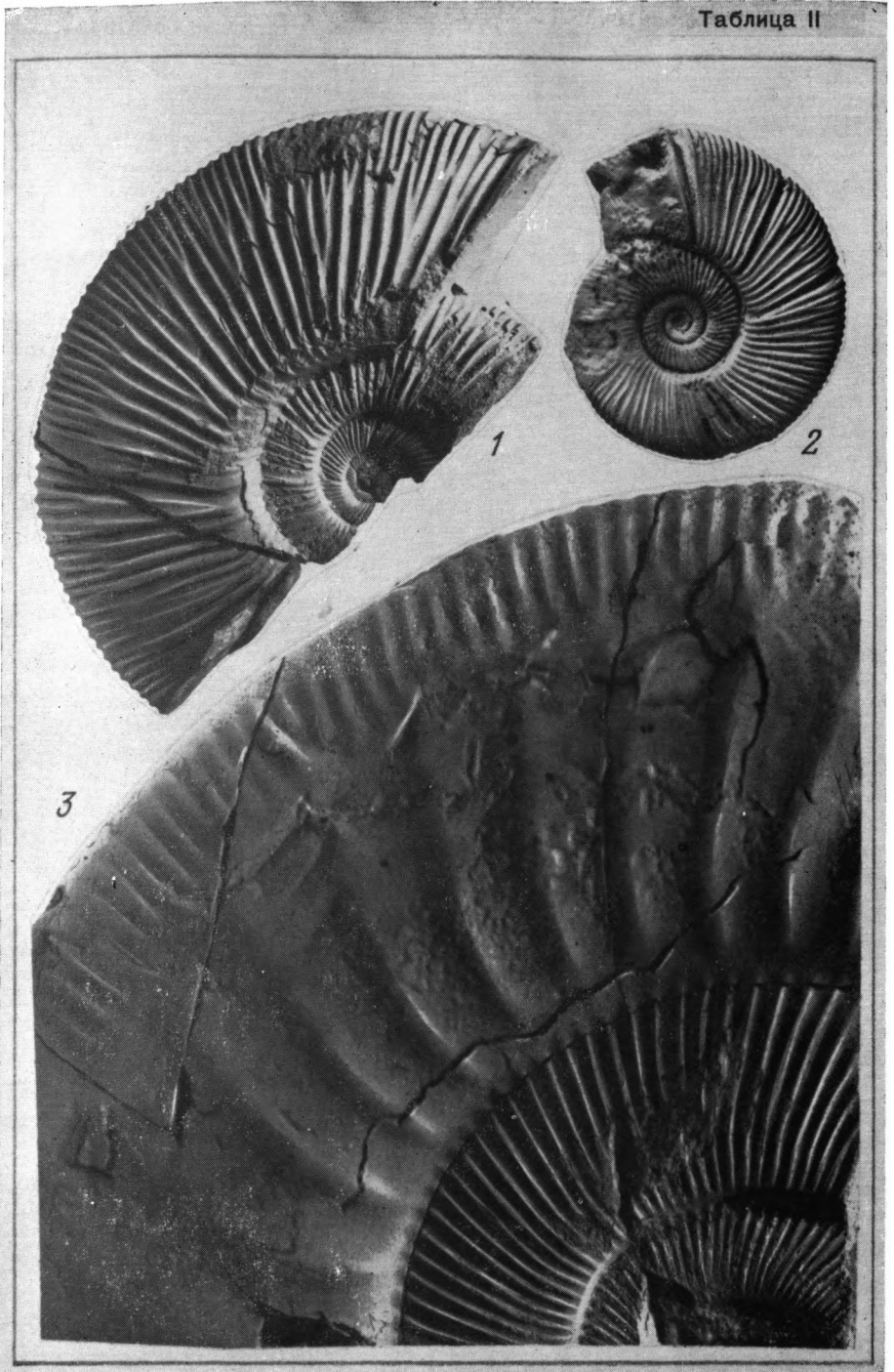
Рис. 3. *Ataxioceras* (*Parataxioceras*) sp. Обр. 4417, Гаурдакская антиклиналь, слой 2г-е. Д — 43 мм; В — 0,33; Ш — 0,28; Д<sub>у</sub> — 0,42.

Рис. 4. *Idoceras* sp. Площадь Култак, скв. 24, интервал 3018, 5 — 3026 м.

