Эволюция карбонатонакопления в истории Земли

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
МЕЖДУВЕДОМСТВЕННЫЙ ЛИТОЛОГИЧЕСКИЙ КОМИТЕТ

ЭВОЛЮЦИЯ КАРБОНАТО-НАКОПЛЕНИЯ В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

5019

Ответственные редакторы:
Член-корреспондент АН СССР
П. П. ТИМОФЕЕВ
доктор геолого-минералогических наук
В. Г. КУЗНЕЦОВ

МОСКВА
«НАУКА»
1988

Ленинградский Ордена Ленина горный институт
Кафедра Геологии
Библиотека

УДК 552.54:552.543:553.559

В книге рассмотрены общие теоретические проблемы эволюции карбонатонакопления в истории Земли. Освещены вопросы региональной геологии карбонатных отложений в различных районах Советского Союза. Особое место занимают статьи, посвященные доломито- и рифообразованию и нефтегазоносности карбонатных отложений.

Рецензенты: *Б. К. Прошляков, И. Е. Постникова*

Редколлегия:

член-корреспондент АН СССР *П. П. Тимофеев*
доктор геолого-минералогических наук *В. Н. Холодов*
доктор геолого-минералогических наук *В. Г. Кузнецов*
кандидат геолого-минералогических наук *И. А. Назаревич*
кандидат геолого-минералогических наук *В. В. Еремеев*

Э $\frac{1904010000-445}{042(02)-88}$ 195-87—IV

© Издательство «Наука», 1988

Научное издание

ЭВОЛЮЦИЯ КАРБОНАТОНАКОПЛЕНИЯ В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

Утверждено к печати Междуведомственным литологическим комитетом

Редактор *В.Я. Енюкова*. Редактор издательства *И.С. Власов*
Художник *А.Г. Кобрин*. Художественный редактор *В.Ю. Кученков*
Технические редакторы *О.В. Аредова, Л.Н. Богданова*. Корректор *В.П. Крылова*

ИБ № 35441

Подписано к печати 25.11.87. Т – 20250. Формат 60 × 90 1/16
Бумага офсетная № 1. Гарнитура Литературная (фотонабор). Печать офсетная
Усл.печ.л. 18,0 + 1,7 вкл. Усл.кр.-отт. 19,7. Уч.-изд.л. 24,6. Тираж 650 экз.
Тип. зак. 643. Цена 3р. 60к.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство "Наука"
117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90

2-я типография издательства "Наука"
121099, Москва Г-99, Шубинский пер., 6

ISBN 5-02-002032-x

ВОПРОСЫ ЭВОЛЮЦИИ ДОЛОМИТООБРАЗОВАНИЯ

УДК 550.4:553.242.3

В. Н. ХОЛОДОВ

ПРОБЛЕМЫ ДОЛОМИТООБРАЗОВАНИЯ НА СОВРЕМЕННОМ УРОВНЕ РАЗВИТИЯ ЛИТОЛОГИИ

Несмотря на то, что историческое письмо Д. Доломье, послужившее началом исследования доломита и как минерала и как горной породы, было опубликовано еще в 1791 г., т. е. изучение доломитообразования насчитывает более полутора столетий, эта проблема все еще далека от своего завершения.

Причина этого заключается в сложности диагностики доломита как минерала, в необычайно широком диапазоне современных обстановок, в которых образуется этот минерал, в трудности экспериментального его исследования, а также в многофакторности процессов и многостадийности образования природного доломита.

Следует подчеркнуть, что еще в 50-х годах подавляющее большинство литологов считали, что доломит — это типичное эвапоритовое образование или минерал, возникающий исключительно в обстановках повышенной солености. Такое мнение о генезисе доломита в значительной степени укоренилось благодаря тому, что в древних отложениях он постоянно ассоциировался с солеродными толщами.

В работах академика Н. М. Страхова [1951, 1956] было впервые показано, что современные доломитовые осадки образуются как в континентальных, так и в морских обстановках. При этом выяснилось, что на континенте современное доломитообразование резко проявляет себя в условиях содовых и углемагниевых озер при сравнительно невысокой солености вод, тогда как в морских водоемах оно наиболее типично для осолоняющихся прибрежных заливов и лагун.

Анализ обстановок древнего доломитообразования и в первую очередь работ А. Б. Ронова [Виноградов и др., 1952] и А. И. Осиповой [1956] заставили Н. М. Страхова предположить, что в некоторых случаях благоприятными обстановками для формирования доломитоносных толщ являлись центральные части мелководных морских водоемов, а также опресненные участки прибрежных заливов, находящиеся под влиянием крупных рек; однако современные аналоги этих древних доломитов в литологических описаниях тех лет полностью отсутствовали.

Пробел этот был заполнен в 70-х годах благодаря исследованиям К. Скиннер [Skinner, 1963], А. Альдермана и К. Скиннер [Alderman,

Skinner, 1957], К. Борха [Borch, 1965], А. Альдермана и К. Борха [Alderman, Borch, 1963] и других австралийских геологов, которые описали образование доломитов в лагуне Куронга на южном берегу Австралии. По мнению Н. М. Страхова [1970], а также К. Борха, Д. Лока и Д. Швебеля [Borch et al., 1975], здесь подток пресных грунтовых углемагниевых вод со стороны суши приводил к метаморфизации углекальциевых вод в лагуне и выпадению на ее дне доломита. Было также установлено, что в зависимости от величины Mg/Ca, солености вод, высоких значений pH и интенсивности жизнедеятельности водорослей возраст доломитов удревняется, а максимум их накопления все больше перемещается в направлении к суше.

Появились также в геологической литературе сведения о присутствии доломита в глубоководных частях морей и океанов. Многие исследователи отмечали присутствие ромбоэдров этого минерала в пелагических карбонатных океанических илах [Davies, Kinsly, 1973; Faibridge, 1957; Milliman, 1974; и др.], однако генезис этих образований, к сожалению, до сих пор остается не раскрытым.

Большой интерес представляет формирование современных доломитов в рифовых постройках, а также в пределах отливно-приливных обстановок приморских пустынь (себкха).

Широкое распространение доломитов замещения было описано в лагунах атоллов о-ва Лифу (Новая Каледония), о-ва Эниветок, на островах Фунафути и Китадайто в западной части Тихого океана [Barrouilh, 1972; Chevalier, 1975; Schlanger, 1963; Fridman, 1964], а также на Бермудских островах в Атлантике [Gross, 1965].

Благодаря повышенному содержанию высокомагнезиального кальцита в водорослях, слагающих тело рифа, а также вследствие просачивания морской воды в лагуну, изобилия дождей в тропиках и большой испаряемости воды лагун внутри рифогенных атоллов образуются, по-видимому, рассолы с высоким значением Mg/Ca; просачиваясь сквозь пористое тело рифа под действием собственной тяжести, они доломитизируют карбонаты и в первую очередь арагонит биогенного генезиса. В результате внутри рифа, непосредственно под внутренней лагуной, зарождается и разрастается вглубь доломитовое ядро; здесь можно наблюдать все стадии замещения доломитом кальцита и арагонита, весьма причудливые границы между породами, разными по составу, и другие особенности типичных эпигенетических доломитов.

Несколько отличаются от доломитизированных рифов скопления доломита, обнаруженные в приливно-отливных зонах прибрежных равнин (себкха); они изучены в прибрежных частях Персидского залива, на побережье п-ова Катар и Объединенных Арабских Эмиратов [Illing, Wells, 1964; Friedman, Sanders, 1967; Milliman, 1974; Patterson, Kinsman, 1982], о-ва Андрос и на Багамских островах [Friedman, Sanders, 1967; Gebelein et al., 1980], а также в южной части п-ова Флорида [Shinn Ginsburg, 1964]. Здесь скопления доломита четко контролируются приливно-отливной полосой, встречаются выше уровня грунтовых вод и нередко находятся в ассоциации с арагонитом, кальцитом, гипсом, ангидритом и галитом, причем область развития эвапоритовых минералов обычно непосредственно располагается ближе к суше.

Имеются все основания полагать, что в этих случаях доломит и сопутствующие ему минералы формируются за счет морских вод, пронизывающих пористые прибрежные осадки. Испарение выше уровня грунтовых вод вызывает подтягивание интерстиционных растворов, стимулирует концентрацию в них солей и последующее выпадение из растворов доломита и минералов эвапоритового ряда; в этом процессе огромную роль играют, по-видимому, капиллярные силы, определяющие возможность подтока доломитообразующих растворов к дневной поверхности.

По существу, механизм образования приливно-отливных доломитов отличается от механизма формирования каличе в современных пустынях только избытком Mg, обеспеченным присутствием морских вод в порах прибрежных отложений.

В целом в настоящее время можно считать доказанным, что доломитообразование осуществляется в очень широком диапазоне литолого-географических и геохимических обстановок.

В отличие от кальцита и арагонита доломит имеет упорядоченную кристаллическую решетку; такое строение редко приобретается непосредственно в процессе выпадения твердой фазы из раствора. Чаще оно является результатом последующего преобразования выпавшего из раствора осадка. Иначе говоря, между выпадением из раствора магнезиальных соединений и образованием кристаллического доломита пролегает значительный и трудно воспроизводимый в лабораторной обстановке отрезок времени.

Если все это так, то становятся очевидными трудности экспериментального исследования процессов образования доломитов при обычных температурах и давлениях. Действительно, в многочисленных опытах О. К. Янатьевой [1950, 1955], Н. М. Страхова [1951], Ж. Барона [Baron, 1960], К. Дж. Хсу [1971], В. И. Галатиной и др. [1973], Г. Н. Перозио и др. [1973], А. Гейнса [Gaines, 1980], Дж. Кисса [Kiss, 1981], Ю. П. Казанского и Г. И. Любушко [1980] и других авторов в этом отношении были получены весьма противоречивые результаты.

В настоящее время становится все более очевидным, что процессы доломитообразования в термодинамической обстановке поверхности Земли управляются многими факторами. Среди них большое значение имеют щелочной резерв или суммарное содержание карбонатов и бикарбонатов, общая минерализация вод, величина pH раствора, присутствие органического вещества и величина Eh, давление углекислоты, температура, наличие зародышей кристаллов и ряд других особенностей среды.

В последнее время в ряде работ зарубежных исследователей подчеркивалось, что наиболее важными факторами, определяющими возможность образования доломита в природных водах свободной гидросферы, являются структура щелочного резерва, в упрощенном виде выраженная как отношение Mg/Ca, и величина общей солености [Фридмен, Сендерс, 1970; Folk, Lande, 1975; Morrow, 1978; и др.].

В работе Р. Фолка и Л. Ленда [Folk, Lande, 1975] было показано, что при низкой солености вод (0,35‰) доломит начинает формироваться при Mg/Ca = 1:1, все поле природных растворов от равенства концентраций Mg и Ca и вплоть до Mg/Ca = 30:1 является доломито-

производящим. При тех же значениях солености уменьшение величины Mg/Ca вплоть до 1:30 (0,033) всегда сопровождается осаждением кальцита и арагонита.

При переходе от пресных вод (0,35‰) к водам нормальной солености морей и океанов (35‰) и далее к рассолам (350‰) образование доломита требует все большего количества Mg в воде. Так, в условиях нормальной морской воды доломит начинает формироваться при Mg/Ca = 3:1, а в условиях высококонцентрированных рассолов себкхи начало доломитообразования падает на отношение Mg/Ca = 10:1.

Таким образом, повышение концентрации солей в водах как бы тормозит процесс доломитообразования и требует для его реализации все большего относительного количества растворенного Mg.

Очень своеобразной чертой формирования доломита является то обстоятельство, что в очень редких случаях этот минерал представляет собой результат непосредственного выпадения из раствора твердой карбонатной фазы. Гораздо чаще первоначально возникают метастабильные карбонаты — железистый и магнезиальный кальцит и протодоломит. В дальнейшем, как это впервые показал Н. М. Страхов [1956], уже на стадии диагенеза в карбонатных илах за счет этих неустойчивых форм, а также за счет примеси магнезита и других магнийсодержащих минералов [Кондратьева, Холодов, 1954] в осадках в условиях повышенного давления CO_2 образуется собственно доломит. Весьма характерно, что диагенетическое доломитообразование сопровождается широким развитием структур замещения, под микроскопом доломитовые ромбоэдры содержат внутри реликты других карбонатных минералов, прорастают сквозь карбонатные раковинки, их обломки и оолиты, замещают крупные кристаллы более ранних карбонатов.

Согласно представлениям Н. М. Страхова, такие седиментационно-диагенетические доломиты характеризуются разнообразными формами залегания; хотя среди них встречаются пластообразные образования, но наряду с ними развиты линзы, штоки, пятна и даже прожилки. Весьма типична необычайная изменчивость доломитности по простиранию.

Очевидно, что сам по себе доломит в отличие от кальцита и арагонита является типичным минералом поздних стадий осадочного породообразования. В связи с этим всегда очень остро стоит и стоял вопрос о возможности эпигенетического или катагенетического образования доломитов.

В этом отношении исследователи давно уже разделились на два лагеря. Одни литологи вслед за Н. М. Страховым [1956] утверждали, что основная масса доломитов образуется седиментационно-диагенетическим путем, тогда как доломитообразование в уже сформировавшихся породах сводится к минимуму и ограничивается редкими проявлениями жильных доломитов.

Противоположных взглядов на образование доломита придерживались З. А. Богданова [1940], Т. П. Афанасьев [1951], С. Г. Вишняков [1956], Ч. Данбар и И. Роджерс [Dunbar, Rodgers, 1957], В. И. Гуревич [1960], А. И. Осипова [1964], Дж. Фридмен, Дж. Сендерс [1970], З. Я. Сердюк и Б. Г. Эренбург [1972], Д. К. Патрунов [1973], П. Кросс [Cross, 1977], М. Голдберг и Р. Богоч [Goldberg,

Bogoch, 1978], В. Н. Холодов и др. [1980] и ряд других исследователей; они были склонны рассматривать доломитообразование как процесс, легко реализующийся как в карбонатных илах, так и в карбонатных породах, и понятие «эпигенетические» распространяли не только на образования, контролируемые трещинами и тектоническими разломами, но и на некоторые пластообразные тела доломитов, несущие явные признаки позднего метасоматоза.

В настоящее время эта проблема оказалась в значительной степени решена; можно определенно утверждать, что эпигенетические доломиты не только существуют, но и играют весьма важную роль в процессах осадочного породообразования. Тезис о возможности образования доломитов замещения в результате взаимодействия подземных вод и карбонатных пород мы и попытаемся более подробно развить в последующих разделах статьи.

О ТИПАХ КАТАГЕНЕТИЧЕСКИХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ

В ряде предшествующих работ автора [Холодов, 1982а, б, 1983, 1985а,б, 1986] были сделаны попытки типизировать процессы катагенеза не только на основе вертикальной литолого-геохимической зональности осадочных толщ и анализа их минеральных парагенезов, но и с учетом различных типов гидродинамического взаимодействия вод и пород. С этих позиций довольно определенно удается различить три типа катагенетического процесса: 1) инфильтрационный; 2) гравитационно-рассольный; 3) элизионный.

Инфильтрационные катагенетические преобразования наиболее характерны для тектонически стабильных участков, нередко окруженных молодыми областями поднятий. Благодаря тому что в таких регионах осадочные толщи в области орогена выведены на дневную поверхность и интенсивно эродируются, в наиболее проницаемые пласты-коллекторы здесь поступают вадозные воды, которые распространяются по ним от приподнятой области питания к опущенным областям разгрузки. В отличие от слабо проницаемых глин-покрышек, пласты-коллекторы в таких регионах становятся ареной разнообразных геохимических реакций; вадозные воды, богатые кислородом, окисляют различные компоненты пород, стимулируют интенсивную бактериальную деятельность и определяют возможность формирования ряда новообразованных аутигенных минералов. Возникает инфильтрационная минералого-геохимическая зональность, отражающая последовательность геохимических изменений в инфильтрирующих пластовых водах.

С инфильтрационными катагенетическими процессами связана довольно большая группа эпигенетических осадочных полезных ископаемых — стратиформные и ролловые месторождения U, V, Mo, Se, Re, самородной серы, залежи целестина, волконскоита, а возможно, и стратиформные месторождения сульфидов Cu—Pb—Zn.

Гравитационно-рассольные катагенетические преобразования наиболее типичны для солеродных отложений, которые, как известно, пользуются широким распространением в пределах впадин, синеклиз и краевых прогибов платформ, а также в межгорных впадинах.

В этом случае главной движущей силой процесса является гравитационное просачивание в подсолеиосные отложения рапы солеродных толщ, которая, в свою очередь, является результатом преобразования морской воды в условиях выпаривания полузамкнутого водоема. Взаимодействуя с карбонатными и терригенными осадочными образованиями, существенно магниевые рассолы преобразуются в хлоркальциевые; развитие реакций обмена катионами облегчается высокими температурами, весьма характерными для зоны катагенеза.

Следствием взаимодействия рассолов с породами подсолеиосных толщ является формирование разнообразных аутигенных минералов, отмечающих путь гравитационного движения вод; возникает своеобразная минералого-геохимическая зональность, интенсивно проявленная непосредственно ниже соленосных отложений и постепенно затухающая сверху вниз, по мере удаления от подошвы эвапоритов.

С гравитационно-рассольным типом катагенеза связано образование металлоносных рассолов, а также, возможно, стратиформных и жильных месторождений сульфидов Fe, Cu, Pb, Zn и других металлов.

Элизионные катагенетические преобразования развиты в областях с активным тектоническим режимом; особенно резко они проявляются в передовых прогибах и межгорных впадинах, в обстановке усиленного прогибания депрессии и накопления значительных масс осадочных отложений. Преобладающими явлениями в этом случае становится гидрогеологическое взаимодействие между пластичными глинами-покрышками и жесткими породами-коллекторами (песчаниками и карбонатными толщами), а также трещинами и разломами. Первые ведут себя, как губка: накапливая в морских водоемах значительные количества воды, рассеянного органического вещества, а также карбонатов и других неустойчивых компонентов, они по мере погружения в глубь элизионного бассейна, в область высоких температур и давлений, отдают флюиды в коллекторы и дренирующие их разломы. Само собой разумеется, что при переходе из одной среды в другую на границе литологически различных напластований или по трещинам и разломам формируется аутигенная минерализация. При этом образуется очень сложная элизионная аутигенно-минералогическая и геохимическая зональность. С нею оказываются пространственно связаны месторождения нефти, газа и битумоидов, жильные и стратиформные скопления сульфидов Fe, Cu, Pb, Zn, а также карбонатов Fe, Mn и Mg.

Во всех трех типах катагенетических преобразований наряду с другими аутигенными минералами образуется эпигенетический доломит, однако наиболее полно эпигенетическое доломитообразование было изучено в случае инфильтрационного и гравитационно-рассольного процессов.

ДОЛОМИТООБРАЗОВАНИЕ В ИНФИЛЬТРАЦИОННОМ КАТАГЕНЕТИЧЕСКОМ ПРОЦЕССЕ

Формирование эпигенетического доломита нам удалось доказать при комплексном исследовании катагенетических изменений пластовых фосфоритов Каратауского фосфоритоносного бассейна (Казахстан); здесь литолого-геохимические наблюдения были впервые увязаны с гидрогеологическими и гидрохимическими характеристиками современных подземных вод [Холодов и др., 1980].

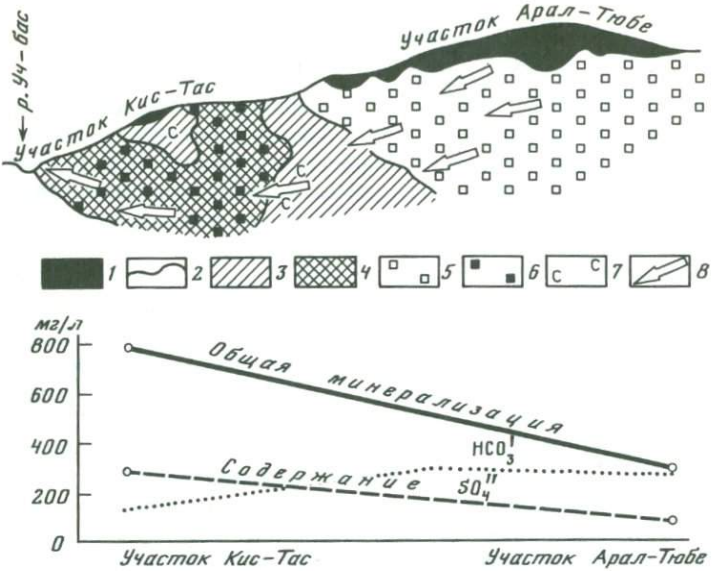
В северо-западной части хребта Малый Каратау нами были детально изучены фосфоритоносные вендско-кембрийские отложения, слагающие северо-восточное крыло крупной Верхнеучбасской структуры. Более подробное описание строения этого района читатель найдет в предшествующих публикациях [Холодов, 1969, 1972]. Здесь же следует отметить, что ось Верхнеучбасской горст-антиклинали, вытянутой на 65—70 км в длину, ориентирована примерно параллельно общему простиранию Малого Каратау. В ядре этой складки второго порядка обнажаются терригенно-глинистые породы рифея. Юго-западное крыло обрезано крупным разломом типа взброса, а северо-восточное крыло слагается фосфоритоносной чулактауской свитой и карбонатной тамдинской свитой; это крыло в литературе известно под названием «месторождение Кок-Джон».

В пределах Кокджонского месторождения фосфоритов выделяются четыре участка, последовательно сменяющие друг друга с юго-востока на северо-запад: Арал-Тюбе, Ат-Кум, Кесик-Тюбе и Кис-Тас. Наиболее приподнятым в современном рельефе является участок Арал-Тюбе (рис. 1). Здесь фосфоритоносная свита обнажается на отметках 850—880 м выше уровня моря. По направлению к участкам Кесик-Тюбе и Кис-Тас рельеф заметно сглаживается и абсолютные отметки выхода фосфоритов на поверхность уже не превышают 450—500 м. Естественно, что движение пластовых вод в фосфоритоносном горизонте осуществляется, как это показано на схеме, от области питания на участке Арал-Тюбе к области разгрузки в районе Кис-Тас, где в районе среднего течения р. Уч-бас известно несколько малодебитных источников.

Вендско-кембрийские отложения чулактауской свиты представлены чередованием пластовых фосфоритов, кремнистых пород и доломитов, причем в изученных нами участках явно преобладают (по мощности) пластовые фосфориты. Они перекрываются кембрийско-ордовикской толщей карбонатных пород, известной под названием «тамдинская свита». В нижней части этой почти 3-километровой толщи наибольшим распространением пользуются доломиты. Главный водоносный горизонт района включает в себя всю чулактаускую свиту и нижнюю часть тамдинской толщи.

Прекрасным индикатором эпигенетических изменений, происходящих в водоносном горизонте, служит хорошо выдерживающийся по простиранию горизонт пластовых фосфоритов, имеющих мощность 8—15 м; его строение в разных частях месторождения Кок-Джон изображено на рис. 1.

В пределах области питания подземных вод (Арал-Тюбе) распро-



Р и с. 1. Минералого-геохимическая зональность фосфоритоносных отложений и пластовых вод района Каратау (Казахстан)

Вверху — схема изменений химико-минералогического состава фосфоритового горизонта в направлении движения пластовых вод в районе Малого Каратау. *1* — участки пласта, обогащенные фосфатным материалом; *2* — рельеф участка; *3* — слабая карбонатность фосфоритов; *4* — интенсивная доломитизация фосфоритов; области развития: *5* — гидроокислов Fe, *6* — пирита; *7* — область распространения органического вещества; *8* — направление движения подземных вод. Внизу — схема изменения состава подземных вод в направлении движения от области питания к области разгрузки

странены высококачественные фосфориты; содержание P_2O_5 в них достигает 33—34%. Фосфориты заметно обогащены гидроокислами Fe (гетит, гидрогетит, гематит, гидрогематит), которые в виде микроскопических включений импрегнируют зерна фосфорита или фосфатные оолиты, а также в виде макроскопически видимых масс концентрируются в реликтовом цементе или выполняют тонкие прожилки. Чаще всего порода лишена цемента, сильно пориста и легко рассыпается на части при ударе; однако местами в ней присутствуют небольшие линзочки реликтового карбоната, цементирующего фосфорит.

В области разгрузки (Кис-Тас) качество фосфоритов резко падает; содержание P_2O_5 в них нередко уменьшается до 20—21%, причем порода повсеместно заметно обогащается карбонатами. В северо-западной части структуры широко распространены обломки и оолиты фосфоритов, резко окрашенные органическим веществом и сульфидами Fe в черный цвет; они четко выделяются на фоне вторичного карбонатного цемента.

Ранее [Холодов, 1969] были подробно рассмотрены те изменения состава подземных вод, которые удалось установить гидрогеологам Джанытасской ГРП путем опробования 19 гидрогеологических скважин, вскрывших исследуемый водоносный горизонт. Оказалось, что от области питания к области разгрузки общая минерализация вод возрастает от 300 до 800 мг/л и более. В том же направлении заметно увеличи-

вается содержание SO_4^{-2}, достигая 400 мг/л в районе Кис-Тас, тогда как количество HCO_3^{-1} вначале растет, а затем резко уменьшается вблизи очагов разгрузки.

Очевидно, что в районе участка Арал-Тюбе поверхностные воды, содержащие кислород, проникают в толщу водоносного горизонта. На первом этапе взаимодействия твердой и жидкой фазы кислород расходуется на окисление сульфидов и органического вещества пластовых фосфоритов. При этом накопление значительных масс CO_2 сдвигает карбонатное равновесие в сторону образования растворимых бикарбонатов; воды постепенно обогащаются ионами Ca^{+2}, Mg^{+2} и HCO_3. Одновременно протекающее окисление сульфидов усиливает процесс растворения и выноса карбонатов и приводит к медленному накоплению SO_4^{-2} в водах. Здесь же следует подчеркнуть, что фосфаты как более устойчивые, чем карбонаты в нейтральных и слабокислых средах, накапливаются на месте и, таким образом, на участке Арал-Тюбе осуществляется вторичное обогащение фосфоритоносного горизонта выше уровня грунтовых вод. Для этого участка весьма характерны гидрокарбонатно-сульфатные воды с pH порядка 6,6—7,0.

Далее от области питания по мере миграции пластовых вод к области разгрузки постепенно развивающийся процесс окисления сульфидов приводит к накоплению в водах иона SO_4^{-2}. Слабоминерализованные гидрокарбонатные и гидрокарбонатно-сульфатные воды постепенно сменяются сильноминерализованными сульфатно-гидрокарбонатными водами; величина pH в них увеличивается до 8,2. Здесь, вблизи от участка Кис-Тас, в водоносном горизонте создаются гидрохимические условия, благоприятствующие выпадению в твердую фазу эпигенетических карбонатов. Они постепенно «запечатывают» водоносный пласт на участке Кис-Тас и способствуют сохранности здесь восстановительной обстановки, унаследованной еще от стадии диагенеза.

Для того чтобы изучить состав карбонатных минералов, распространенных в различных частях водоносного горизонта, нами было по частой сетке отобрано 17 образцов горных пород из канавы 88 участка Арал-Тюбе и для сравнения взято 27 образцов из канавы 94 участка Кис-Тас. Пробы были изучены в лаборатории ГИГХС с помощью термогравиметрического анализа и в них на основании анализа термограмм, выполненных на установке ТВУ (аналитик Н. Г. Фридман), было вычислено содержание суммы карбонатов, кальцита и доломита. Результаты представлены в табл. 1. Как это вытекает из таблицы, на участке Арал-Тюбе сумма карбонатов в породах фосфоритоносной свиты обычно очень невелика и, что очень важно, весь остаточный карбонатный цемент здесь представлен кальцитом. Наоборот, сумма карбонатов заметно возрастает в области разгрузки, на участке Кис-Тас, однако здесь весь карбонатный материал представлен уже доломитом.

Для проверки этого очень важного вывода, образцы 144—к и 128—к, в которых было обнаружено максимальное содержание доломита, были фракционированы в дистиллированной воде на центрифуге, а затем исследованы на рентгеновской установке в лаборатории Геологического института АН СССР. Результаты изучения порошковых рентгенограмм обоих образцов показали наличие типичных для доломита пиков 2,86; 2,181 и

Таблица 1

Содержание доломита и кальцита по данным термогравиметрического изучения пород фосфоритоносных месторождений Малого Каратау, %

Части разрезов	Арал-Тюбе				Кис-Тас			
	№ обр.	$CaMg(CO_3)_2$	$CaCO_3$	Карбонаты	№ обр.	$CaMg(CO_3)_2$	$CaCO_3$	Карбонаты
Горизонт беркутинских доломитов	5217	56,9	14,6	71,5	110—к	87,8	8,7	96,5
	5218	20,9	2,8	23,7	111—к	78,6	8,5	87,1
					112—к	80,8	—	80,8
Чулактауская свита	5225	—	10,0	10,0	114—к	—	11,6	11,6
	5226	—	14,5	14,5	116 к	15,7	—	15,7
	5230	—	5,7	5,7	117—к	17,6	—	17,6
	5231	—	7,5	7,5	118—к	8,0	5,5	13,5
	5232	—	11,4	11,4	119 к	10,7	—	10,7
	5233	—	8,4	8,4	120—к	9,2	3,3	12,5
	5235	—	7,5	7,5	121—к	12,1	—	12,1
	5236	—	8,2	8,2	122—к	12,1	—	12,1
	5238	—	7,0	7,0	123—к	—	1,0	1,0
	5239	—	6,4	6,4	124—к	—	7,0	7,0
	5240	—	6,1	6,1	125—к	10,5	—	10,5
	5241	—	7,5	7,5	126—к	—	7,0	7,0
	5242	7,1	19,2	26,3	127—к	6,3	—	6,3
					128—к	29,1	—	29,1
					130—к	—	4,8	4,8
					135—к	9,9	—	9,9
					136—к	16,0	—	16,0
					137—к	10,4	—	10,4
					141—к	20,6	—	20,6
					143—к	14,6	—	14,6
					144—к	27,8	—	27,8
					145—к	20,2	—	20,2
					147—к	18,4	—	18,4
Тамдинская толщина карбонатных пород	5243	75,6	15,9	91,5	158—к	40,0	—	40,0
	5245	76,9	15,9	92,8				

Примечание. Прочерк — не обнаружено.

1,782Å; это подтверждает выводы, сделанные на основе термогравиметрии.

Итак, именно доломит пользуется преимущественным распространением среди карбонатных минералов, цементирующих фосфориты, в области разгрузки пластовых вод. Микроскопическое изучение шлифов показывает при этом, что доломит, бесспорно, является здесь наиболее поздним, скорее всего, эпигенетическим минералом. Действительно, на рис. 2 (см. вклейку) хорошо видно, что этот минерал (светлое) не только выполняет поровое пространство между зернами фосфата (черное), но и корродирует обломки фосфата по краям и даже кое-где метасоматически замещает фосфатные зерна изнутри.

Для того чтобы проверить возможность непосредственного выпадения доломита из пластовых вод фосфоритоносного горизонта, нами были выполнены следующие подсчеты. Теоретическая величина произведения

растворимости, рассчитанная и полученная экспериментально для доломита К. Дж. Хсу [1971], равна $2 \cdot 10^{-17}$. Зная в каждом конкретном анализе пластовой воды, отобранной из скважины, величину pH, а также содержание Ca^{+2}, Mg^{+2}, $Na^{+1}+K^{+1}$, HCO_3^{-1}, SO_4^{-2}, Cl^{-1}, можно, опираясь на уравнения, выведенные из закона действующих масс, подсчитать вначале концентрацию CO_3^{-2}, затем вычислить ионную силу по формуле

$$J = 1/2[HCO_3^{-1}][SO_4^{-2}] \times 4[Cl^{-1}][Ca^{+2}] \times 4[Mg^{+2}] \times 4[Na^{+1}]$$

и, зная ионную силу природной воды, можно найти значение коэффициента активности $f(2)^4$, а затем по формуле

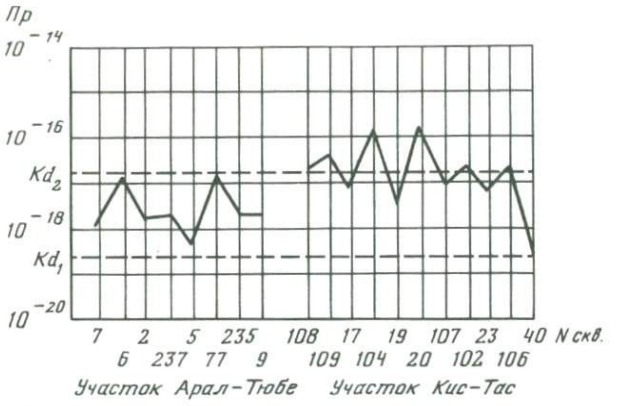
$$k_{\alpha CaMg(CO_3)_2} = [Ca^{+2}]\,[Mg^{+2}]\,[CO_3^{-2}] \cdot f(2)^4$$

рассчитать произведение растворимости доломита в каждом конкретном случае. Сравнение K_α с теоретической растворимостью доломита позволяет оценить возможность выпадения этого минерала в твердую фазу в том или ином участке профиля.

Результаты расчетов представлены на рис. 3. Очевидно, что в области питания, в районе участка Арал-Тюбе, подземные воды определенно недосыщены доломитом. Иначе говоря, именно здесь создаются гидрохимические предпосылки для максимального растворения обоих породообразующих карбонатных минералов — доломита и кальцита. Наличие в породах участка Арал-Тюбе весьма реликтового кальция может быть связано не с его относительным накоплением, а с первичными фациальными особенностями пластовых фосфоритов в этом районе.

В области разгрузки, на участке Кис-Тас, наоборот, величина вычисленного K_α часто превышает $2 \cdot 10^{-17}$, что указывает на возможность выпадения доломита из раствора в твердую фазу. Как мы видели выше, именно здесь широко распространен эпигенетический доломитовый цемент.

В целом нельзя не подчеркнуть, что выполненные расчеты позволили обнаружить очень ясную гидрохимическую зональность пластовых вод месторождения и тесно увязать между собой данные гидрогеологических и литолого-геохимических исследований. Можно себе представить, что в пределах северо-восточного крыла Верхнеучбасской горст-антиклинали на протяжении 65—70 км, в пределах фосфоритоносного и отчасти карбонатного тамдинского горизонтов, представляющих собой единую гидрогеологическую систему, действует гипергенный механизм, обусловленный взаимодействием осадочных пород и пластовых вод. В результате на одних участках в области питания (Арал-Тюбе) седиментационно-диагенетические доломиты, входящие в состав фосфоритоносной толщи и особенно перекрывающие ее (тамдинская свита), медленно растворяются и огромные массы Ca^{+2}, Mg^{+2} и CO_3^{-2} поступают в подземные воды, двигающиеся к областям разгрузки. В области разгрузки, на других участках (Кис-Тас), когда содержание ионов Ca^{+2} и Mg^{+2} достигает насыщения, интенсивно осуществляется эпигенетическая цементация водоносных фосфоритов, а местами среди перекрывающих их карбонатных пород образуются небольшие по размерам линзовидные тела и прослои эпигенетических доломитов.



Р и с. 3. Кривые растворимости доломита в различных частях водоносного пласта $Kd_1 = 3{,}17 \cdot 10^{-19}$ [Alderman, Skinner, 1957]; $Kd_2 = 2 \cdot 10^{-17}$ [Хсу, 1971]; Пр — произведение растворимости

Нельзя не отметить, что в соответствии с приведенными данными источник Mg заключен в самих карбонатных породах и фосфоритах, подвергающихся интенсивной переработке в зоне гипергенеза в результате инфильтрации поверхностных вод.

ДОЛОМИТООБРАЗОВАНИЕ В ГРАВИТАЦИОННО-РАССОЛЬНОМ КАТАГЕНЕТИЧЕСКОМ ПРОЦЕССЕ

Другой способ эпигенетического доломитообразования был детально описан в работах А. А. Махнача [1977, 1980], А. А. Махнача и др. [1966] и ряда других белорусских геологов; он был встречен в разрезах девонских отложений Припятской впадины.

В стратиграфическом разрезе девонских отложений Припятского прогиба сверху вниз выделяются: 1) надсолевой карбонатно-терригенный комплекс данковского и озерско-хованского возраста (фаменский ярус); он представлен в нижней части известковыми глинами, мергелями и песчаниками с многочисленными пропластками гипса, а в верхней части — глинисто-мергельными породами с прослоями горючих сланцев и доломитов, мощность толщи колеблется от десятков до 1000 м; 2) соленосный комплекс, сложенный: а) верхней соленосной толщей данково-лебедянского возраста, представленной галитовыми и глинисто-галитовыми отложениями мощностью 70—3200 м; б) межсолевыми толщами задонско-елецкого возраста, состоящими из карбонатно-глинистых, терригенно-карбонатных и вулканогенно-терригенных отложений (D_3zd—el) мощностью 300—1800 м; в) нижней соленосной толщей, принадлежащей к ливенско-евлановскому горизонту и представленной галитовыми и сульфатно-карбонатно-терригенными отложениями средней мощностью 300—600 м; 3) подсолевой комплекс, в котором отчетливо различаются вышележащие, преимущественно карбонатные отложения (D_3^1) и подстилающие

их терригенные толщи (D_2), сложенные аргиллитами, песчаниками, доломитами, глинами; общая мощность комплекса изменяется от 180 до 550 м с запада на восток.

Припятский грабенообразный прогиб представляет собой крупный элемент Припятско-Донецкого авлакогена. В разрезе платформенного чехла прогиба выделяются три структурных комплекса, соответствующие трем различным тектоническим этапам его развития: байкальскому, герцинскому и киммерийско-альпийскому.

На байкальском этапе территория представляла собой крупный Волынско-Оршанский прогиб северо-восточного простирания; в нем шло формирование красноцветных и сульфатно-карбонатно-терригенных формаций.

В герцинское время на месте прогиба образовался наложенный рифтовый грабен. С главным этапом рифтового тектогенеза связаны формирование девонской солеродной толщи, интенсивное возникновение разломов и широкое проявление вулканической деятельности. На заключительном, орогенном, этапе рифтогенеза Припятского прогиба произошло образование молассоидной верхнепермско-триасовой формации.

В позднетриасовое время на исследуемой территории началось формирование поздней синеклизы платформы. Современной структуре прогиба свойственны крупные блоки и погребенные выступы, хорошо прослеживающиеся по поверхности кристаллического фундамента. Вдоль разломных зон формируются асимметричные синклинали, связанные между собой в линейные зоны опускания; эти структуры третьего порядка осложнены многочисленными приразломными валами, синклиналями и структурными носами четвертого порядка.

Соленосную толщу девона отличает абсолютное преобладание соляных куполов, антиклиналей, мульд, синклиналей и других пликативных структур, возникших в результате сочетания тектоники и соляного диапиризма.

В девонских отложениях Припятского прогиба наиболее интенсивные катагенетические преобразования обнаружены в межсолевых и подсолевых отложениях. Как это было показано А. А. Махначем [1980], самые сложные преобразования связаны с зонами трещиноватости, порами и кавернами, развитыми внутри карбонатных толщ или сосредоточенных в цементе разнообразных терригенных пластов. В этих телах, секущих напластование или залегающих согласно ему, обнаруживается довольно устойчивый парагенез галогенных минералов, включающий кальцит, доломит, ангидрит; вместе с ними нередко присутствует сфалерит и другие сульфиды.

Система таких явно вторичных по отношению к вмещающим породам скоплений в трещинах и разломах образует своеобразный «каркас» и прослеживается ниже верхней соленосной толщи.

Еще шире развита метасоматическая доломитизация, которой особенно интенсивно подверглись карбонатные породы межсолевых и подсолевых отложений. Как это было установлено в работе А. А. Махнача с соавторами [1966], высокая пористость доломитизированных участков, пятнисто-линзообразное распределение доломитов в толще карбонатных пород, идиоморфизм кристаллов доломита, а также находки нормально-

морских биоценозов внутри доломитовых тел однозначно свидетельствуют в пользу катагенетического происхождения этих новообразований.

В целом интенсивность метасоматической доломитизации оказалась тесно связанной с ее положением по отношению к подошве верхней соленосной толщи; по мере приближения к ней степень доломитизации, несомненно, возрастает, а по мере удаления от нее — падает. А. А. Махнач [1980] установил также прямую корреляционную зависимость между открытой пористостью и степенью вторичной доломитизации; обе эти величины обычно растут симбатно.

В соответствии с исследованиями В. Т. Кирикова [1963], Ю. С. Кормильца [1976], А. В. Кудельского и др. [1985] девонские отложения Припятского прогиба содержат высокоминерализованные хлоркальциевые рассолы с высоким содержанием аммония, K, Sr, Br, и I; их температура обычно равна 100—130° С, газонасыщенность колеблется от 34 до 590 $см^3$/л, общая минерализация достигает 320 г/л. В отдельных случаях встречаются сероводородные крепкие рассолы; очень часто рассолы ассоциируются с залежами нефти и газа, сконцентрированными в подсолевом комплексе пород.

Между составом рассолов и интенсивностью вторичной доломитизации устанавливается довольно четкая зависимость. Действительно, наиболее отчетливо процессы доломитизации проявляются в подсолевом карбонатном комплексе, менее интенсивно, но регионально доломитизирован межсолевой комплекс пород и, наконец, спорадически и довольно слабо подвержена этому явлению надсолевая толща [Махнач и др., 1966; Кормилец, 1976].

Любопытно, что в полном соответствии с таким распределением доломита находится характеристика хлоркальциевых рассолов; как это следует из табл. 2, процентное содержание остаточного Mg резко падает в водах межсолевого и подсолевого карбонатных комплексов, где наиболее полно осуществляется взаимодействие в системе порода—вода и Mg оказался использован на образование доломита. Наоборот, в слабо доломитизированных терригенных комплексах D_3 и D_2 относительное содержание Mg в рассолах возрастает.

Следует также отметить, что на площади Припятского прогиба интенсивность доломитизации карбонатных толщ и содержание Mg в рассолах оказались тесно связанными со строением верхней галогенной толщи. Так, например, согласно данным В. Т. Кирикова [1963], в последней с юго-востока на северо-запад появляются и количественно возрастают горизонты калийных солей. В том же направлении усиливается степень доломитизации в межсолевом карбонатном комплексе [Карасев, Обморышев, 1968] и, по-видимому, в прошлом возрастала концентрация Mg и Ca в рассолах всей девонской толщи [Кормилец, 1976].