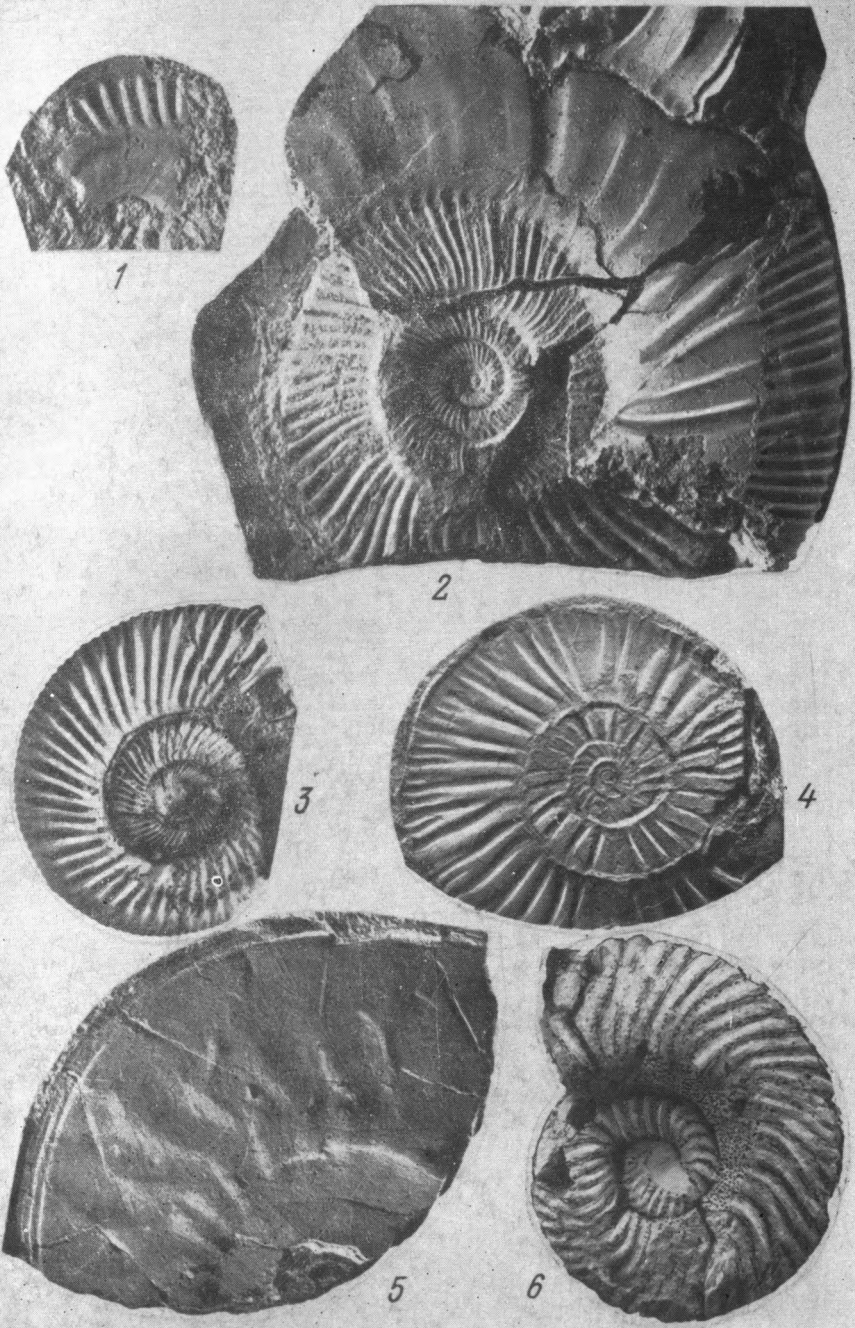
Рис. 6. *Gregoryceras* sp. Тюбегатан, кровля известняков кугитангской свиты, определение и коллекция Е. А. Репман.











## ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение . . . . .	3
<b>Глава I.</b> Строение верхнеюрской карбонатной формации центральных областей Средней Азии . . . . .	5
Распространение верхнеюрской карбонатной формации и ее положение в разрезе юрских отложений . . . . .	5
Основные представления о строении и возрасте карбонатной формации и ее соотношениях с покрывающими слоями . . . . .	6
Описание верхнеюрской карбонатной формации и подстилающих терригенно-карбонатных отложений . . . . .	11
Основные генетические типы отложений карбонатной формации . . . . .	26
Районирование территории по типу строения карбонатной формации . . . . .	34
Соотношение карбонатной формации с покрывающими отложениями . . . . .	41
<b>Глава II.</b> Строение и закономерности пространственного размещения рифовых комплексов . . . . .	49
Карасан-Карабаирская (средне?-верхнекекелловейская) рифовая зона . . . . .	52
Ляйлякан-Каракумская (нижне-верхнеоксфордская) рифовая зона . . . . .	59
Кугитаг-Денгизкульская (верхнеоксфордская) рифовая зона . . . . .	65
Возможное распространение рифовых комплексов в Восточной Туркмении . . . . .	77
<b>Глава III.</b> Емкостные и фильтрационные свойства верхнеюрских карбонатных пород . . . . .	79
<b>Глава IV.</b> Методика поисково-разведочных работ на нефть и газ в карбонатных отложениях центральных областей Средней Азии . . . . .	90
Общие сведения о нефтегазоносности верхнеюрских карбонатных отложений Средней Азии . . . . .	90
Использование фациального анализа для прогнозирования зон распространения рифовых комплексов и изучения строения отдельных рифов . . . . .	94
Поисковые признаки и методические приемы выявления и разведки залежей в рифовых комплексах . . . . .	96
Общий принцип размещения скважин при разведке залежей нефти и газа . . . . .	108
Аммониты и возраст терригенно-карбонатной пачки Анырчак-Зекринского района . . . . .	119
Список литературы . . . . .	121
Приложения (см. вклады)	

ИБ № 528

### СТРОЕНИЕ ВЕРХНЕЮРСКОЙ КАРБОНАТНОЙ ФОРМАЦИИ ЦЕНТРАЛЬНЫХ ОБЛАСТЕЙ СРЕДНЕЙ АЗИИ

Редактор издательства *А. Г. Ионель*  
Обложка художника *Н. И. Кузнецовой*  
Технический редактор *О. Н. Ласточкина*  
Корректор *Борисова С. А.*

Сдано в набор 2/IV 1976 г.	Подписано в печать 16/XI 1976 г.	Т-18292
Формат 60×90 <sup>1/16</sup>	Бумага № 2 + мел.	Уч.-изд. л. 9,94
Тираж 500 экз.	Заказ 306/11900-7	Цена 74 коп.

Издательство «Недра», Москва, К-12, Третьяковский проезд, д. 1/19.  
Ленинградская картографическая фабрика объединения «Аэрогеология»