Происхождение крепких рассолов Припятской впадины довольно сложное, однако мы разделяем точку зрения М. Г. Валяшко [1963] и Н. М. Страхова [1971], которые считают все рассолы производными от рапы солеродных палеоводоемов.

Общеизвестно, что морская вода принадлежит к магниевому подтипу сульфатного типа рассола; при испарении и выпадении в осадок твердых солей в условиях жаркого аридного климата она будет все более при-

Таблица 2

Гидрохимическая характеристика рассолов Припятской впадины по отдельным литолого-геохимическим комплексам девонских отложений [Кормилец, 1976]

Комплекс водовмещающих пород	Возраст	Минерализация, г/л	rCa^{+2}	rMg^{+2}	$rMg/(rCa+rMg)\times 100\%$
			мг-экв/л		
Надсолевой карбонатно-терригенный	D_3	248 316	186 543	102 268	35,4
Межсолевой карбонатный	$D_3zd—el$	350 388	2267 3248	488 757	17,7
Подсолевой карбонатный	D_3^1	360 401	3374 4750	700 1025	17,1
Подсолевой терригенный	D_2	363 439	3964 5900	1431 1900	26,3

Примечание. Рассчитано по данным 50 химических анализов, выполненных в лаборатория УкрНИИгаза и треста Белнефтегазразведка; в числителе указано среднеарифметическое, в знаменателе — максимальное значение.

ближаться по составу к хлормагниевым рассолам. На первых стадиях солеобразования вместе с твердыми солями захороняются большие объемы маточных рассолов; так, например, на галитовой стадии развития солеродного бассейна каждый кубический километр твердых солей уводит с дневной поверхности около 2 км^3 маточных растворов, минерализация которых достигает величины 300—320 г/л.

В тех случаях, когда солеродные толщи довольно быстро погружаются в недра осадочно-породного бассейна, попадают в зону затрудненного водообмена и покрываются отложениями осадочного чехла, в них часто осуществляется гравитационное сквозьпластовое вертикальное движение вод с различной плотностью: тяжелые рассолы просачиваются вниз, легкие воды поднимаются вверх. Экспериментально такое гравитационное взаимопроникновение, захватывающее даже труднопроницаемые глинистые толщи, было воспроизведено М. Г. Валяшко и его сотрудниками [1965], которые показали, что оно осуществляется струями и наиболее интенсивно охватывает подсолевые толщи.

Таким образом, именно подсолевые отложения обычно являются главной ареной дальнейших катагенетических превращений маточных рассолов. Здесь в условиях повышенных температур растворы теряют свой Mg, обменивая его на Ca вмещающих пород.

Реакция доломитообразования в результате взаимодействия карбонатных пород и магниевых рассолов при высоких температурах (150—300° С) была экспериментально изучена Н. К. Власовой [1978]; оказалось, что среди всех вариантов процесса наиболее доломитообразующей является реакция Мариньяка

$$2CaCO_{3(тв)} + MgCl_{2(раств)} = CaMg(CO_3)_{2(тв)} + CaCl_{2(раств)}.$$

При этом в твердой фазе доломит, ассоциируя с кальцитом и магнезитом, составлял иногда 80—90% осадка. Таким образом, опыты, выполнен-

ные Н. К. Власовой, однозначно подтверждают принципиальную возможность катагенетической доломитизации в результате воздействия на карбонатные породы хлоридных растворов.

Следует при этом подчеркнуть, что миграция хлормагниевых и хлоркальциевых рассолов сквозь подстилающие карбонатные отложения представляет собой длительный и многоактный процесс, в котором каждый отдельно взятый объем порового пространства будет не единожды, а многократно заполняться новыми порциями реакционноспособных вод, а уже прореагировавшие воды вытесняться далее. Более того, метасоматическое замещение кальцита доломитом по реакции Мариньяка обычно сопровождается уменьшением объема твердой фазы на 12% [Басков, 1977]. Поэтому следует считать, что в каждый последующий момент «реакционноспособная» емкость замещаемой породы будет увеличиваться, а значит, соответственно условия для катагенетического доломитообразования будут улучшаться во времени. Такой самоподдерживающийся характер доломитообразования чрезвычайно усложняет возможность его количественной геохимической оценки, что и заставляло некоторых исследователей сомневаться в его достоверности [Страхов, 1956, 1971; Чилингар и др., 1971].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выше мы рассмотрели два случая катагенетического доломитообразования, в которых изучение доломитизированных пород можно сопоставить с геохимической характеристикой доломитообразующих растворов.

Для того чтобы понять сходство и различия в условиях формирования седиментационно-диагенетических и катагенетических доломитов, мы попытались использовать диаграмму, построенную Р. Фолком и Л. Лендом [Folk, Lande, 1975] в координатах Mg/Ca и общей солености (рис. 4). На этой диаграмме нанесена гидрохимическая характеристика тех обстановок, в которых в настоящее время осуществляется седиментационно-диагенетическое доломитообразование; в частности, по величине Mg/Ca и общей минерализации охарактеризованы воды рек, озер, воды подземной гидросферы (пресные и рассолы), воды морей и океанов, а также те воды себкхи, которые являются доломитообразующими.

В результате анализа всего этого материала Р. Фолк и Л. Ленд выделили в координатах Mg/Ca и общей солености два главных поля минералообразования; на диаграмме их разделяет жирная сплошная линия. Слева располагается поле кальцита, справа — доломита. Очевидно, что в тех случаях, когда общая минерализация вод не превышает 0,35‰, образование доломита начинает происходить при Mg/Ca = 1:1 и продолжается до тех пор, пока это соотношение не достигнет величины 30:1.

Наоборот, уменьшение отношения Mg/Ca до величины 1:30 должно при тех же значениях величины общей минерализации приводить к осаждению кальцита. Последовательное увеличение солености до уровня морских и океанских вод (35‰) требует для формирования доломита все большего количества Mg.

Действительно, как это хорошо видно на диаграмме, в условиях себкхи

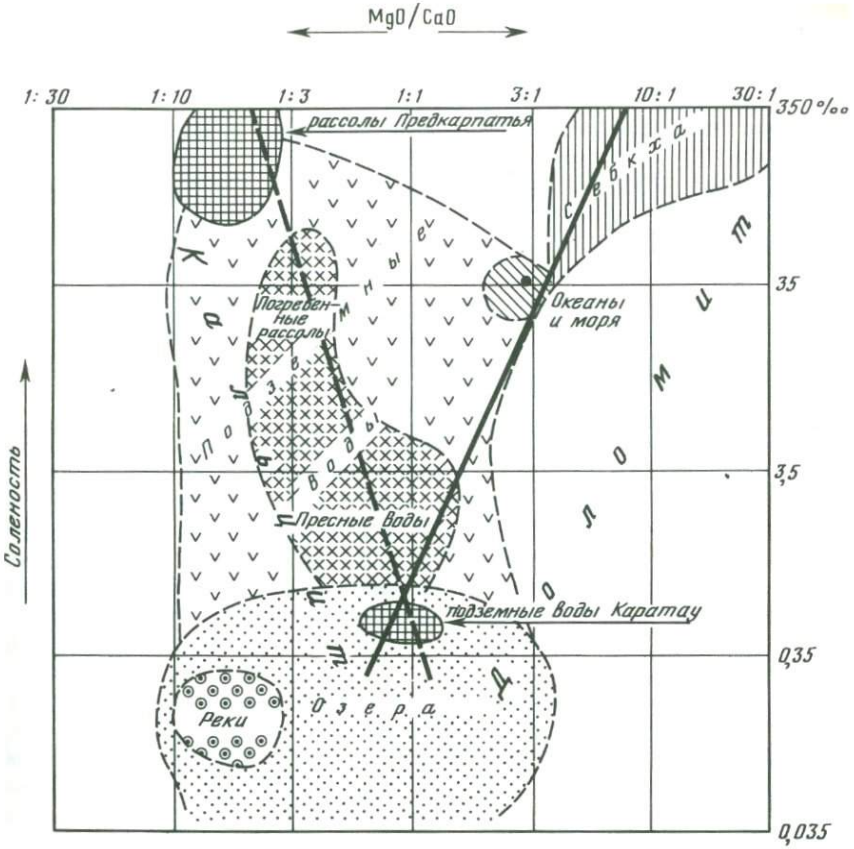


Рис. 4. Гидрохимические поля вод [Folk, Land, 1975] и положение доломитообразующих растворов Каратау и Предкарпатья [Холодов, наст. статья]

доломитообразующими являются воды, в которых величина Mg/Ca меняется от 10:1 до 30:1. Очевидно, что повышение концентрации солей в водах современных водоемов как бы тормозит процесс доломитообразования и требует для его реализации все большего количества Mg. Возможно, что эта найденная закономерность объясняется тем обстоятельством, что в водах с высокой минерализацией наряду с Mg и Ca всегда присутствует значительное количество конкурирующих катионов, способных образовывать с CO_3^{-2} твердую фазу, хотя не менее вероятно, что здесь реализуется правило Нернста для растворов сложных солей и выпадение доломита в осадок тормозится концентрацией более растворимых солей, имеющих с этим соединением общие катионы.

Данные, характеризующие подземные воды района Малого Каратау, легли на линию, разделяющую поля кальцита и доломита в области низкой минерализации (0,35‰); их положение подтверждает возможность изученного нами процесса переотложения карбонатов и формирования эпигенетического доломита в области разгрузки подземных вод

в условиях давлений и температур, типичных для дневной поверхности аридной зоны.

Значительно сложнее обстояло дело с крепкими рассолами Припятского прогиба; как это видно на диаграмме рис. 4, эти доломитообразующие растворы выпадают из общей схемы благодаря необычайно низким значениям Mg/Ca, которые обычно колеблются от 1:10 до 1:3. Иначе говоря, здесь доломитообразование протекает при необычайно низких содержаниях Mg, совсем не типичных для рассолов с соленостью в 300—350‰.

Тем не менее парадокс этот находит свое объяснение, если вспомнить, что в этом случае с карбонатными породами взаимодействуют не просто подземные воды, а рассолы, нагретые до температуры 100—120° С. Очевидно, что повышение температуры чрезвычайно сильно влияет на возможность формирования доломита и смещает поле доломитообразования в область низких соотношений Mg/Ca.

Действительно, выше мы уже отмечаем трудности экспериментального получения доломита при нормальных температурах и давлениях. Между тем Р. Харкер и О. Татл [Harker, Tuttle, 1955], а также Д. Граф и Дж. Гольдсмит [Graf, Goldsmith, 1955] легко синтезировали этот минерал при повышенных температурах. Более того, два последних исследователя отмечали, что для материала, находящегося при высокой температуре в равновесии с магнезиальным кальцитом, в подобных условиях отмечаются реальные отклонения от отношения Mg/CaO=1:1 в направлении избытка Ca.

В связи со всем сказанным можно предположить, что при высоких температурах, характерных для многих зон катагенеза и метагенеза, доломитообразование осуществляется рассолами с гораздо более низкими величинами Mg/Ca, а линия, обозначенная пунктиром на рис. 4, примерно соответствует границе между полями кальцита и доломита в таких экстремальных обстановках.

В заключение работы хотелось бы подчеркнуть, что то большое значение, которое в последнее время геохимики и литологи стали придавать структуре щелочного резерва, в частности отношению Mg/Ca в доломитообразующих растворах, заставляет по-иному взглянуть на доломитообразование в докембрийское время. Возникает мысль: не связано ли широкое развитие доломитов в древних отложениях прошлого с избытком Mg в водах древних морей? И не является ли главной причиной доломитообразования в докембрии господство элементов ряда протокристализации в водоемах архея и протерозоя, обусловленное разрушением древнейших базальтов планеты?

ЛИТЕРАТУРА

Афанасьев Т. П. О геохимии подземных вод Среднего Поволжья // Тр. Лаборатории гидрогеол. проблем АН СССР. 1951. Вып. 10. С. 1—32.

Басков Е. А. Минеральные воды и палеогидрогеология Сибирской платформы // Тр. ВСЕГЕИ. Н. С. 1977. С. 148.

Богданова З. А. К литологии карбонатных пород нижнего карбона Подмосковного бассейна // Литологический сборник памяти проф. С. Ф. Малявкина. М.; Л.: Гос. изд-во геол. лит., 1940. Вып. 1. С. 58—72.

Валяшко М. Г. Генезис рассолов осадочной оболочки // Химия земной коры. М.: Изд-во АН СССР, 1963. Т. 1. С. 253—277.

Валяшко М. Г., Поливанова А. И., Жеребцова И. К. Геохимия и генезис рассолов Иркутского амфитеатра. М.: Наука, 1965. 250 с.

Виноградов А. П., Ронов А. Б., Ратынский В. М. Изменение химического состава карбонатных пород Русской платформы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1952. № 1. С. 3—52.

Вишняков С. Г. Генетические типы доломитовых пород северо-западной окраины Русской платформы // Типы доломитовых пород и их генезис. М.: Изд-во АН СССР, 1956. С. 209—253.

Власова Н. К. Экспериментальное изучение процесса метаморфизации растворов морского галогенеза карбонатами и силикатами кальция: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1978. 22 с.

Галатина В. И., Мандрикова Н. Т., Перозио Г. Н. Синтез протодоломита в условиях, моделирующих начальный эпигенез // Тр. СНИИГГиМС. 1973. Вып. 170. С. 34—36.

Гуревич В. И. О метаморфизации подземных вод в процессах катагенеза // Геология и геохимия. 1960. Вып. 3. С. 259—263.

Казанский Ю. П., Любушко Г. И. Об использовании экспериментальных исследований для расшифровки условий современного и древнего морского доломитообразования // Сравнительный анализ морского осадконакопления в докембрии и палеозое. Новосибирск: Наука, 1980. С. 140—146.

Карасев И. П., Обморышев К. М. Строение и условия формирования пород-коллекторов нефтеносных горизонтов девона в северо-восточной части Припятского прогиба // Геология нефти и газа. 1968. № 11. С. 85—90.

Кириков В. Т. Основные этапы формирования галогенных отложений девона в Припятском прогибе и Днепрово-Донецкой впадине // Тр. ВСЕГЕИ. 1963. Т. 91. С. 107—129.

Кондратьева И. А., Холодов В. Н. О некоторых особенностях образования доломитовых пород туркестанского яруса палеогена Ферганы // Вопросы минералогии осадочных образований. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1955. Кн. 2. С. 219—223.

Кормилец Ю. С. О количественной гидрогеохимической оценке степени доломитизации карбонатных пород в зоне катагенеза // Литология и полез. ископаемые. 1976. № 4. С. 136—138.

Кудельский А. В., Шиманович В. М., Махнач А. А. Гидрогеология и рассолы Припятского нефтегазоносного бассейна. Минск: Наука и техника, 1985. 222 с.

Махнач А. А. О природе катагенетической доломитизации межсолевых девонских отложений севера Припятской впадины // ДАН БССР. 1977. Т. 21, № 5. С. 446—449.

Махнач А. А. Постседиментационные изменения межсолевых девонских отложений Припятского прогиба. Минск: Наука и техника, 1980. 195 с.

Махнач А. А., Корзун В. П., Курочка В. П. и др. Литология и геохимия девонских отложений Припятского прогиба в связи с их нефтеносностью. Минск: Наука и техника, 1966. 210 с.

Осипова А. И. Условия образования доломитов в Ферганском заливе палеогенового моря // Типы доломитовых пород и их генезис. М.: Изд-во АН СССР, 1956. С. 344—373. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 4).

Осипова А. И. О катагенных изменениях нефтеносных карбонатных пород: (На примере отложений палеогена Средней Азии) // Химия земной коры. М.: Наука, 1964. Т. 2. С. 415—428.

Патрунов Д. К. О глубинном происхождении вторичных доломитов в девоне Таймыра // Тр. СНИИГГиМС. 1973. Вып. 170. С. 69—74.

Перозио Г. Н., Мандрикова Н. Т., Мамошко Л. Д., Белобородова Г. В. Метастабильные эпигенетические карбонаты в терригенных породах // Тр. СНИИГГиМС. 1973. Вып. 170. С. 22—33.

Сердюк З. Я., Эренбург Б. Г. О составе вторичных карбонатов, развитых в трещинах и порах фундамента и осадочного чехла Обь-Иртышского междуречья // Тр. СНИИГГиМС. 1972. Вып. 149. С. 87—91.

Страхов Н. М. Известково-доломитовые фации современных и древних водоемов. М.: Изд-во АН СССР, 1951. 370 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 124).

Страхов Н. М. О типах и генезисе доломитовых пород: (Состояние знаний) // Типы доломитовых пород и их генезис. М.: Изд-во АН СССР. 1956. С. 3—48. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 4).

Страхов Н. М. Зарубежные исследования современных доломитовых осадков в морских водоемах // Литология и полез. ископаемые. 1970. № 4. С. 3—29.

Страхов Н. М. Бурение на дне океанов и его значение для познания послерифейского литогенеза // Там же. 1971. № 5. С. 3—21.

Фридмен Дж. М., Сендерс Дж. И. Генезис и распространение доломитов // Карбонатные породы. М.: Мир, 1970. С. 249—320.

Холодов В. Н. К вопросу о вторичных изменениях пластовых фосфоритов // Литология и полез. ископаемые. 1969. № 3. С. 33—50.

Холодов В. Н. Редкие земли в процессе выветривания фосфоритов Каратау // Геохимия. 1972. № 10. С. 28—54.

Холодов В. Н. Новое в познании катагенеза. Ст. 1. Инфильтрационный и гравитационно-рассольный катагенез // Литология и полез. ископаемые. 1982а. № 3. С. 3—23.

Холодов В. Н. Новое в познании катагенеза. Ст. 2. Элизионный катагенез // Там же. 1982б. № 4. С. 15—33.

Холодов В. Н. Постседиментационные преобразования песчано-глинистых толщ в элизионных бассейнах. М.: Наука, 1983. 147 с.

Холодов В. Н. Роль регионального катагенеза в формировании газоводных растворов: (К теории стратиформного рудообразования) // Условия образования редкометалльных и свинцово-цинковых месторождений. М.: Наука, 1985а. С. 3—32.

Холодов В. Н. Типы катагенеза и осадочно-гидротермальное рудопроявление // Подземные воды и эволюция литосферы. М.: Наука, 1985б. Т. 1. С. 226—253.

Холодов В. Н. Условия образования и вторичные изменения красноцветных формаций как факторы формирования стратиформного оруденения // Формации осадочного бассейна. М.: Наука, 1986. С. 14—37.

Холодов В. Н., Комарова Г. В., Лисицын А. К. К проблеме эпигенетического доломитообразования // Литология и полез. ископаемые. 1980. № 4. С. 81—95.

Хсу К. Дж. Химизм доломитообразования // Карбонатные породы. М.: Мир, 1971. Т. 2. С. 123—141.

Чилингар Д. В., Биссел Г., Файбридж Р. Карбонатные породы. М.: Мир, 1971. Т. 1. 387 с.; Т. 2. 262 с.

Янатьева О. К. Растворимость доломита в водных растворах солей // Изв. сектора физ.-хим. анализа Ин-та общ. и неорган. химии АН СССР. 1950. Т. 20. С. 24—38.

Янатьева О. К. Изотермы растворимости 0° и 55° системы Ca, Mg, $CO_3 - H_2O$ // там же. 1955. Т. 26. С. 70—87.

Alderman A. R., Borch Cr. von der. Dolomite reaction series // Nature. 1963. Vol. 198. P. 465—466.

Alderman A. R., Skinner. H. C. W. Dolomite sedimentation in the southeast of South Australia // Amer. Yourn. Sci. 1957. Vol. 255. P. 561—567.

Baron G. Sur la synthese de la dolomite. Application an phenomine de dolomitization // Rev. Inst. Franç. Petrole Ann. Combust. Liquides. 1960. Vol. 15(1). P. 3—68.

Baron G., Favre Y. Recherches experimentales sur le rôle des factenrs physico — chimique clans la synthese de la dolomite, World Petrol. Congz., Proc. 5—th. N. Y., 1959. Vol. 1(3). P. 19—25.

Borch Cr. von der. Geochemistry of modern carbonate sediments of the Coorong area // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1965. Vol. 29, N 7. P. 34—62.

Borch Cr. von der, Lock D. E., Schwedel D. Ground-water formation of dolomite in the Coorong region of South Australia // Geology. 1975. Vol. 3, N 5. P. 283—285.

Bourrouilh F. Diagenise recifale: calcitisation et dolomitisation leur répartition horizontall dans un atoll soulevé ile Lifou. Territoire de la Nouvell Calédonie // Cah. ORSTOM. Geol. 1972. Vol. 4, N 2. P. 121—148.

Chevalier Y. P. Geomorphology and geology of coral rufs in French Polynesia // Biology and Geology Coral Reefs. N. Y.; L.,1975. Vol. 1. P. 113—141.

Cros P. Données nouvels sur la dolomitization des carbonates triasiques des dolomites italiennes // Sci. Terre. 1977. Vol. 21, N 4. P. 309—355.
Davies P. Y., Kinsly D. W. Organic and inorganic factors in recent beach rocks formation, Heron Island, Great Barrier rufs // Journ. Sediments. Petrol. 1973. Vol. 43, N 1. P. 59—81.
Dunbar C. O., Rodgers I. Rrinciples of Stratigraphy. N. Y.: Wiley, 1957. 356 p.
Fairbridge R. W. The dolomite question // Regional Aspects of Carbonate Deposition // Soc. Econ. Paleontol. and Miner. Spec. Publ. 1957. Vol. 5. P. 125—178.
Folk R. L., Land L. S. Mg/Ca ratio and salinity: two controls over crystallization of dolomite // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1975. Vol. 59, N 1. P. 60—68.
Friedman G. M. Early diagenesis and lithification in carbonate sediments // Yourn. Sediment. Petrol. 1964. Vol. 34. P. 777—813.
Friedman G. M., Sanders I. H. Origin and occurence of dolomites // Carbonate rocks. L.; N. Y.; Amsterdam: Elsovier Publ. Campany, 1967. Vol. 1. P. 215—245.
Gaines A. M. Dolomitization kineties: recent experimental studies // Soc. Econ. Paleontol. and Miner. Spec. Publ. 1980. Vol. 28. P. 81—86.
Gebelein C. D., Steinen R. P., Garrett R. et al. Subsurface dolomitization beneath the tidal flats of central west Andros Island, Bahamas // Soc. Econ. Paleontol. and Miner. Spec. Publ. 1980. Vol. 28. P. 31—49.
Goldberg M., Bogoch R. Dolomitization and hydrothermal miniralization in the Brur Calcarenite (Yurassic) Southern Coastal Plain Israel // Isr. Y. Earth Sci. 1978. Vol. 27. N 12. P. 36—41.
Graf D. L., Goldsmith I. R. Dolomite-magnesian calcite relations at elevated temperatures and CO_2 pressures // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1955. Vol. 7, N 109. P. 1123—1128.
Gross M. G. Carbonate deposits on Plantagenet Bank near Bermuda // Bull. Geol. Soc. Amer. 1965. Vol. 76. P. 1283—1290.
Harker R. I., Tuttle O. F. Studies in the system CaO—MgO—CO_2. Part I—II // Amer. Yourn. Sci. 1955. Vol. 253. P. 209—215, 215—274.
Illing L. V., Wells A. L. Penecontemporancous dolomite in the Persian Gulf // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1964. Vol. 48. P. 532—534.
Kiss I. Dolomitization, de—dolomitization, re—calcitisation in hydrothermal conditions (50—300 C°) // Acta Geol. Acad. Sci. Hung. 1981. Vol. 24, N 2/3. P. 161—216.
Milliman I. D. Recent sedimentary carbonates. Part I. Marine carbonates. Berlin: Springer, 1974. 582 p.
Morrow D. W. The influence of the Mg/Ca ratio and salinity on dolomitization in evaporite basins // Bull. Can. Petrol. Geol. 1978. Vol. 26, N 3. P. 389—392.
Patterson R. I., Kinsman D. I. I. Formatikn of diagenetic dolomite in wastal Sabkha along Arabian (Persian) Gulf // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1982. Vol. 66, N 1. P. 28—43.
Schlanger S. O. Subsurface geology of Eniwetok — Atoll // U. S. Geol. Surv. Prof. Papers. 1963. Vol. 260—1313. P. 991—1038.
Shinn E. A., Ginsburg R. N. Formation of Recent dolomite in Florida and the Bahames // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1964. Vol. 48, N 547. P. 208—262.
Skinner H. C. W. Precipitation of callian dolomites and magnesian calcites in the southerast of South Australia // Amer. Yourn. Sci. 1963. Vol. 261. P. 449—472.

УДК 552.543:551.73(47)

С. В. МАКСИМОВА

ПИКИ ДОЛОМИТООБРАЗОВАНИЯ В ПАЛЕОЗОЕ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Литература, посвященная целиком или частично доломитам, насчитывает не одну сотню названий и включает работы весьма разнообразные по применяемым методикам, объектам исследования и интерпретации наблюдаемых явлений. С чисто фактической стороны в этом разнообразии прежде всего вырисовывается крайняя разнофациальность доломитов. Они ассоциируются с гипсами (ангидритами) и солями в эвапоритовых галогенных формациях, с лавами, туфами, кремнистыми породами и монтмориллонитовыми глинами в формациях вулканогенно-карбонатных, с различными терригенными породами в карбонатно-терригенных толщах. Наконец, в карбонатных и кремнисто-карбонатных формациях доломиты сочетаются с кремнистыми породами и известняками, содержащими богатую и разнообразную морскую фауну. Естественно, что при такой пестроте парагенезов и обстановок, доломитообразование в каждом фациальном комплексе надо рассматривать самостоятельно, учитывая историко-геологические, литологические и геохимические данные в совокупности. Наиболее неясным в настоящее время остается происхождение доломитов из морских карбонатных формаций. Именно этим морским доломитам и максимумам их распространения в европейской части СССР посвящена настоящая статья.

ПЛОЩАДИ ДОЛОМИТООБРАЗОВАНИЯ

В палеозое Русской платформы доломиты представляют весьма обычную породу. Они встречаются почти во всех стратиграфических подразделениях ранга яруса, но размер территорий, на которых происходило их накопление, колеблется в очень широких пределах — от изолированных ограниченных площадей до половины платформы и более. Судя по литолого-палеогеографическим картам, в европейской части СССР ареалы доломитообразования достигали максимальных размеров в фаменском ярусе D_3 и в среднем—верхнем карбоне (послеверейская часть московского яруса — C_3). Несколько меньший, но все же очень значительный ареал распространения доломитов установлен в визе-намюрском стратиграфическом интервале. Доломитов много и в перми, но там они входят в состав принципиально иных эвапоритовых формаций, поэтому в настоящей статье не рассматриваются. История морских доломитово-известняковых отложений завершается в позднем карбоне.

В фамене область развития доломитов простиралась от западного склона Урала до Балтийского моря и от Южного Тимана до Прикаспийской синеклизы. В среднем-верхнем карбоне они приурочены к широкой субмеридиональной полосе на востоке платформы, протягивавшейся от Баренцова моря до Нижней Волги, и в своей средней части доходившей на западе примерно до Калинина и даже немного дальше [История..., 1964; Тихомиров, 1967]. И значительную часть этих ареалов, а в среднем—

верхнем карбоне даже заметно преобладающую, занимали доломитово-известняковые накопления. В фамене доломиты встречались также в других породных ассоциациях: в сочетании и с гипсами, и с терригенными породами, и в составе сложно построенных галогенных формаций Припятской впадины, включающих, кроме каменной соли, глины, алевролиты, туфы, доломиты, доломитово-ангидритовые породы и известняки [Курочка, 1968]. Но каждый такой парагенез охватывал площадь, заметно меньшую, чем обширное доломитово-известняковое поле на востоке платформы.

ЭКОЛОГИЧЕСКИЕ И ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ДОЛОМИТОВ ЗАМЕЩЕНИЯ

В фамене в поле развития доломитово-известняковых отложений первичные седиментационные доломиты достоверно не установлены. Микроскопическое изучение показывает, что в доломитах всегда присутствуют реликтовые участки исходного известняка, а «доломитовые» пачки и толщи слагаются породами разной степени доломитности (вплоть до слабодоломитистых известняков), связанными взаимными переходами.

Отсутствие в этих породах остатков стеногалинной морской фауны, хотя бы в виде отпечатков или ядер, не может служить признаком седиментационного происхождения доломитов, поскольку фауна нередко отсутствует или чрезвычайно редка и в известняках, подвергшихся доломитизации. На фаменском, точнее, фаменско-раннетурнейском стратиграфическом уровне в Волго-Уральской области широко распространены известняки микрозернистые-сферовые, микрозернистые с водорослями и тонкостворчатыми остракодами, микрозернистые с редким, но несколько более разнообразным детритом. Во всех этих разновидностях макрофауна очень бедна и малоросла. Брахиоподы, если они есть, представлены редкими мелкими, эврифациальными формами, кораллов и мшанок вообще нет, местами встречаются гастроподы, опять-таки мелкие. Естественно, что при доломитизации таких известняков образуются доломиты, не содержащие никаких видимых простым глазом органических остатков. Однако, как уже отмечалось, в любой пачке, сложенной этими доломитами, можно проследить все переходы к практически чистым известнякам одного из вышеперечислённых типов.

Объяснить своеобразие комплекса организмов, заключенных в микрозернистых известняках, выпариванием и осолонением вод фамен-турнейских морей, способствующими химической садке доломита, нет оснований, поскольку не выявляется связь этих комплексов со степенью доломитности пород. Одна и та же ассоциация однокамерных форминифер, сферических водорослей и мелких остракод (при почти полном отсутствии макрофауны) свойственна микрозернисто-сферовым известнякам на всем поле развития фамен-турнейских доломитово-известняковых отложений, но на востоке, в зоне передовых складок Урала, эти известняки по большей части превращены в доломиты замещения, а западнее (Татарский свод) в них не отмечена даже слабая, рассеянная доломитизация [Полонская и др., 1975]. На Урале тоже бывает по-раз-

ному. В Дружинине, например, все микрозернистые известняки сильно доломитизированы в интервале от верхней половины фаменского яруса до низов кыновского горизонта турне [Максимова, 1980], а на р. Чусовой, между пос. Кын и дер. Зяблой, такие же известняки в фаменской части разреза преобразованы в доломиты, а в турнейской остались неизмененными. Таким образом, для определения первичного или вторичного происхождения фамен-турнейских доломитов экономический анализ фауны [Осипова, Бельская, 1970] из-за почти полного ее отсутствия неприменим. Здесь приходится опираться только на литологические показатели.

Если выстроить ряд из пород разной степени доломитности, то с большой наглядностью выявляются два существенно различных этапа доломитизации. На первом, более раннем этапе, доломитизация распространяется неравномерно, с четким приспособлением к первичной структуре осадка, на втором этапе она становится безвыборочной, сплошной, как если бы протекала в однородной среде. На первом этапе доломитизируется микрокристаллический кальцит цемента или основной массы породы и некоторые наиболее податливые органические остатки, а бóльшая часть цементируемого материала, в том числе скелетные обломки, замещается только при сплошной доломитизации. Такую последовательность отмечали для разных районов и известняков разного возраста (от нижнего девона до перми), содержащих совершенно различную морскую фауну [Хворова, 1958; Теодорович 1950, 1958; Патрунов 1973, 1983; наст. статья, рис. 1, см. вклейку]. Ее легко можно наблюдать и в микрозернистых известняках, когда в них заключен относительно разнообразный детрит. В микрозернистых известняках с мелкими и однообразными органическими остатками (сферы, тонкие трубчатые водоросли) этапность доломитизации проявляется в соотношении доломитизированных и недоломитизированных участков породы. Первому (приспособительному) этапу соответствует агрегатно-рассеянная и пятнистая доломитизация, с преобладанием в породе неизменного известняка. Рассеянные агрегаты доломитовых кристаллов появляются в тонкодисперсной известковой массе, лишенной каких бы то ни было органических остатков, и уже от этих центров доломитизация распространяется дальше, поглощая минералогически метастабильные фрагменты гастропод и трубчатых водорослей. Замещение происходит крайне неравномерно, в результате чего возникает доломитизация сетчатая (рис. 2, см. вклейку) или пятнистая (рис. 3, см. вклейку), т. е. сочетание кальцитовых и доломитовых участков причудливой формы. Количественные соотношения тех и других изменчивы, так что в каком-нибудь одном шлифе может даже доминировать доломит, но суммарно по нескольким шлифам из одного образца всегда преобладает известняк. Иногда в обнажении такая порода выглядит как несортированная мелкообломочная брекчия, но в действительности роль «обломков» в ней играют темные участки неизмененного известняка, а роль «цемента» — желтоватый сахаровидный доломит. За фазой сетчатой или пятнистой доломитизации следует сплошная доломитизация и образование разнозернистого доломита замещения с редкими следами исходного известняка (рис. 4, см. вклейку), т. е. и на этом неблагоприятном

материале переход от первого ко второму этапу доломитизации достаточно хорошо выражен.

Второй пик доломитонакопления приходится на средне-позднекаменноугольное время. В отложениях этого стратиграфического интервала известны доломиты как первичные, так и постседиментационные, особенности которых можно рассмотреть на примере литологически весьма детально изученных пород московского яруса C_2 [Хворова, 1958]. Первичные доломиты, приуроченные преимущественно к каширскому горизонту краевой западной части Московской синеклизы, представляют собой химически однородные микрозернистые породы (размер кристаллов менее 0,01 мм), залегающие среди совершенно незатронутых доломитизацией магнезиально-чистых известняков с обильной и разнообразной нормальноморской фауной. В самих доломитах фауна (тоже морская) встречается крайне редко и имеет специфический состав, характерный именно для этой фации. Но раковины в этих доломитах, даже очень хрупкие, отличаются прекрасной сохранностью и остаются кальцитовыми. В общей массе доломитовых накоплений седиментационные доломиты играют подчиненную роль. Количественно и по всему московскому ярусу в целом и в каширском горизонте преобладают доломиты замещения.

В противоположность первичным доломитам доломиты замещения связаны постепенными переходами с различными типами известняков и встречаются в разрезах, где развита разной степени доломитизация всех пород, не только всевозможных карбонатных, но и глинистых. Они содержат иногда отчетливые остатки фауны с разной полнотой доломитизированные, иногда только отпечатки и пустоты от растворения скелетов, сохранившие их форму, а временами и скульптуру. В том и другом случае можно различить брахиоподы, кораллы, иглокожие и фузулиниды, т. е. фауна в доломитах замещения ничем не отличается от фауны соответствующих известняков, а ее обилие в доломитах определяется обилием в исходных известняках. В этом, а также в структуре породы сохраняется отпечаток первичных особенностей известняка. Доломитам, образовавшимся по детритовым отложениям, свойственна резкая разнозернистость, зависящая от характера кристаллизации $CaMg(CO_3)_2$ в разных органических остатках и в цементе — одни органические остатки замещаются более крупными, другие более мелкими кристаллами, чем цемент. Микрозернистые известняки с редкой фауной превращаются в микрозернистые доломиты, внешне похожие на седиментационные, но залегание таких пород среди разнообразных известковых доломитов и доломитовых известняков, т. е. в пачках сплошной, хоть и неодинаково интенсивной доломитизации, является диагностическим признаком их постседиментационного происхождения.

Таким образом, вторичность среднекаменноугольных доломитов замещения определяется прежде всего по экологическим признакам и отчасти по характерным парагенезам (для микрозернистых разностей). Показатели эти убедительны сами по себе, потому этапность доломитообразования не привлекла к себе внимания, хотя выражена она здесь весьма отчетливо. Вот как это описывает И. В. Хворова [1958, с. 82]: «Между известняками и доломитами существует большое количество

переходных типов, состоящих из кальцита и доломита в разных пропорциях. Доломитизация обычно протекала неравномерно, выборочно, как бы «приспосабливаясь» к структуре известняка». И несколько дальше: «В первую очередь доломит появлялся среди микро- и тонкозернистого кальцитового цемента, затем начинали доломитизироваться раковины фораминифер, состоящие из микрозернистого карбоната кальция, и лишь при сильной доломитизации происходило замещение скелетных остатков иглокожих, брахиопод, кораллов и др.». Сильная доломитизация — это и есть безвыборочный этап.

Универсальность приспособительного и безвыборочного этапов, их независимость от фациально-генетического типа известняка показывает, что граница между ними отражает некий перелом, который происходит в процессе формирования всех без исключения карбонатных пород. Таким общеобязательным переломом является полная литификация, стирающая различия между отдельными компонентами осадка. После литификации исчезает контраст проницаемости между слабо уплотненным влажным илом (микрозернистый кальцит) и изначально твердыми частицами (скелетные обломки и т. д.). До литификации иловый раствор сравнительно легко перемещается внутри рыхлого ила и лишь очень медленно проникает в систему пор и ослабленных зон твердых частиц. После затвердения ила этой разницы уже не существует и вступает в силу единый режим фильтрации, что имеет большое значение для возможных геохимических реакций. Выравнивается также минералогический состав породы. По-видимому, во время литификации осуществляется (или завершается?) преобразование метастабильных минералов (арагонит, высокомагнезиальный кальцит) в устойчивый низкомагнезиальный кальцит. В современных известковых осадках, отвечающих промежутку времени примерно в 6 тыс. лет, не наблюдается перехода метастабильных минералов в стабильную разновидность, но отверделые плейстоценовые известняки, образовавшиеся из этих осадков, практически полностью слагаются низкомагнезиальным кальцитом [Тафт, 1970; Фридмен, Сандерс, 1970]. В общем порода представляет по сравнению с осадком гораздо более однородный материал для химических преобразований. Именно поэтому в литифицированном известняке доломитом замещаются подряд (безвыборочно) все его компоненты. Отсюда следует, что доломитизация является процессом длительным и ее частичные формы (агрегатно-рассеянная, пятнистая) относятся к диагенезу, а формирование собственно доломитов замещения происходит после литификации, в твердой фазе, так что количественно преобладающая часть доломита связана с катагенетической историей породы. Это ставит фаменско-раннетурнейские доломиты Русской платформы в один ряд с катагенетическими доломитами, описанными из визе центральной части платформы [Осипова, Бельская, 1970] и из девона Таймыра [Патрунов, 1973].

Среднекаменноугольные доломиты замещения принято считать седиментационно-диагенетическими образованиями, т. е. сближать с первичными доломитами, объясняя поступление доломитового вещества прямой химической садкой, параллельной с осаждением кальцита, в усло-

виях аридного климата и повышенной солености бассейна седиментации [Страхов 1963]. Однако распространенность безвыборочной стадии показывает, что какая-то часть вторичных доломитов московского яруса, несомненно, формировалась в постдиагенетическую стадию. Автор не располагает материалом, позволяющим надежно оценить, какую именно часть метасоматических доломитов составляют поздние разности, но, опираясь на характеристики типов пород, можно думать, что значительную и даже преобладающую. Такое заключение подкрепляется тем, что в визейских и намюрских отложениях Московской синеклизы (т. е. этой же территории) все доломиты замещения, как убедительно показали А. И. Осипова и Т. Н. Бельская [1970], являются эпигенетическими (катагенетическими по нашей терминологии). И распространены эти катагенетические доломиты по всей площади былых визейско-намюрских бассейнов, тогда как доломиты седиментационные установлены лишь в периферических лагунах.

Вполне очевидно, что доломиты, возникшие в результате замещения сцементированных твердых известняков, не могут быть ни показателями аридного климата на территории их развития, ни индикаторами повышенной солености древних бассейнов седиментации. Расшифровку их генезиса надо искать в постседиментационных процессах, протекавших в течение всей длительной истории известково-доломитовых пород.

МЕХАНИЗМ ДОЛОМИТООБРАЗОВАНИЯ И ИСТОЧНИК МАГНИЯ

Преобразования любых литифицированных пород, особенно известняков, неизбежно связаны с процессами взаимодействия в системе твердая фаза—подземные воды. Эти воды, представляющие собой многокомпонентные растворы, мигрируют внутри толщи пород (перемещаются по проницаемым зонам, фильтруются сквозь породы), перенося растворенные вещества, вступая в реакции с твердой фазой и способствуя концентрации или рассеянию элементов. Взаимодействие вод и пород многообразно, в нем большую роль играет ионный обмен, при котором катион из водного раствора становится в кристаллической решетке на место катиона минерала, а тот, в свою очередь, переходит в раствор. Установлено, например, что в галогенных формациях происходит замена Ca твердой фазы на Mg из рассола, в результате чего увеличивается концентрация Ca в рассоле и осуществляется доломитизация вмещающих воды осадочных пород, максимум проявления которой относится к палеозойскому времени [Крайнов, Швец, 1980]. Вытеснение магнием Ca из кристаллической решетки твердой фазы карбонатов и силикатов энергетически выгодно [Лебедев, 1965], но процесс этот и, следовательно, доломитизация, протекают по внутридиффузионной кинетике и требуют значительного геологического времени [Смирнов, 1974; Патрунов, 1983].

Вероятно, диффузионный метасоматоз был действующим механизмом доломитизации не только в галогенных формациях, но и в известняковых отложениях морских бассейнов, в которых эвапоритовый процесс не

происходил. Как уже упоминалось, в доломитах замещения из толщ морского генезиса обломки фауны сохраняют свои очертания и распознаются в шлифах по характеру кристаллизации $CaMg(CO_3)_2$, отличающейся от таковой в цементе. А сохранение формы детритовых частиц ясно показывает, что в ходе преобразования известняков не было растворения породы, но имел место метасоматический процесс. Замедленность ионообменной доломитизации хорошо согласуется с ее принадлежностью к катагенетической стадии развития породы, гораздо более продолжительной, чем стадия диагенеза. На источник Mg, необходимого для доломитизации известняков в большом объеме, проливает свет существование в подземной гидросфере так называемых геохимических барьеров. На барьерах концентрация химических элементов может возрастать настолько, что даже микроэлементы с содержанием в сотые доли миллиграмма на литр образуют рудные скопления. Важно при этом, что «особые рудоносные растворы, обогащенные металлами, не обязательны для рудообразования. Оно может происходить и из необогащенных вод при наличии геохимического барьера с благоприятными параметрами» [Перельман, 1982, с. 31].

Гидрогеохимических работ, посвященных доломитонакоплению в карбонатных толщах, автор не нашел, но концентрацию Mg можно представить по аналогии с накоплением микроэлементов. Тут есть, конечно, различие — Mg принадлежит к числу главных компонентов подземных вод [Крайнов, Швец, 1980], так что его общий запас в подземной гидросфере весьма значителен и мог бы обеспечить доломитизацию большой массы известняков. Однако этот запас входит в активное взаимодействие с породами лишь при некоторых, достаточно высоких значениях Mg/Ca в растворе, для достижения которых требуется концентрация Mg больше той, что обычно бывает в подземных водах. Такое увеличение концентрации и изменение соотношений с Ca осуществляется на геохимических барьерах. Известны расчеты, «согласно которым примесь морской воды к пресной грунтовой в количестве 5—30% создает раствор, недонасыщенный по отношению к кальциту и во много раз пересыщенный по отношению к доломиту, что делает возможным доломитизацию кальцита путем замещения» [Патрунов, 1983, с. 40]. Подобная ситуа́ция может сложиться в зоне гипергенеза или в зонах разломов при смешении минерализованных вод глубоких горизонтов разреза с пресными водами вышележащих слоев. Но это, конечно, не единственный вариант. В тонкодисперсных породах, в том числе в пелитоморфных известняках, благодаря меньшему ионному радиусу Mg сильнее поглощается твердой фазой из медленно фильтрующегося раствора, чем Ca [Крайнов, Швец, 1980]. Весьма существенное значение имеет также фактор времени. Чем длительней работает барьер, тем больше магния вовлекается в обменные процессы и тем бо́льшие объемы известняков подвергаются доломитизации. Дополнительным источником Mg является метастабильный высокомагнезиальный кальцит органических остатков, который с течением времени трансформируется, переходя в устойчивые минеральные виды — кальцит и доломит. Для палеозойских пород количественно оценить значение этого источника пока невозможно, но судя по имеющимся в литературе сведениям о голоценовых карбонатах,

его роль может быть достаточно ощутимой. С этим добавлением количество Mg даже обычных фоновых подземных вод при наличии геохимических барьеров и их долгом функционировании вполне может обеспечить доломитизацию значительных толщ известняков.

СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ПИКОВ ДОЛОМИТИЗАЦИИ

Посмотрим теперь, чем отличались историко-геологические обстановки, отвечающие по времени пикам доломитообразования. Поздний девон был временем высокой тектоно-магматической активности как в Уральской геосинклинали, так и на платформе. К середине франского века на востоке платформы оформился меридиональный перикратонный прогиб, в пределах которого наметились (главным образом, по изменению мощностей) более мелкие положительные и отрицательные структуры. Наиболее наглядно в среднем фране здесь выделяется Краснокамско-Полазненское блоковое поднятие, где осадки доманикового горизонта, представленные доломитами и доломитизированными известняками, образуют изолированное доломитовое пятно в поле развития кремнисто-известняковых и известняково-кремнистых отложений [История..., 1964; Максимова, 1970]. В фамене перикратон был уже отчетливо разделен на обширные приподнятые блоки или блоковые комплексы (своды), оконтуренные линейными зонами дробления, совпадающими с глубинными разломами (так называемая Камско-Кинельская система прогибов). Краснокамско-Полазненский блок при этом потерял свою индивидуальность, включившись в другую структуру. В фамене и турне прослеживаются дифференциальные подвижки отдельных блоков, простейшим показателем которых может служить диапазон предвизейского перерыва, выявляющий время и продолжительность (или темп) восходящих движений разных блоков. В прогибах осадконакопление было непрерывным, но на сводовых поднятиях наблюдаются перерывы весьма неодинакового диапазона. Например, на Немском выступе северной вершины Татарского свода частью тульский горизонт визе налегает на верхний девон, а частью алексинский горизонт — непосредственно на кристаллический фундамент [Губарева и др., 1980]. Весь турнейский ярус и два нижних горизонта визейского яруса тут отсутствуют, а терригенные осадки, отложившиеся в соседнем Можгинском прогибе, показывают, что Немский выступ наиболее активно воздымался и размывался в первую половину турнейского века и в радаевско-бобриковское время. Преобладают в Волго-Уральской области перерывы меньшего объема — от бобриковского горизонта визе до нижней части кизеловского или до черепетского (кыновского) либо лытвинского горизонта турне. Они отражают общеплатформенное радаевское поднятие [Максимова, 1977] и свидетельствуют о неодинаковой интенсивности восходящих движений разных блоков. В целом позднедевонско-турнейский этап развития перикратона отличался многочисленными разнонаправленными блоковыми подвижками по разломам и структурными перестройками.

В центральной части Русской платформы в фамене—раннем турне

наблюдается интенсивная доломитизация известняков. Но в отличие от восточных районов в этом стратиграфическом интервале установлено несколько перерывов в морском осадконакоплении, зафиксированных появлением среди карбонатных пород прослоев и пачек песчано-глинистых отложений с прослоями угля. Радаевский перерыв в центральных районах совпадал с активными поднятиями на обширной территории и сопровождался глубоким размывом подстилающих слоев, в результате которого угленосный бобриковский горизонт визе ложится на разновозрастные известняки (не только нижнетурнейские упинские, малевские и озерско-хованские, но и верхнедевонские) [Яблоков, 1973].

Средне-позднекаменноугольный пик распространения доломитов ознаменовался крупнейшим тектоническим событием — заложением и становлением в восточной части платформы Предуральского краевого прогиба. И хотя формирование прогиба в основном шло в позднем карбоне—ранней перми, своего рода прелюдией к этому был средний карбон, когда в разных местах перикратона происходили воздымания и образовывались крупные положительные структуры [Ваксман, 1984; Меламуд, 1981]. В дальнейшем под воздействием развивавшегося краевого прогиба эти структуры подвергались перестройкам. Нередко восточные части таких палеосводов откалывались и вовлекались в прогиб, а некоторые из них и сейчас прослеживаются как погребенные поднятия, очерченные площадями отсутствия отложений московского яруса [Меламуд, 1981]. На юге уже в среднем карбоне накапливались отложения молассового комплекса, свидетельствующие о коренном изменении тектонического режима былой платформенной территории. Средний-поздний карбон был для восточных районов временем непрекращающихся и нарастающих по интенсивности тектонических движений разного типа. Их следы представлены стратиграфическими перерывами в среднем и верхнем девоне, разной мощности горизонтами олистостромов, смещением в пространстве площадей размыва и осадконакопления. В центральной части платформы по постоянству доломитообразования явно выделяется зона Окско-Цнинского блокового поднятия. Доломиты устойчиво локализуются на крыльях этой структуры в нижнем (визе-намюр), среднем и верхнем карбоне. В московском ярусе они присутствуют во всех горизонтах, даже в верейском, который слагается в основном терригенными отложениями, а в каширско-мячковском интервале и по числу слоев и по суммарной мощности достигают наибольшего для Московской синеклизы развития [Иванова, Хворова, 1955].

Совпадение большого размаха доломитообразования с этапами повышенной тектонической активности, конечно, не случайно. С возрастанием тектонической подвижности возникают многочисленные разрывные нарушения различного масштаба — от крупных разломов до микротрещиноватости, подновляются старые зоны дробления, все это способствует усилению миграции подземных вод, подъему сильно минерализованных вод из глубоких горизонтов разреза, смешению вод, химически разнородных, перепадам температуры и давления, давая тем самым толчок процессу доломитизации.

Определяющая роль тектонического фактора в доломитообразовании на первый взгляд представляется маловероятной. Максимальные

ареалы доломитонакопления огромны, и от этого невольно кажется, что они обусловлены явлениями глобального порядка — перемещением климатических зон, общей аридизацией климата, сопровождаемой повышением солености морских бассейнов и др. Однако климатическая модель теряет свою убедительность при детальном изучении разрезов, при котором часто бросается в глаза многократное чередование пластов или линз доломитов с известняками, содержащими обильную и разнообразную нормальноморскую фауну. Объясняя этот факт, говорят о морском бассейне с неустойчивой, часто меняющейся под действием тектонических и климатических (? *С. М.*) факторов соленостью, о недолговечности засоленных участков. Эта характеристика (при попытке представить на ее основе реальную физико-географическую обстановку) создает неправдоподобную картину — маятниковые колебания от аридного климата к гумидному и обратно, какие-то эфемерные засоленные участки, то и дело возникающие в море и исчезающие ... И возникают они, видимо, на ограниченных пространствах в пределах обширной акватории — иначе не было бы речи об участках. Неправдоподобность такой ситуации очевидна и обусловлена тем, что доломиты рассматриваются как седиментационные или седиментационно-диагенетические, образование которых связано с прямой химической садкой $CaMg(CO_3)_2$ параллельно с кальцитом или независимо от него, а для химической садки считается необходимым аридный климат и повышенная соленость воды бассейна.

Все становится на свои места, если мы имеем дело с постседиментационной, тектонически обусловленной доломитизацией. Как известно, тектонические движения имеют пульсационный характер и эта их неравномерность влияет на динамику подземных вод и приводит к неоднократному затуханию и возобновлению процесса доломитизации, т. е. прерывистому появлению доломитов в разрезе. Территориально энергия, направление и темп тектонических подвижек также весьма неодинаковы. С зонами относительно спокойного режима по-разному сочетаются зоны высоко мобильные, и в их пространственной дифференциации находит себе объяснение существование изолированных пятен доломитообразования, таких, например, как в доманиковом горизонте Прикамья (см. выше), а может быть и иных («засоленные участки»). Таким образом, для морских доломитов (подчеркнем — морских, из карбонатных формаций) тектоническо-гидрохимическая модель происхождения увязывается с конкретными геологическими и литологическими материалами без противоречий и, следовательно, можно принять, что первопричиной стратиграфической привязки пиков их распространения являются эпохи длительной тектонической активизации, влекущей за собой существенные изменения в подземной гидросфере.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Многообразие доломитов вызвало к жизни множество генетических классификаций этих пород. Достаточно просмотреть обстоятельную сводку Д. К. Патрунова [1983], чтобы убедиться в разнообразии классификационных схем и показателей, положенных в их основу. В одних из этих схем учитывается тектоника, в других — поздняя доломитизация под

действием подземных вод, в третьих — воздействие гидротерм или захороненной в осадке морской воды. Однако в классификациях, долженствующих охватить все типы доломитов и доломитообразующих процессов, теряется специфика морских доломитов и они не находят четко определенного места. Это и побудило автора специально их рассмотреть. Конечно, настоящая статья представляет лишь эскиз, опирающийся на литологические и геологические данные, и многое в проблеме морских доломитов требует дальнейших исследований, особенно геохимических. Но уже сейчас можно сказать, что эта категория пород почти целиком является вторичным образованием длительного, преимущественно катагенетического формирования. Очевидно также, что морские доломиты формировались без связи с эвапоритовым процессом в бассейнах нормальной, а иногда, возможно, и пониженной солености.

ЛИТЕРАТУРА

Ваксман С. И. Типы нефтегазоносных ловушек, прогноз и направления их поисков на территории Пермского Приуралья: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1984. 16 с.

Губарева В. С., Бывшева Т. В., Миняева Е. Г. Стратиграфия турнейских и нижневизейских отложений Кировской области и Удмуртской АССР // Сов. геология. 1980. № 8. С. 51—58.

Иванова Е. А., Хворова И. В. Стратиграфия среднего и верхнего карбона западной части Московской синеклизы. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 279 с.

История геологического развития Русской платформы и ее обрамления: Приложение (карты). М.: Недра, 1964.

Крайнов С. Р., Швец В. М. Основы геохимии подземных вод. М.: Недра, 1980. 286 с.

Курочка В. П. Атлас микротекстур и структур пород девонского осадочного комплекса Припятского прогиба. Минск: Наука и техника, 1968. 370 с.

Лебедев В. И. Энергия гидратации, ионный обмен и причины образования существенно хлор-кальциевых вод // Проблемы геохимии. М.: Наука, 1965. С. 237—248.

Максимова С. В. Эколого-фациальные особенности и условия образования доманика. М.: Наука, 1970. 84 с.

Максимова С. В. Турнейское осадкообразование в восточной части Русской платформы // Литология и полез. ископаемые. 1977. № 2. С. 15—23.

Максимова С. В. Восстановление тектоно-седиментационный истории вторично измененных карбонатных отложений // Постседиментационные изменения карбонатных пород и их значение для историко-геологических реконструкций. М.: Наука, 1980. С. 63—73.

Меламуд Е. Л. Тектоника и перспективы нефтегазоносности Оренбургско-Актюбинского Приуралья. М.: Наука, 1981. 90 с.

Осипова А. И., Бельская Т. Н. Палеоэкологические критерии для выявления эпигенетических изменений карбонатных пород: (На примере нижнекаменноугольных отложений Русской платформы) // Литология и полез. ископаемые. 1970. № 2. С. 107—129.

Патрунов Д. К. О глубинном происхождении вторичных доломитов в девоне Таймыра // Тр. СНИИГГиМС. 1973. Вып. 170. С. 69—73.

Патрунов Д. К. Доломиты и доломитизация. М.: ВИНИТИ. Сер. общ. геология. 1983. Т. 17. 120 с.

Перельман А. И. Геохимия природных вод. М.: Наука, 1982. 150 с.

Полонская Б. Я., Розонова Е. Д., Андрианова А. Г. Постседиментационные изменения нефтеносных карбонатных отложений Русской платформы. М.: Наука, 1975. 104 с.

Семихатова С. В., Рыжова А. А., Бывшева Т. В. и др. Каменноугольные отложения Волго-Уральской нефтегазоносной области. Л.: Недра, 1970. 263 с.

Смирнов С. И. Введение в изучение геохимической истории подземных вод седиментационных бассейнов. М.: Недра, 1974. 263 с.
Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 535 с.
Тафт У. Х. Современные карбонатные осадки // Карбонатные породы. М.: Мир, 1970. Т. 1. С. 40—54.
Теодорович Г. И. Литология карбонатных пород палеозоя Урало-Волжской области. М.: Изд-во АН СССР, 1950. 214 с.
Теодорович Г. И. Учение об осадочных породах. Л.: Гостоптехиздат, 1958. 572 с.
Тихомиров С. В. Этапы осадконакопления девона Русской платформы. М.: Недра, 1967. 267 с.
Фридмен Дж. М., Сендерс Дж. И. Генезис и распространение доломитов // Карбонатные породы. М.: Мир, 1970. Т. 1. С. 249—319.
Хворова И. В. Атлас карбонатных пород среднего и верхнего карбона Русской платформы. М.: Изд-во АН СССР, 1958. 170 с.
Яблоков В. С. Перерывы в морском осадконакоплении и палеореки. М.: Наука, 1973. 216 с.

УДК 552.543:552.58:551.7

И. В. БЕЗБОРОДОВА

ФАЦИАЛЬНЫЕ ТИПЫ ДОЛОМИТОВ РАЗЛИЧНОГО ВОЗРАСТА

Представление о трех важнейших генетических группах доломитов — седиментационных, седиментационно-диагенетических и эпигенетических, сложилось в отечественной литологии в 50-х годах XX в. и одновременно Н. М. Страховым [1956] была выделена принципиальная основа противопоставления седиментационных и седиментационно-диагенетических доломитов эпигенетическим. Основное различие между ними, по Н. М. Страхову, состоит в том, что образование первых двух связано с поступлением Mg в осадок из вод бассейна, а образование последних — с привносом Mg подземными водами в уже сложившуюся известковую породу. Различие между седиментационными и седиментационно-диагенетическими доломитами имеет менее принципиальный характер. Оно заключается, во-первых, в масштабах поступления Mg в осадок, более интенсивного у седиментационных и менее интенсивного у седиментационно-диагенетических доломитов, и, во-вторых, в более энергичном перераспределении веществ в диагенезе у седиментационно-диагенетических доломитов, выражающемся в развитии доломитового метасоматоза.

В морских обстановках Mg может поступать в осадок в ходе различных процессов, но в любом случае эти процессы идут в среде осадкообразования за счет резервов этой среды, а само существование того или иного процесса, его масштабы и относительная роль в общем балансе поступающего в осадок Mg определяются характером этой среды. В связи с этим седиментационные и седиментационно-диагенетические доломиты всегда обладают определенной фациальной принадлежностью, а их про-

странственное положение определяется физико-географической зональностью бассейна осадконакопления. Доломиты такого генезиса образуют толщи, распространение которых имеет региональный характер. В случае широкого стратиграфического интервала распространения таких доломитов в пределах региона, их размещение внутри отдельного стратиграфического подразделения подчинено своему собственному плану, часто не имеющему ничего общего с картиной размещения доломитов в соседнем подразделении, перекрывающем или подстилающем. В определенном смысле, в отношении условий залегания и распространения, седиментационные и седиментационно-диагенетические доломиты отвечают той группе пород, которая в американской литературе выделена как стратиграфически контролируемые доломиты [Данбар, Роджерс, 1964]. Эпигенетические доломиты в силу особенностей образования недетерминированы в фациальном отношении, не имеют стратиграфической приуроченности и размещены в пространстве вне связи с обстановками в бассейне, где происходило накопление исходных осадков.

Н. М. Страхов [1956] среди доломитовых отложений, так или иначе связанных с морскими водоемами, выделил четыре фациальных типа: доломиты краевых осолоненных частей крупных, преимущественно платформенных морей; доломиты центральных, тоже осолоненных частей платформенных морей; нормально морские доломиты и доломиты заливов с опресненной водой. Позднее на основе изучения как древних доломитовых толщ, так и современных осадков был выделен еще один фациальный тип — доломиты приливной зоны.

На протяжении всего отрезка геологической истории, начавшегося с конца позднего докембрия, эволюция доломитообразования выразилась в том, что масштабы накопления доломитов сокращались и одновременно происходило «вымирание» определенных фациальных типов доломитов. Направленность этого процесса была обусловлена теми необратимыми изменениями в условиях осадочного породообразования, которые происходили в истории Земли [Страхов, 1956, 1960, т. 2. 1962; Ронов, Хаин, 1960; Тимофеев и др., 1983]. Эти изменения заключались прежде всего и начиная с ранних этапов геологической истории, в изменении состава атмосферы, вод Мирового океана и пород питающих провинций, а позднее — в изменении соотношений между платформенными и орогенными площадями и в общем сокращении площадей эпиконтинентальных морей.

Как было показано Н. М. Страховым, сокращение масштабов доломитообразования на протяжении фанерозоя было связано с падением содержания CO_2 в атмосфере и снижением щелочного резерва в морских водах. В позднем докембрии садка доломита осуществлялась химическим путем и этот процесс шел и в аридных, и в гумидных зонах. В палеозое процесс химического осаждения доломита стал возможным только в аридных областях, в условиях повышенной минерализации вод. При этом формировались и седиментационные, и седиментационно-диагенетические доломиты. В нормально соленых морях гумидных зон химическую садку доломита заменили другие механизмы — процессы биогенного и биохимического извлечения Mg. Химическое осаждение доломита в морях гумидных зон стало возможным только при условии

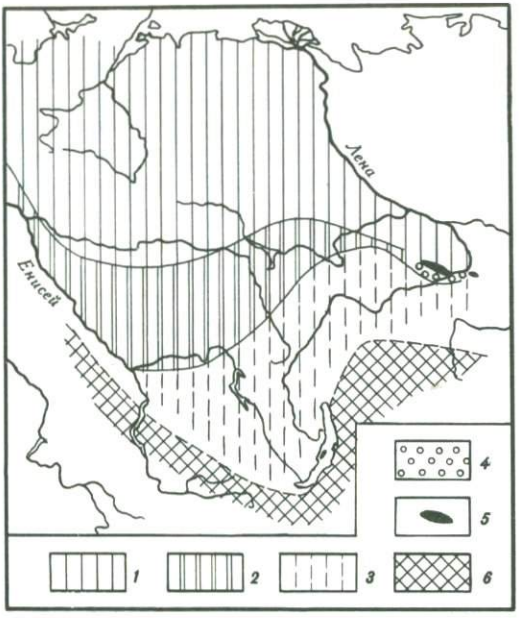
сильного прогрева вод, под действием которого снижалась его растворимость. Механизмы извлечения Mg, сохранившиеся в морях гумидных зон, могли приводить к образованию осадков с невысокой средней доломитностью. Это и определило тот факт, что начиная с палеозоя в гумидных зонах стали формироваться лишь седиментационно-диагенетические доломиты. В мезозое и кайнозое химическое осаждение доломита становится затрудненным даже при высоких степенях осолонения морских вод и доломитовая стадия перестает быть обязательной в развитии осолоняющихся морских водоемов. Накопление доломитов начинает происходить только в изолированных бассейнах, питаемых углемагниевыми водами.

Представления Н. М. Страхова о причинах и основных рубежах в необратимой эволюции доломитообразования нашли в дальнейшем подтверждение в огромном количестве советских и зарубежных исследований. Вместе с тем в последние два десятилетия в результате изучения современных осадков подтвердилось существование таких механизмов извлечения Mg, о которых раньше судили предположительно. Это заставляет обратить более пристальное внимание на те процессы доломитообразования, которые связаны с нормальноморскими обстановками.

Ниже рассматриваются особенности образования седиментационно-диагенетических доломитов различного возраста в сопоставлении с данными об условиях накопления карбонатных осадков на современном этапе. При этом отчасти использованы материалы автора статьи, но главным образом материалы других исследователей, включая их оценку механизмов и условий образования доломитовых отложений.

Примером раннепалеозойских доломитов осолоненного бассейна аридной зоны являются доломиты нижнего кембрия северного склона Алданского щита [Зеленов, 1956]. Раннекембрийское море Сибирской платформы представляло собой крупный внутриконтинентальный бассейн, огражденный на юго-западе Байкало-Енисейской орогенной областью и сообщавшийся на севере и востоке с платформенными морями (рис. 1). Наиболее интенсивно прогибались центральная и юго-западная части платформы, открытые окраины испытывали меньшее погружение. В связи с этим наиболее обособленной и осолоненной оказалась юго-западная часть бассейна; в северо-восточной части сохранялся режим нормального моря. В районе северного склона Алданского щита прослеживались те же две зоны, разделенные полосой мелководья с водорослево-археоциатовыми биогермами. Полоса биогермов представляла собой переходную зону с неустойчивым режимом солености.

Отложения осолоненной части бассейна представлены в основном седиментационными доломитами — пелитоморфными, однородными по составу, лишенными остатков фауны. В отложениях переходной зоны преобладают седиментационно-диагенетические доломиты, перекристаллизованные, со следами энергичного перераспределения вещества, но присутствуют и известняки. Характерной особенностью отложений осолоненной части бассейна и переходной зоны является наличие мощных слоев строматолитовых доломитов.



Р и с. 1. Схема фациальной зональности нижнего кембрия Сибирской платформы по Н. М. Страхову [1962] (упрощено)

1 — известковые отложения нормально соленого моря; *2* — доломиты переходной зоны; *3* — соленосные и ангидрито-доломитовые отложения осолоненной части бассейна; *4* — оолитовые доломиты; *5* — водорослево-археоциатовые биогермы; *6* — области отсутствия отложений

Отложения открытого моря представлены толщей известняков с прослоями доломитовых пород, тоже седиментационно-диагенетических. Среди них обособляются два типа. Первый — известковые доломиты с мозаичной структурой (среднее содержание доломита ~64%). Эти породы образуют тонкие прослойки и пятна в толще слабодоломитовых известняков, содержащих обломки брахиопод и трилобитов. Образование мозаичных доломитов К. К. Зеленов связывает с повышениями солености, частыми, но непродолжительными и происходящими очень постепенно. В остальном условия накопления толщи, вмещающей мозаичные доломиты, отличались постоянством в течение длительных периодов, что и определяло возможность существования для фауны. Отличительной чертой мозаичных доломитов является их равнозернистость, обусловленная, по мнению К. К. Зеленова, быстрой литификацией осадка. Второй тип доломитовых пород в отложениях открытого моря — глинистые известковые доломиты и доломитовые известняки, связанные между собой постепенными переходами (среднее содержание доломита ~34%, в пересчете на карбонатную часть ~46%). Основная масса породы сложена микрозернистым кальцитом, в котором равномерно распределены ромбоэдры доломита. Эти породы переслаиваются с чистыми известняками и, так же как и последние, содержат остатки трилобитов, археоциат и птеропод. По мнению К. К. Зеленова, эти отло-

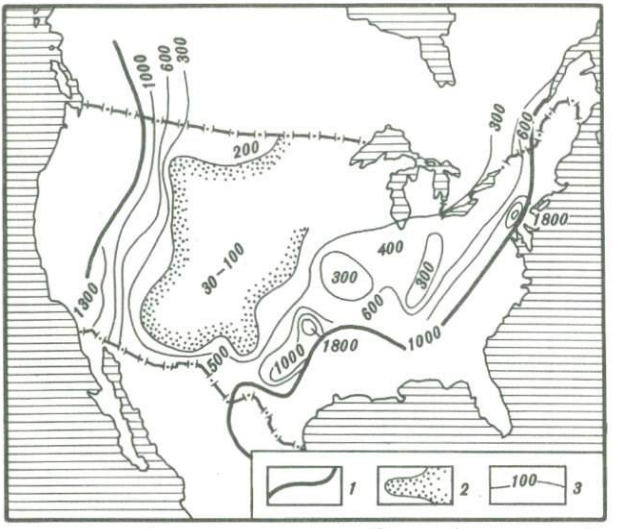
жения сформировались в относительно более глубоководной части открытого моря, куда доломит поступал в виде взвеси, выносившейся из полосы прибрежного мелководья вместе с глинистым материалом. Выделение доломита в твердую фазу К. К. Зеленов связывает с прогревом вод на мелководье.

Основным условием образования доломитов нижнего кембрия северного склона Алданского щита являлось осолонение вод бассейна, в результате которого происходило химическое осаждение магнезиальных карбонатов. Исключение составляют глинистые известковые доломиты, у которых в силу особенностей механизма их образования доломитовое вещество являлось аллохтонным материалом, таким же, как глинистая примесь.

При образовании глинистых известковых доломитов поступление доломита в осадок являлось результатом того процесса, который впервые был установлен Д. Г. Сапожниковым [1954] при изучении современных осадков оз. Балхаш. Суть процесса заключается в том, что после выделения в твердую фазу карбонатная взвесь разносится по площади бассейна, подчиняясь законам, регулирующим механическую седиментацию. При этом она может захороняться в значительном удалении от места своего образования и среда захоронения не всегда будет адекватна той, которая разрешала ее выделение и в которой она реально выделялась. Это значит, что, образовавшись на участках бассейна, где она способна была выделяться химическим путем, доломитовая взвесь могла осаждаться на тех участках дна, где ни температурные условия, ни минерализация вод прямого ее осаждения не допускали.

Результаты изучения современных доломитовых осадков показывают, что в процесс механического разноса могут иногда вовлекаться и минералы раннедиагенетического генезиса. Н. М. Страхов [1970], анализируя ранние работы австралийских геологов по процессам доломитообразования в лагуне Куронг ($S = 47 \div 70\%$), пришел к выводу, что при взмучивании осадков на дне лагуны переотложению подвергаются не только седиментационный высокомагнезиальный кальцит, но и образовавшийся за его счет раннедиагенетический доломит. Вывод Н. М. Страхова о диагенетическом происхождении доломитовой взвеси в водах лагуны Куронг нашел свое подтверждение в более поздних работах австралийских исследователей. Отсюда следует, что между образованием раннедиагенетического доломита и его окончательным захоронением в осадке может существовать еще стадия переотложения, на протяжении которой взмученные частицы разносятся по площади бассейна в соответствии с гидродинамическим режимом.

Другим характерным фациальным типом доломитов нижнего палеозоя являются доломиты приливной зоны. Особенно широко распространены они в нижнем ордовике Северо-Американской платформы (рис. 2). Раннеордовикское море Северо-Американской платформы представляло собой шельфовый бассейн, открыто сообщавшийся с глубоководными геосинклинальными морями на западе, востоке и юге. Орогенных областей или крупных массивов суши в геосинклинальном обрамлении платформы еще не существовало, нарастание опусканий происходило от ее центральных районов к периферии. В этой обстановке не возникало



Р и с. 2. Карта мощностей нижнего ордовика Северо-Американской платформы, представленного толщей мелководных и приливных карбонатных отложений [Уилсон, 1980]

Границы: *1* — платформы, *2* — зоны малых мощностей и последующего размыва отложений; *3* — изопахиты, м

условий для изоляции и осолонения отдельных участков бассейна. Карбонатные осадки накапливались во внутренних районах платформы и в перикратонных зонах, и только в узкой небольшой полосе, примыкавшей к Канадскому щиту в районе Мичиганской синеклизы, к концу эпохи начали формироваться гипсоносные отложения. Осадконакопление происходило на фоне медленно развивающейся трансгрессии с многократными перемещениями береговой линии и в условиях предельно выровненного рельефа докембрийского основания, что и определило значительную ширину фациальных зон [Кэй, 1955; Фридмен, Сендерс, 1970; Уилсон, 1980].

Примером нижнеордовикских доломитов приливного комплекса могут служить доломиты формации Трайбс-Хилл Приаппалачской зоны платформы [Фридмен, Сендерс, 1970]. Доломиты залегают совместно с окатанными биодетритовыми известняками, известняковыми брекчиями и галечниковыми конгломератами, состоящими из обломков известняка и доломита. Среди доломитов Дж. Фридмен выделяет два фациальных подтипа. Первый, сформировавшийся в условиях надприливной полосы, представляет собой прослои микрозернистых пород с многочисленными трещинами усыхания и ходами роющих животных. По простиранию эти прослои сменяются брекчиями растрескивания или плоскогалечниковыми конгломератами. Второй, отвечающий обстановке межприливной полосы, представлен слоями микро- или тонкозернистых пород, включающими строматолитовые постройки. Кровля слоев изрезана приливно-отливными каналами. Отличительной чертой этих доломитов является то,

что ни в них самих, ни среди пород, слагающих приливный комплекс, эвапоритовых минералов нет. Дж. Фридмен считает, что надприливные доломиты формации Трайбс-Хилл по происхождению являются аналогами голоценового доломитового покрова о-ва Андрос, а весь приливный комплекс такого типа рассматривает как базальные осадки трансгрессирующего моря.

Современные доломиты о-ва Андрос (Багамская отмель) залегают в виде слоя мощностью 1,5 м и площадью в сотни квадратных километров, расположенного в нескольких сантиметрах выше уровня высокого прилива. Слой представляет собой в различной степени литифицированные комковатые илы с раковинами гастропод и ходами илоедов. Наиболее полная литификация наблюдается в кровле слоя, рассеченного трещинами усыхания. Содержание доломита нарастает вместе со степенью литификации отложений. Гипс, ангидрит, галит отсутствуют. Отложения образовались за последние 3—5 тыс. лет. Доломит является раннедиагенетическим минералом. Образование его связывают с процессом внутреннего испарения морских вод, просачивающихся вверх через осадки межприливной полосы и подтягивающихся к надприливной полосе вследствие испарения. В накоплении илового материала основная роль отводится штормовым нагонам вод, нагруженных взвесью [Фридмен, Сендерс, 1970; Bourrouilh, 1978].

Доломиты приливной зоны установлены и в разрезе силура Восточно-Европейской платформы [Эйнасто, Нестор, 1973]. Силурийское море Восточно-Европейской платформы представляло собой краевой эпиконтинентальный бассейн, располагающийся на склоне Балтийского щита и свободно сообщающийся с геосинклинальными морями Западной Европы. Отложения приливной зоны представлены доломитами и слабодоломитовыми известняками с бедным фаунистическим комплексом и многочисленными строматолитами. Доломиты глинистые, микрозернистые, микрослоистые, с трещинами усыхания и следами деятельности илоедов. Доломитовые илы формировались в условиях приливной равнины или тиховодных лагун при частых миграциях береговой линии и нормальной солености моря.

Условия формирования позднепалеозойских доломитов всесторонне освещены в работах Г. И. Теодоровича [1949, 1950], И. В. Хворовой [1956, 1958], А. Б. Ронова [1956] на примере отложений Восточно-Европейской платформы. В итоге этих исследований было установлено, что в большинстве своем доломиты верхнепалеозойской части чехла платформы являются образованиями седиментационными или седиментационно-диагенетическими, что перераспределение Mg закончилось в них к моменту литификации осадка и что основным условием их образования являлось повышение минерализации вод бассейна. А. Б. Ронов, проанализировавший распределение доломитовых пород на территории платформы по всем стратиграфическим подразделениям чехла, начиная от живетского яруса и кончая казанским, отмечает, что в региональном плане наблюдается полная согласованность в изменении химического состава пород и присутствующих в них биоценозов.

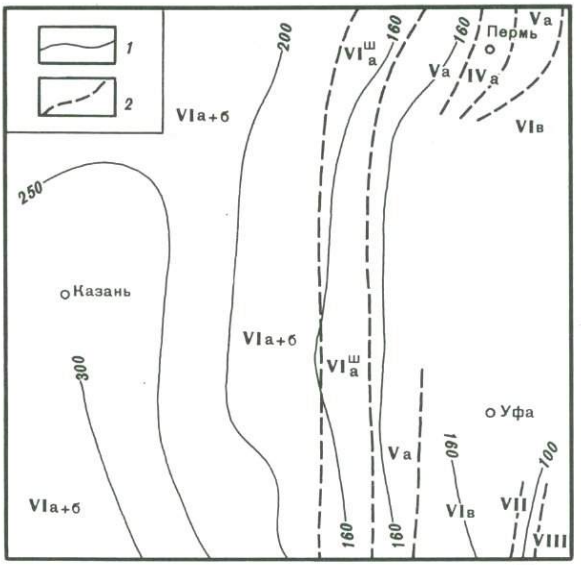
Вместе с тем среди доломитов верхнего палеозоя присутствуют и нормальноморские. Доломиты такого типа описаны И. В. Хворовой [1956]

в верхнем карбоне западного склона Южного Урала. Формирование доломитов происходило в относительно глубоководной зоне моря, трансгрессирующего и обладающего узким шельфом. Они залегают в виде тонких прослоев (1—30 см) в песчано-глинистых толщах флишевого типа, образуя верхний член ритма. Образование прослоев отвечало тем отрезкам времени в накоплении толщи, когда поступление терригенного материала резко сокращалось. Породы сложены доломитом и кальцитом. Размеры ромбоэдров доломита меняются на разных участках от 0,01—0,02 до 0,02—0,04 мм; они либо рассеяны среди массы криптокристаллического кальцита, либо образуют в нем мельчайшие расплывчатые агрегаты. В том или ином количестве в породах содержится терригенная примесь, иногда присутствуют мелкие стяжения фосфатов. Из органических остатков чаще всего встречаются радиолярии, изредка попадаются спикулы губок, остатки аммонитов, пелеципод, гастропод. Содержание доломита колеблется от 26 до 72% (в пересчете на всю породу). В качестве характерной особенности рассматриваемых доломитов И. В. Хворова выделяет факт их ускоренной литификации: присутствие гальки этих доломитов в основании первых элементов флишевых ритмов свидетельствует о том, что к началу формирования нового ритма нижележащий осадок был литифицирован настолько, что из него могли образоваться окатанные обломки.

Оценивая возможный источник магния в этих осадках, И. В. Хворова [1956, с. 152] подчеркивает, что в данном случае нет никаких оснований предполагать повышенную минерализацию вод бассейна, и отмечает, что «источником $MgCO_3$ здесь являлись обычные морские воды». Причиной, вызывавшей осаждение магнезиальных карбонатов, по ее мнению, являлось цветение фитопланктона, обилие которого было связано с подъемом глубинных вод, выносивших необходимые питательные вещества. То, что механизм поступления Mg в осадок был именно таким, подтверждается повышенным содержанием $C_{орг}$ в этих доломитах.

Целая группа нормальноморских доломитов была выделена Г. И. Теодоровичем [1949, 1950] в верхнем карбоне Волго-Уральской области. Во внутренних районах платформы нормальноморские доломиты связаны с фузулиновой фацией, в пределах платформенного склона Предуральского прогиба — с рифовой, и в пределах осевой зоны прогиба — с кремнисто-карбонатно-глинистой (рис. 3). Все эти доломиты Г. И. Теодорович рассматривал как диагенетические образования, подразумевая под этим, что основная часть Mg поступала в осадок на стадии диагенеза. Среди них выделяется три типа.

Первый тип связан с фузулиновой фацией, сформировавшейся в условиях открытого мелкого моря и отличающийся разнообразием биоценоза-фузулины, другие фораминиферы, кораллы, брахиоподы, криноидеи, мшанки, водоросли и моллюски. Отложения представлены толщей известняков, доломитовых известняков и известняковых доломитов. Толща имеет отчетливое пластовое строение. Местами доломитовые породы слагают основную часть разреза. Доломиты мелко- и тонкозернистые, с различным содержанием органогенных реликтов, от редких до очень обильных (доломиты с реликтовой органогенной структурой). Известняки представляют собой ряд пород, крайними членами которого являются



Р и с. 3. Карта фаций и мощностей верхнего карбона Волго-Уральской области [Теодорович, 1949]

1 — изопахиты, м; *2* — границы фаций. Фации: IVa — штафелловая доломитовая, Va — фузулино-штафелловая доломитовая, VIa + б — фузулиновая известково-доломитовая, VIв — фузулиновая известковая, $VI^{ш}_{а}$ — фузулиновая со штафеллами доломитовая, VII — рифовая, VIII — карбонатно-кремнисто-глинистая

фузулиновые и микрозернистые разности. Первые образовались в условиях большего мелководья, большей подвижности вод и характеризуются более разнообразным комплексом фауны; вторые, с обедненным комплексом фауны, образовались в условиях несколько более глубоководных, с более спокойным режимом вод. Доломитизации подверглись разности и того и другого типа. По мнению Г. И. Теодоровича [1950, с. 117], доломитизация осадков была связана с периодическими изменениями условий осадконакопления, в частности с изменением глубины бассейна. Время проявления доломитизации отвечало периодам обмеления бассейна, когда накопление микрозернистых илов сменялось накоплением фузулиновых разностей, или, напротив, периодам углубления дна, когда происходила обратная смена типов формирующихся осадков. Одним из источников Mg при доломитизации осадка, по мнению Г. И. Теодоровича, являлся магнезиальный кальцит скелетных остатков организмов, т. е. Mg, внесенный в осадок еще на стадии седиментогенеза. Но основное значение он придавал длительному воздействию на осадок теплых донных течений, в ходе которого «часть Mg морской воды переходит в состав донного ила».

В свое время этот тезис Г. И. Теодоровича считался наиболее уязвимым. Однако исследование современных осадков показало, что вхождение Mg в кристаллическую решетку кальцита в результате продолжительного контакта известкового материала с морской водой действительно имеет место. Предполагают, что переход арагонита в каль-

цит может совершаться через магнезиальный кальцит, промежуточную метастабильную фазу. При этом содержание арагонита в осадке падает, а магнезиального кальцита — растет. Реальность такого процесса подтверждена исследованием донных осадков на Гвианском шельфе. Здесь было установлено, что «в верхнем слое осадков (0—5 см) шельфа (глубина 70—112 м), подверженных непосредственному воздействию придонных вод, при изменении возраста от 1,6 до 7,1 тыс. лет содержание магнезиального кальцита возрастает с 18 до 46% при уменьшении количества арагонита с 54 до 24%. В пробе, возраст которой оценен в 30 тыс. лет, определено 94% магнезиального кальцита при полном отсутствии арагонита. Количество $MgCO_3$ в решетке кальцита также увеличивается пропорционально степени старения осадка [Ельцина, Емельянов, 1975, с. 11—12]. Сходные результаты дало изучение состава раковин двустворчатых моллюсков на шельфе Японского моря. Оказалось, что в арагонитовых слоях раковин отмерших моллюсков, остававшихся на поверхности дна и подвергшихся длительному воздействию морской воды, содержание Mg по сравнению с раковинами живых особей возрастало на порядок [Золотарев, 1976]. Можно было бы привести и другие примеры обменных реакций, проходящих между ионами Mg морской воды и ионами Ca твердой фазы на поверхности карбонатных зерен. Характерно, что во всех случаях подобный обмен имеет место лишь при условии длительного сохранения карбонатного материала на дне в неперекрытом состоянии.

Тот же процесс мог идти и в случае доломитизации известковых илов фузулиновой фации. Решающая роль в этом процессе принадлежала, очевидно, не столько течениям, как таковым, сколько самому факту продолжительного контакта неперекрытой поверхности осадка с морской водой. Вопрос сводится к тому, насколько реальным в данных условиях представляется наличие продолжительного контакта поверхности осадка с морской водой, иными словами, наличие некоторого перерыва в осадконакоплении или замедление его темпа. Если учесть, что, по мнению Г. И. Теодоровича, время проявления доломитизации отвечало времени изменения глубин бассейна и типов формирующихся осадков, то картина получается следующая. В одном случае — при углублении дна — мелководные фузулиновые разности выводились из зон активного карбонатообразования. В другом случае — при сокращении глубин — несколько более глубоководные микрозернистые илы попадали в зону мелководья. Иловый материал здесь отлагаться не мог, а для установления нового, биогенного типа седиментации требовалось время, необходимое для заселения участка дна организмами. В обоих случаях смена обстановок должна была сопровождаться замедлением или прекращением осадконакопления на участке дна, и именно в эти периоды происходило насыщение осадка Mg за счет обменных реакций с морской водой. С этой точки зрения чередование известняков и доломитов в разрезе фузулиновой фации можно рассматривать как отражение периодических изменений в скорости осадконакопления, как чередование, в котором пласты известняков отвечают периодам быстрой, а пласты доломитов — периодам замедленной седиментации.

Второй тип доломитов связан с рифовой фацией верхнего карбона.

Рифы верхнего карбона представляют собой небольшие постройки с мшанковым и брахиоподово-мшанковым остовом. В отличие от сакмарo-артинских рифов эти постройки не несут признаков осушения, хотя следы размыва и обламывания каркаса в них имеются. Доломиты заполняют полости рифа и углубления в его рельефе. Это разнозернистые известковые доломиты, образовавшиеся в результате доломитизации микрозернистого, шламового и детритового материала, служившего первичным заполнителем полостей. Заполнение полостей происходило в ходе неоднократно повторявшегося процесса окорковывания органогенного каркаса инкрустационным кальцитом и образования внутреннего осадка в оставшемся пространстве. Инкрустация очень обильная, в заполнителе последних генераций присутствуют обломки инкрустационных корок. Текстура внутреннего осадка часто характеризуется отчетливой слоистостью (слоистость выполнения).

Доломитизация внутреннего осадка очень неравномерная, развивающаяся по микрозернистому кальциту, шламовому и детритовому материалу, иногда вплоть до частичного замещения доломитом члеников криноидей. Как отмечает Г. И. Теодорович, доломитизация особенно интенсивна на тех участках породы, где сосредоточено большое количество криноидного детрита. По мнению Г. И. Теодоровича, доломитизация осуществлялась как за счет Mg, внесенного скелетными остатками организмов, так и за счет диагенетического подтока Mg, происходившего в результате разложения органического вещества.

Структурные и текстурные особенности заполнения полостей в рифах верхнего карбона во многом сходны с теми, что наблюдаются в современных рифах. Основное сходство выражается в присутствии инкрустационных корок и микрослоистых образований, связанных с жизнедеятельностью водорослей. В современных рифах внутренний осадок представлен в основном высокомагнезиальным кальцитом. По оценке исследователей ямайских рифов, в ходе образования внутреннего осадка в рифовую постройку поступают такие количества Mg, которые при стабилизации минерального состава пород могут обеспечить содержание доломита в количестве от 30 до 50% [Патрунов, 1980]. Вполне вероятно, что и в позднекаменноугольных рифах Предуральского прогиба, располагавшихся в той же климатической зоне, что и современные ямайские рифы, инкрустационные корки слагались высокомагнезиальным кальцитом, явившимся в дальнейшем еще одним, если не основным, источником Mg при доломитизации отложений.

Третий фациальный тип нормально морских доломитов верхнего карбона связан с карбонатно-кремнисто-глинистой фацией, сформировавшейся в глубоководной части Предуральского прогиба. В районах Башкирского Приуралья доломиты этого типа входят в состав слоистой толщи, представленной чередованием мергелей, микрозернистых известняков, глинистых силицитов и аргиллитов, образуя тонкие прослои. Доломиты известковистые, микротонкозернистые с колебанием размеров зерен на отдельных участках от 0,005—0,05 до 0,01—0,08 мм. В породах содержится тонкий органогенный шлам, многочисленные остатки радиолярий и редкие спикулы губок. Аутигенные минералы представлены кремнеземом и мелкими стяжениями фосфатов, содержание органического веще-

ства незначительно. Образование этих доломитов Г. И. Теодорович связывал с воздействием глубинных вод, обладающих повышенным щелочным резервом, что и определило возможность доломитизации первично известковых илов.

Глубоководные доломиты верхнего карбона, выделенные Г. И. Теодоровичем в разрезе Башкирского Приуралья и И. В. Хворовой в разрезе Южного Урала, обладают несомненным сходством. Образование доломитов этого типа в обоих случаях связывается с влиянием глубинных вод, хотя конкретный его механизм трактуется по-разному. Возможно, он и был различным, поскольку при всем сходстве этих доломитов, они являются членами разных формаций и в разной мере обогащены органическим веществом. Независимо от этого, существование доломитов такого типа, одновозрастных и приуроченных к региону с хорошо изученной геологической историей, представляет исключительный интерес для оценки тех условий, которые разрешают образование доломитов. В обстановке образования этих доломитов отсутствуют именно те элементы, которые считаются необходимым условием доломитообразования в фанерозое, такие, как повышение минерализации вод, обмеление или осушение дна бассейна. Если во многих случаях залегание доломитов в нормальноморских толщах может быть объяснено периодическими повышениями солености, незначительными и кратковременными, то в данном случае эта гибкая формула неприменима. В Предуральском прогибе позднекаменноугольной эпохи процесс доломитообразования шел в относительно глубоководной части бассейна с нормальной соленостью вод и имел при этом региональный характер. Это доказывает принципиальную возможность образования доломитов в подобных условиях.

Что касается конкретного механизма образования доломитов, то в разных частях прогиба он мог быть различным, но было и нечто общее в обстановке осадконакопления как в районах Южного Урала, так и Башкирского Приуралья. Этим общим является замедленный тип седиментации. Замедленный, прерывистый тип седиментации в случае накопления доломитов Предуральского прогиба совершенно очевиден и составляет специфику тех формаций, членами которых эти породы являются. Формирование южноуральских доломитов, входящих в состав флишевой толщи и образующих верхний член ритма, отвечало времени замедления или приостановки в седиментации, которое отделяло накопление одного ритма от другого. Еще более очевиден замедленный тип седиментации при формировании доломитов Башкирского Приуралья, которое происходило в осевой зоне прогиба в условиях прогибания, не компенсированного накопления осадков.

В условиях замедленного осадконакопления насыщение осадков Mg могло происходить путем обменных реакций с морской водой. Но, видимо, существовал и еще один механизм, действовавший по крайней мере при формировании южноуральских доломитов. При выяснении особенностей образования этих пород определяющим является отмечаемый И. В. Хворовой факт ускоренной литификации исходных осадков. Литификация этих осадков происходила на дне, до того как их прослои перекрывались новой порцией терригенного материала. По-видимому, они

действительно представляли собой те литифицированные покровы или участки «твердого дна», которые обнаружены в современных морях, в том числе и в глубоководных обстановках [Патрунов, 1980]. Образование таких покровов связывают с ранней цементацией осадков, происходящей непосредственно у раздела осадок—вода. Цементирующим материалом в этих случаях служат высокомагнезиальный кальцит и арагонит, иногда в основном высокомагнезиальный кальцит. Результатом ранней цементации, следовательно, является не только литификация, но и обогащение осадков Mg. Одним из основных условий литификации на дне считается замедление или приостановка осадконакопления. С этой точки зрения обстановка образования доломитов карбонатно-кремнисто-глинистой фации осевой зоны прогиба также допускает возможность этого процесса.

Таким образом, при формировании глубоководных доломитов Предуральского прогиба могли действовать три механизма поступления Mg в осадок: осаждение магнезиальных карбонатов под влиянием деятельности фитопланктона, насыщение осадков Mg в результате обменных реакций с морской водой и ранняя цементация осадков на дне высокомагнезиальным кальцитом.

Характерно, что в работах Г. И. Теодоровича и И. В. Хворовой, изданных в 40-е и 50-е годы, на примере изучения древних толщ вскрыты те особенности процессов и условий карбонатонакопления, которые много позднее были подтверждены результатами изучения современных осадков. К таковым относятся и процессы литификации непосредственно на дне, и процессы обогащения осадков Mg в ходе обменных реакций и многие другие, о которых упоминалось выше.

Еще один фациальный тип доломитов позднего палеозоя связан с отложениями окского надгоризонта (визе) юго-восточной части Восточно-Европейской платформы [Безбородова, 1975]. В окском бассейне юго-востока платформы, занимавшем территорию Оренбургского, Жигулевско-Пугачевского сводов, Бузулукской впадины и внешней бортовой зоны Прикаспийской синеклизы, обособлялись три области. Основная территория представляла собой открытое мелководное море, простиравшееся далее на запад и север. В центральной части бассейна, в пределах Бузулукской впадины, располагалась осолоненная лагуна. Между ними по периферии Бузулукской впадины и в зоне Бобровско-Покровского вала протягивалась полоса биогермов (рис. 4).

Начало разобщения бассейна относилось к михайловскому времени и было связано с ростом биогермов. Среди окских биогермов присутствуют кораллово-водорослевые, имевшие, судя по хорошо развитой в них инкрустации, отчетливое морфологическое выражение и строматолитовые пластообразной формы. Появление биогермов привело не только к обособлению лагуны в пределах Бузулукской впадины, но и к установлению своеобразного режима осадконакопления в пределах самой биогермной полосы. Наличие биогермов создавало расчлененный рельеф дна, что в условиях аридного климата и малых глубин бассейна приводило к необычайной пестроте в распределении обстановок седиментации и типов формирующихся осадков. На небольших расстояниях обстановка нормального моря сменялась обстановкой лагуны, так же

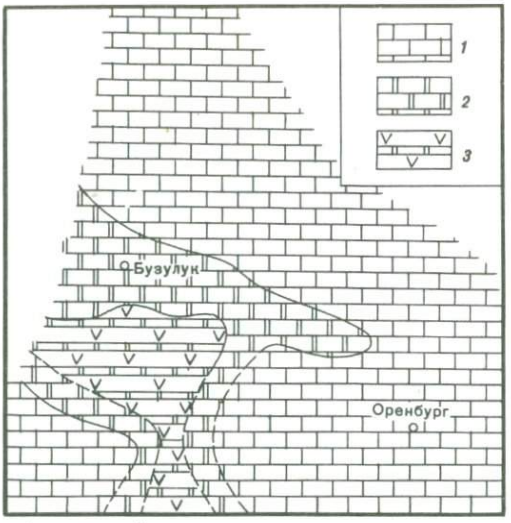


Рис. 4. Схема фациальной зональности окского надгоризонта юго-востока Восточно-Европейской платформы

Фации: *1* — слоистых известняков открытого моря, *2* — массивных доломитов полосы биогермов, *3* — сульфатно-доломитовая осолоненной лагуны

смена обстановок происходила и во времени. В общей изменчивости обстановок немалая роль принадлежала циклам обмеления.

Обмеления михайловского времени приводили к прекращению роста кораллово-водорослевых биогермов и к частичной изоляции расположенных между ними депрессионных участков. В периоды обмелений здесь формировались строматолитовые биогермы, временами дораставшие до уровня кораллово-водорослевых биогермов и покрывавшие их поверхность. Характерно, что эти тела, сменяющие друг друга по простиранию, образовались в разные отрезки времени и, возможно, при разном режиме солености. Кораллово-водорослевые биогермы формировались в бассейне с нормальной соленостью и нерасчлененным рельефо дна; строматолитовые — в условиях некоторой разобщенности бассейна. В веневское время обмеления приводили к выведению верхних частей кораллово-водорослевых биогермов выше уровня моря и образованию замкнутых лагун, где происходило накопление сульфатных осадков. Верхние части построек подвергались в это время разрушению и выравниванию. Разрушение барьеров способствовало тому, что с наступлением нового цикла восстанавливался нормальноморской режим.

Разнообразие обстановок седиментации определило различия в способах поступления Mg в осадок и в генезисе доломитов биогермной полосы. В строении строматолитовых биогермов участвуют седиментационные доломиты в основном строматолитовые и микротонкозернистые в ассоциации со строматолитовыми известняками. В строении кораллово-водорослевых биогермов участвуют и седиментационные, и седиментационно-диагенетические доломиты, в меньшей степени — биогенные известняки.

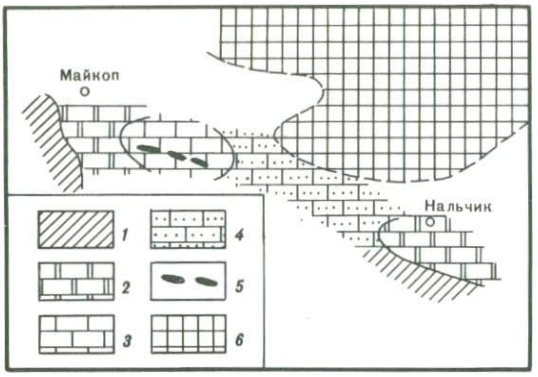
Центральную часть коралло-водорослевых биогермов слагают в основном яснозернистые доломиты, характеризующиеся изменчивостью состава и структуры. Среди пород этого типа встречаются известковые, слабоизвестковые и почти чистые доломиты. Породы неравномернозернистые, в них обособляются участки с тонко-, мелко- и разнозернистой структурой, однако в целом размер зерен редко превышает 0,2 мм. Участки с большей и меньшей степенью доломитности в структурном отношении неразличимы. Присутствуют комочки и сгустки пелитоморфного карбоната, остатки иглокожих, брахиопод и колониальных кораллов Syringopora. Последние особенно многочисленны и обладают сквозным распространением по разрезу. Стенки кораллового скелета, как правило, замещены зернами доломита, полости выстланы тонкой инкрустационной каймой, послеинкрустационное пространство заполнено зернами доломита. На участках породы, представляющих собой сплошные яснозернистые агрегаты, часто сохраняются остатки инкрустационных корок, гораздо более мощных, чем внутри кораллитов. Образование этих доломитов связано с диагенетическим перераспределением Mg, внесенного в тело биогерма на стадии седиментогенеза.

Яснозернистые доломиты с остатками Syringopora широко распространены в визейском ярусе не только юго-востока платформы, но и более северных районов. Доломиты такого типа, но без мощных инкрустационных корок описаны Г. И. Теодоровичем в визейских отложениях Башкирского Приуралья (р. Зилим, Туймазы). Здесь они входят в состав известково-доломитовых толщ и отнесены Г. И. Теодоровичем к нормальноморским доломитам.

Периферические части кораллово-водорослевых биогермов сложены яснозернистыми доломитами с реликтами кораллов, строматолитовыми доломитами и строматолитовыми известняками, чередующимися в разрезе весьма прихотливо.

К нормальноморским в полосе биогермов могут быть отнесены лишь яснозернистые доломиты биогермов михайловского горизонта. Обилие следов жизнедеятельности синезеленых водорослей позволяет считать, что основным процессом в обогащении осадков Mg здесь являлось фитогенное осаждение магнезиальных карбонатов. Роль синезеленых водорослей в создании обстановки, способствующей осаждению магнезиальных карбонатов, подчеркнута в целом ряде исследований по современным и древним отложениям. На современном этапе, несмотря на крайнюю ограниченность ареалов распространения доломитовых осадков, там, где эти осадки присутствуют, они ассоциируют со строматолитами. Этот парагенез наблюдается не только в надприливных, но и в сублиторальных обстановках. Строматолиты верхних частей иловых банок Флоридского залива содержат до 23% $MgCO_3$. С деятельностью синезеленых водорослей, как уже отмечалось выше, связан и подток Mg в современные органогенные постройки.

При образовании биогермов существовали и другие механизмы извлечения Mg. Он, несомненно, вносился скелетами кораллов, криноидей, брахиопод, принадлежащих к организмам с высокой магниевой функцией. Вместе с тем он мог поступать в тело биогерма и в процессе окорковывания каркаса высокомагнезиальным инкрустационным кальцитом.



Р и с. 5. Схема фациальной зональности верхнего оксфорда Центрального Предкавказья

Фации: *1* — рифовая внешней окраины шельфа, *2* — яснозернистых доломитов полосы отмелей, *3* — слоистых известняков среднего шельфа, *4* — песчаных известняков и известковых песчаников прибрежного мелководья; *5* — мелкие органогенные постройки среднего шельфа; *6* — области отсутствия отложений

Примером мезозойских доломитов могут служить доломиты верхнего оксфорда Центрального Предкавказья [Безбородова, 1980]. Позднеоксфордский бассейн этого региона представлял собой окраинное шельфовое море, открытое и смыкавшееся на западе и востоке с геосинклинальным. Полоса барьерных рифов протягивалась по внешней окраине шельфа на западе (к западу от р. Белой), субширотный рифовый пояс находился на востоке (междуречье Черек Балкарский — Гизельдон). В тылу рифовых построек располагалась полоса онколитовых отмелей, а за нею — средняя часть шельфа с мелкими органогенными постройками, одиночными или образующими цепочки и небольшие массивы. На остальной территории среднего шельфа накапливались слоистые детритовые и иловые осадки (рис. 5.)

Доломитовые породы седиментационно-диагенетического генезиса с разной степенью доломитности и разной долей участия в разрезе присутствуют во всех фациальных зонах. Наиболее распространены они в отложениях полосы отмелей. Здесь в строении подъяруса выделяются две толщи: нижняя — массивная, местами грубослоистая, сложенная в основном яснозернистыми доломитами, и верхняя — слоистая, представленная чередованием известняков и доломитов. В толще яснозернистых доломитов на разных уровнях присутствуют прослои известняков, содержатся остатки разнообразной фауны (иглокожие, брахиоподы, мшанки, серпулиды и др.). Местами в толще яснозернистых доломитов появляются пачки микрозернистых и строматолитовых известняков. Такие пачки образуют линзовидные тела различной протяженности и мощности, в отдельных районах замещая толщу доломитов целиком.

Слагающие толщу доломиты представляют собой разнозернистые породы (размер зерен от 0,05 до 1 мм). Степень их доломитности колеблется в среднем от 80 до 95%. Форма зерен разнообразная — от четко ромбоэдрической до совершенно неправильной, лапчатой. Помимо скелетных остатков фауны, в доломитах присутствуют реликты онколитов,

комков, сгустков, замещенных яснозернистым доломитом и почти полностью утерявших свою структуру. От форменных элементов сохраняются лишь пелитовые частицы карбоната, фиксирующие концентры онколитов, контуры комков, сгустков, а также пылеватые налеты пирита по концентрам онколитов. Эти реликты пронизывают всю породу. Яснозернистые доломиты образовались в результате доломитизации онколитовых осадков за счет тех количеств Mg, которые вносились в осадок на стадии седиментогенеза и в периоды осушения осадков. В дальнейшем на стадии катагенеза они только подверглись перекристаллизации.

Отмели, где накапливались эти осадки, представляли собой пологие банки, в сложении которых принимал участие и разнообразный детрит. Отмели разобщались мелководными лагунами, в которых накапливались известковые илы, а временами формировались строматолитовые покровы. Глубины на отмелях были еще меньше и исчислялись, по-видимому, первыми метрами. Образование банок и их стабилизация в рельефе дна происходили не сразу, а в ходе неоднократного переотложения материала, сокращения и расширения площади аккумуляции. Периферические части банок представляют собой переслаивание яснозернистых доломитов с микрозернистыми известняками и в разной степени доломитизированными онколитовыми и онколитово-детритовыми разностями. Присутствующий в этих разностях детрит несет следы сверления и обволакивания, среди онколитов выделяется несколько генераций.

К наиболее древней генерации относятся экземпляры, рост которых прерывался и происходил по крайней мере в три стадии. Ядро таких онколитов составляют обрывки мшанок, реже детрит брахиопод, поверхность которых пронизана тонкими канальцами, заполненными пиритом. Полости мшанок заполнены глауконитом, в брахиодовом детрите глауконит развивается по скелету. Ядро окорковано концентрами микрозернистой или микросгустковой структуры, неровными, с многочисленными мелкими полостями, заполненными глауконитом. Внешний контур концентрической оболочки тоже несет следы сверления и покрыт пелитоморфной корочкой и наростами мелких фораминифер. Онколиты второй генерации состоят из перфорированного ядра, обтянутого концентрической оболочкой, и, наконец, присутствуют простые онколиты без четко выраженного ядра, концентрические, продолговатой или бобовой формы.

В целом осадконакопление происходило в условиях замедленного прогибания и длительного блуждания осадочного материала до его окончательного захоронения. При этом возникали аккумулятивные формы, частью временные, а частью закрепившиеся в рельефе дна. Большую роль в стабилизации онколитовых банок играло, по-видимому, периодическое осушение их поверхности. То, что верхние части банок выводились выше уровня моря, подтверждается присутствием раздробленных онколитов. В периоды осушения происходила цементация осадков, связанная с выделением твердой фазы из выпаривающихся морских вод. Последние подтягивались в зону осушки путем просачивания через пористые онколитовые разности или попадали при заплеске волн.

В этой обстановке Mg мог поступать в осадок различными способами. На отмелях магнезиальные карбонаты осаждались в результате жизнедеятельности синезеленых водорослей и прогрева вод. Онколиты и

детрит при длительном пребывании в незахороненном виде могли насыщаться Mg в результате обменных реакций с морской водой. Какая-то часть Mg вносилась в осадки в периоды их осушения и цементации, когда они подвергались воздействию выпаривающихся морских вод. Эффективность этого воздействия и при заплеске, и при просачивании на современном этапе установлена [Уилсон, 1980; Kocurko, 1979]. Возможно, этот процесс был одним из основных и при образовании верхнеоксфордских доломитов.

Еще один пример фациальных типов доломитов мезозоя связан с верхнемеловыми отложениями Аравийской платформы [Фридмен, Сендерс, 1970]. В составе нижнего сеномана, развитого западнее Мертвого моря, присутствует толща афанитовых доломитов мощностью до 250 м, подстилаемая морскими отложениями альба. Дж. Фридмен считает, что эти мощные и широко распространенные в данном районе доломиты накопились в приливной полосе открытого моря и по своему происхождению являются аналогами доломитов формации Трайбс-Хилл нижнего ордовика. Формирование верхнемеловых доломитов, так же как и в случае с формацией Трайбс-Хилл, происходило в шельфовом бассейне, располагающемся на древней платформе и обладающем открытой связью с геосинклинальными морями.

Краткий обзор условий образования всего лишь несколько типов доломитов фанерозоя показывает, что условия эти были разнообразны и далеко не исчерпывались обстановкой эвапоритового бассейна. В ряде случаев накопление осадков происходило в бассейне с нормальной соленостью, более того, в его относительно глубоководной части.

Образование нормальноморских доломитов было связано с широким кругом процессов, к которым относится биогенное и фитогенное осаждение магнезиальных карбонатов; ранняя цементация осадков на дне магнезиальными карбонатами; вхождение Mg в кристаллическую решетку кальцита путем обменных реакций с морской водой; обогащение осадка магнезиальной взвесью, поступающей на участок дна под влиянием механического разноса; процессы внутреннего испарения морских вод, происходящие на приливной полосе или в зоне заплеска. Условно, с тем чтобы противопоставить эти процессы непосредственному химическому осаждению доломита из вод бассейна, они могут быть выделены как процессы косвенного обогащения осадков Mg, или, как называл их Н. М. Страхов, процессы косвенного извлечения Mg.

Все эти процессы протекают и на современном этапе, однако их эффективность различна. Опыт изучения древних карбонатных толщ показывает, что, объединяясь или активизируясь в определенной обстановке, они могли приводить к образованию доломитовых пород. Представляется, что основным условием, регулирующим масштабы поступления Mg в осадок, является темп седиментации и что при замедленном темпе седиментации образование существенно магнезиальных осадков становится возможным и в обстановке нормального моря.

Представление о карбонатнакоплении как процессе неравномерном, прерывистом, в котором периоды быстрого накопления материала могут сменяться периодами замедления или остановки седиментации, вытекает из многих особенностей строения и состава карбонатных разрезов, из

расчета средних скоростей накопления древних карбонатных толщ [Уилсон, 1980; Фюрзих, 1985]. Эти данные показывают, что самые крупные промежутки времени в истории накопления толщи могут отвечать наименее мощным пластам в ее разрезе. Эти данные показывают также, что периоды прекращения седиментации по своей продолжительности могут намного превосходить периоды накопления осадков и что значительная часть истории бассейна осадконакопления может быть запечатлена не в осадочных телах, а в разделах между ними. Если судить по современным шельфам, где осадки откладываются лишь на 30—50% поверхности дна, то неотложение материала в морском бассейне можно рассматривать как явление не менее характерное, чем накопление осадков. В областях карбонатнакопления на глубинах до 100—150 м установлены участки, где на поверхности дна сохраняются реликтовые плейстоценовые осадки. Причиной такого положения в одних случаях оказывается недостаток поступающего или генерируемого на шельфе вещества, а в других — отсутствие ловушки, в силу чего отдельные области шельфа представляют собой зону транзита осадочного материала.

Как показано было Н. М. Страховым [1960, т. 1] при рассмотрении динамических типов седиментогенеза, принципиально могут быть выделены два случая сочетания тектонической и палеогеографической обстановки, в которых темп осадконакопления замедляется. В одном случае это участки, испытывающие интенсивное прогибание и выведенные на глубины, где продуктивность бентоса низка, а поступление материала извне ограничено. Этот случай отвечает обстановке образования верхнекаменноугольных доломитов Предуральского прогиба. В другом случае замедление осадконакопления может происходить в условиях мелководного бассейна, на фоне слабых прогибаний дна и при высокой продуктивности бентоса. Избыточное поступление материала при отсутствии ловушки приводит к образованию временных аккумулятивных форм и многократному переотложению материала до сего окончательного захоронения. Второй случай отвечает условиям образования верхнеоксфордских доломитов Центрального Предкавказья. Существует еще ряд обстановок, характеризующихся замедлением седиментации, хотя не всегда это заметно так отчетливо, как в рассмотренных двух случаях.

Замедление седиментации, переотложение осадочного материала, остановка в поступлении материала на участок дна — все это и составляет те условия, в которых процессы косвенного обогащения осадков Mg будут идти интенсивнее. В первую очередь это касается тех из них, которые требуют длительного контакта поверхности осадка или осадочного материала с морской водой, а именно процессов вхождения Mg в кристаллическую решетку кальцита и процессов ранней цементации осадков на дне. Очевидно, что при быстрой седиментации, быстром захоронении осадочного материала и быстром обновлении поверхности осадконакопления, эти два процесса осуществляться не могут.

При замедленной седиментации возрастает роль такого процесса, как фитогенное осаждение магнезиальных карбонатов, связанное с образованием строматолитов. Формирование фитогенной постройки возможно лишь в том случае, если темп ее роста превышает скорость накопления окружающих ее осадков. Как отмечает С. Н. Серебряков, одной из при-

чин широкого распространения строматолитов в рифее явилась замедленность темпов осадконакопления в течение больших интервалов времени. Устойчивый парагенез доломитов, строматолитов, онколитов, составляющий характерную черту большинства доломитовых толщ фанерозоя, объясняется, видимо, тем, что медленное осадконакопление в равной мере способствует и строматолитообразованию, и фитогенному осаждению магнезиальных карбонатов.

В условиях медленного осадконакопления повышается значение и такого процесса, как биохимическое осаждение магнезиальных карбонатов в результате деятельности фитопланктона. Очевидно, что только при крайне ограниченном поступлении инородного материала может формироваться осадок, основную долю которого составляет карбонатная взвесь, выделившаяся в верхнем слое воды и постепенно опускающаяся на дно. То же относится и к обогащению осадков магнезиальной взвесью, поступающей на участок дна в процессе механического разноса. Последние два процесса могут идти и на фоне быстрого накопления известковых осадков, но вносимые при этом количества Mg будут рассеиваться в общей массе известкового материала и относительное обогащение осадков Mg будет невелико.

Процессы косвенного обогащения осадков Mg зависели от состава атмосферы и вод Мирового океана в меньшей степени, чем процесс химического осаждения доломитов. Как видно из приводимых выше примеров, сходные фациальные типы нормальноморских доломитов формировались на протяжении разных отрезков фанерозойской истории. Процессы обогащения осадков Mg зависели от тектонической и палеогеографической обстановки в регионе. В той мере, в какой эти обстановки могли повторяться на протяжении фанерозоя, возобновлялись и эти процессы или какая-то их часть. В проявлении этих процессов существовала повторяемость, в этом их главная и основная особенность. Из рассмотренных выше примеров видно, что приливная равнина открытого эпиконтинентального моря в сочетании со стабильным тектоническим режимом, свойственным древним платформам, являлась обстановкой, благоприятной для образования доломитов и в раннем палеозое и в мезозое. Широкое участие синезеленых водорослей в осадконакоплении способствовало образованию доломитов как в палеозое, так и в мезозое.

Однако черты необратимой эволюции коснулись и этих процессов. Прежде всего это относится к процессу биогенного извлечения Mg. В ходе эволюции органического мира угасали и теряли свое значение многие группы организмов-породообразователей с существенно магнезиальным скелетом, а на смену им приходили организмы с низкой магниевой функцией. Переломным в этом отношении моментом явился рубеж между палеозоем и мезозоем. Если на протяжении палеозоя господствующее положение в морской бентоносной фауне занимали брахиоподы и иглокожие, то в мезозое и кайнозое это положение переходит к двустворчатым и брюхоногим моллюскам, к которым в палеогене присоединялись нуммулитиды. С позднего мела значение породообразователей приобретают планктонные формы — кокколитофориды и глобигерины, тоже организмы со скелетом из низкомагнезиального кальцита. Смены породо-

образователей не могли не отразиться на тех количествах Mg, которые вносились в осадок биогенным путем; при этом менялся в сторону обеднения Mg и состав илового материала, образующегося за счет дробления скелетных остатков. Параллельно с этим процессом в нормально соленых морях сокращались масштабы фитогенного осаждения магнезиальных карбонатов, связанного с деятельностью водорослей-строматолитообразователей. С. Н. Серебряков [1975] пишет, что в рифее, когда синезеленые водоросли были главными представителями органического мира, области строматолитообразования занимали в морях огромные площади, не ограничиваясь прибрежными зонами. С палеозоя в связи с массовым развитием скелетной фауны общее количество строматолитов резко сокращается; синезеленые водоросли начинают вытесняться в обстановки, неблагоприятные для других организмов,— в бассейны с аномальной соленостью и на литораль.

Другая сторона в эволюции процессов косвенного извлечения Mg была связана с тем, что некоторые из обстановок, в которых могли реализоваться эти процессы, в ходе фанерозойской истории получали все меньшее распространение. К таковым, в частности, относится приливная равнина, на которой происходит накопление карбонатных осадков. В данном случае имеется в виду именно приливная равнина как крупная единица ландшафта, а не просто приливная полоса, являющаяся частью любого открытого моря. По мере повторения геотектонических циклов, усложнения структуры земной коры и увеличения контрастности ее рельефа возможность существования такой равнины сокращалась.

Равнины такого типа были характерны для раннепалеозойских морей, подобных раннеордовикскому морю Северо-Американской платформы. Образованию широкой приливной равнины с накоплением карбонатных осадков способствовали два обстоятельства, а именно пенепленизированный рельеф основания платформы, на которую ложились моря, и огромные размеры всей акватории, частью платформенной, а частью геосинклинальной, которые определяли высоту приливов и масштабы штормовых нагонов вод, нагруженных карбонатной взвесью. Именно в такой обстановке формировался приливной комплекс нижнего ордовика Северо-Американской платформы, образующего «огромный клин» мелководных и приливных карбонатных отложений, которые перекрывают всю платформу от периферии до центральных районов (см. рис. 2).

Аналогов раннеордовикского моря Северо-Американской платформы по степени его открытости, размерам и простоте структурного плана самой платформы в эту эпоху в позднем палеозое уже не было. Карбонатонакапляющие моря позднего палеозоя и на Северо-Американской, и на Восточно-Европейской платформах отличались более сложной палеогеографической обстановкой. Длительное развитие платформенных структур привело к тому, что в позднем палеозое рельеф этих платформ становится более расчлененным. Это, в свою очередь, способствовало неравномерному затоплению платформ, активизации сноса с платформенной суши и возрастанию роли терригенного материала в примыкающей к ней полосе. С другой стороны, появление орогенных областей в обрамлении платформенных морей придавало им внутриконтинентальный характер, что отражалось на высоте приливов. В этих условиях ши-

рина приливной равнины сократилась, она стала занимать гораздо более ограниченные по размерам площади, разобщенные и приуроченные чаще к внутренним отмелям, чем к побережьям.

В течение мезозоя, особенно в позднемеловую эпоху, намечается сдвиг карбонатонакопления в пелагическую часть платформенных морей. Эта черта отчетливо проступает в распределении карбонатных формаций верхнего мела Восточно-Европейской и Западно-Европейской (эпипалеозойской) платформ. Чисто карбонатные формации, в том числе и формация писчего мела, тяготеют к центральным частям синеклиз, в то время как терригенно-карбонатные формации располагаются на склонах положительных структур. Серия литолого-палеогеографических карт Восточно-Европейской платформы, построенных для разных отрезков позднего мела, показывает, что область карбонатонакопления отделялась в эту эпоху от суши почти непрерывной полосой развития терригенных отложений. Характерно, что даже в такую талассократическую эпоху, как поздний мел, периферическая часть некоторых платформенных морей становится местом накопления исключительно терригенных осадков; тем самым сокращается возможность образования карбонатных отложений в приливной полосе.

В палеоцене и эоцене, в эпоху последней крупной трансгрессии в истории Земли, карбонатонакопляющие моря сохранились лишь по окраинам Тетиса. По типу распределения осадков эти моря не отличались от позднемеловых с той разницей, что площадь карбонатонакопления в них сократилась. В целом кайнозой явился эрой последовательного сокращения площадей эпиконтинентальных морей и подавления карбонатонакопления в них. Одновременно обстановка приливной карбонатонакопляющей равнины перемещается на океанские побережья, где в единичных районах мира и на небольших площадях существует и в современную эпоху.

По мере вытеснения обстановки приливной карбонатонакопляющей равнины сокращались масштабы накопления доломитов этого типа. Но если на каком-то из отрезков фанерозоя соответствующая обстановка складывалась, происходила вспышка в образовании приливных доломитов. Примером тому являются сеноманские доломиты Аравийской платформы, сформировавшиеся на фоне общего спада в доломитообразовании, который начался с мела, или современные доломиты о-ва Андрос, формирующиеся в эпоху, когда доломитообразование прекратилось даже в осолоненных морских водоемах. В целом в эволюции доломитообразования намечаются две ветви, из которых одна была связана с непосредственным осаждением доломита из вод бассейна, а вторая — с процессами косвенного извлечения магния. Этим, очевидно, объясняется неравномерное развитие этого процесса во времени, сокращение или усиление роли доломитообразования в такие эпохи, когда это не могло быть связано с изменением состава атмосферы или вод Мирового океана.

ЛИТЕРАТУРА

Безбородова И. В. Биогермы ангидрит-карбонатной окской толщи (визе) юго-востока Русской платформы // Литология и палеогеография биогермных массивов. М.: Наука, 1975. С. 124—138.

Безбородова И. В. Некоторые типы доломитов из разреза карбона и юры арид-

ных областей // Постседиментационные изменения карбонатных пород и их значение для историко-геологических реконтрукций. М.: Наука, 1980. С. 27—42.
Данбар К., Роджерс Дж. Основы стратиграфии. М.: Мир, 1962. 355 с.
Ельцина Г. Н., Емельянов Е. М. Связь между минералогическим, химическим и гранулометрическим составом современных биогенных карбонатных осадков: (На примере Атлантического океана) // Литология и полез. ископаемые. 1975. № 5. С. 3—15.
Зеленов К. К. Доломиты нижнекембрийских отложений северного склона Алданского массива // Типы доломитовых пород и их генезис. М.: Изд-во АН СССР, 1956. С. 28—51.
Золотарев В. Н. Ранние диагенетические изменения химического состава раковин морских моллюсков // Литология и полез. ископаемые. 1976. № 3. С. 20—30.
Кэй М. Геосинклинали Северной Америки. М.: Изд-во Иностр. лит., 1955. 190 с.
Патрунов Д. К. Процессы и обстановки диагенеза карбонатных осадков // Постседиментационные изменения карбонатных пород и их значение для историко-геологических реконструкций. М.: Наука, 1980. С. 17—26.
Ронов А. Б. Химический состав и условия формирования палеозойских карбонатных толщ Русской платформы: (По данным литолого-геохимических карт) // Типы доломитовых пород и их генезис. М.: Изд-во АН СССР, 1956. С. 256—344.
Ронов А. Б., Хаин В. Е. Палеогеография и литологические формации материков в мезозое // Докл. сов. геологов на XXI сес. МГК: Региональная палеогеография. М.: Госгеолтехиздат, 1960. С. 171—189.
Сапожников Д. Г. Осадкообразование в озерах засушливой зоны СССР: Озеро Балхаш // Образование осадков в современных водоемах. М.: Изд-во АН СССР, 1954. С. 283—314.
Серебряков С. Н. Особенности формирования и размещения рифейских строматолитов Сибири. М.: Наука, 1975. 175 с.
Страхов Н. М. О типах и генезисе доломитовых пород // Типы доломитовых пород и их генезис. М.: Изд-во АН СССР, 1956. С. 5—27.
Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР, 1960. Т. 1. 212 с.; Т. 2. 574 с.
Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР, 1962. Т. 3. 550 с.
Страхов Н. М. Зарубежные исследования современных доломитовых в морских водоемах // Литология и полез. ископаемые. 1970. № 4. С. 3—28.
Теодорович Г. И. Карбонатные фации нижней перми—верхнего карбона Урало-Волжской области. М.: Изд-во МГУ, 1949. 303 с.
Теодорович Г. И. Литология карбонатных пород палеозоя Урало-Волжской области. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1950. 212 с.
Тимофеев П. П., Холодов В. Н., Хворова И. В. Эволюция процессов осадконакопления на континентах и в океанах // Литология и полез. ископаемые. 1983. № 5. С. 3—24.
Уилсон Дж. Л. Карбонатные фации в геологической истории. М.: Недра, 1980. 454 с.
Фридмен Дж. М., Сендерс Дж. И. Генезис и распространение доломитов // Карбонатные породы. М.: Мир, 1970. Т. 1. С. 249—320.
Фюрзих Ф. Т. Ритмическая слоистость и ракушняковая формация в верхней юре Восточной Гренландии // Циклическая и событийная седиментация. М.: Мир, 1985, С. 203—216.
Хворова И. В. Доломиты карбона и морской перми западного склона Южного Урала // Типы доломитовых пород и их генезис. М.: Изд-во АН СССР, 1956. С. 132—158.
Хворова И. В. Атлас карбонатных пород среднего и верхнего карбона Русской платформы. М.: Изд-во АН СССР, 1958. 165 с.
Энасто Р. Э., Нестор Х. Э. Общая схема фациальной зональности Балтийского бассейна в силуре и ее палеогеографо-седиментологическая интерпретация // Фации и геохимия карбонатных отложений. Л.: ВСЕГЕИ, 1973. С. 38—40.
Bourrouilh F. Rôle des ouragans et des cyclones tropicaux sur la sedimentation carbonatée: la plaine d'estran de l'ouest d'Andros, Bahama // C. r. Acad. sci. 1978. №.10. P. 907—910.
Kocurko M. J. Dolomitization by spray-zone brine seepage, San Andres, Colombia // J. Sediment. Petrol. 1979. Vol. 49, № 1. P. 209—214.

ОКЕАНИЧЕСКОЕ КАРБОНАТОНАКОПЛЕНИЕ И ПРОБЛЕМА ГЛУБОКОВОДНЫХ КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

УДК 551.242.32:551.263.036

П. П. ТИМОФЕЕВ, В. В. ЕРЕМЕЕВ

ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНОЕ ИЗУЧЕНИЕ КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ИЗ СКВАЖИН 366 И 369 ГЛУБОКОВОДНОГО БУРЕНИЯ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНА

В данной работе приводятся результаты изучения разрезов карбонатных отложений, вскрытых глубоководными скважинами, пробуренными в пределах Атлантического океана вдоль северо-западного побережья Африки в ходе 41-го рейса «Гломара Челленджера», позволяющие рассмотреть специфику процессов карбонатонакопления в различных структурно-фациальных зонах. Скважины были пробурены на поднятиях, во впадинах и на континентальном склоне. Из пяти скважин, пробуренных во время 41-го рейса, колонки скважин 366 и 369 сложены преимущественно карбонатными отложениями. Скважина 366 пробурена в пределах поднятия Сьерра Леоне, скв. 369 расположена в пределах континентального склона Северо-Западной Африки. Эти скважины вскрыли разрезы в возрастном интервале от голоцена до мела.

В данной работе приводится главным образом изложение фактического материала, полученного в результате описания пород всех интервалов разрезов скважин 366 и 369 непосредственно в процессе бурения на основании метода литолого-фациального анализа, изучения вещественного состава всех разновидностей пород, слагающих разрезы.

Нами впервые для глубоководных карбонатных океанических осадков выделены фации и генетические типы. В основу выделения фаций положен принцип изменения динамики среды на основании изучения текстурных признаков, при этом учитывался также вещественный состав осадков и как вторичный, наложенный признак степень литификации.

Метод литолого-фациального анализа опирается на принцип актуализма и состоит в выявлении основных сохранившихся в породах первичных, отражающих происхождение генетических признаков — гранулометрического состава, характера сортировки и степени окатанности зерен, минерального состава, цвета, текстуры (характера слоистости) и ее нарушений, контактов между слоями, углов наклона слоев и серий, распределения количества, сохранности и состава фаунистических остат-

ков, характера минеральных выделений, степени карбонатности, присутствия растительной органики, мощности слоев. Помимо того, генетическая природа осадков запечатлена в вещественном составе пород. Эта группа признаков отчетливо выявляется при детальных лабораторных исследованиях. Совокупность всех признаков как макроскопических, так и микроскопических позволяет судить о природе осадка и делать выводы о динамике среды осадконакопления и сопоставить с осадконакоплением в современных ландшафтных зонах. Как показано в работах П. П. Тимофеева, установление природы каждого слоя в отдельности и изучение закономерностей смены слоев в разрезе и на площади позволяют представить эволюцию процесса осадконакопления на протяжении того или иного отрезка времени. Так, в осадках запечатлены не только характерные черты местных обстановок аккумуляции материала, но и основные геологические события более широкого, регионального масштаба. Закономерное строение толщи позволяет осветить ряд вопросов истории формирования толщи в целом, установить литологические коррелятивы для сопоставлений разрезов. При этом на основании изучения первичных сохранившихся признаков в породе выявляются генетические типы. Под генетическим типом осадка, согласно П. П. Тимофееву, понимается один или несколько литологических типов осадков, обладающих совокупностью родственных генетических признаков, которые отражают общность условий их накопления. Дальнейшее изучение распределения генетических типов осадков в разрезе и на площади позволяет перейти к выявлению палеогеографических условий накопления. Фация является элементарной палеографической единицей. Под фацией по П. П. Тимофееву, понимается не только комплекс физико-географических условий среды осадконакопления, в результате существования которых сформировались один или несколько родственных генетических типов осадка, но и сами осадки, обладающие соответствующим комплексом первичных (генетических) признаков (условия + осадок).

В ходе рейса нами проводилось первичное изучение признаков и текстур осадков, послойно описывался керн, делались зарисовки и фотографии текстур, измерялись мощности слоев, углы наклона косых серий, выделялись генетические типы и фации. Для каждого разреза осадочной толщи наметился последовательный ряд, объединяющий литологические типы в генетические, а генетические в фациальные. Нами выделены для органогенно-карбонатных пород следующие фации и соответствующие им генетические типы.

Фация органогенных осадков зоны спокойной седиментации. Осадки характеризуются горизонтальной слоистостью и отражают условия спокойного осаждения карбонатных организмов без влияния донных течений. По комплексу признаков выделено четыре генетических типа осадков: илы нанносоставляющие фораменсодержащие, мел нанносоставляющий фораменсодержащий, мел наннофораменсоставляющий, мел нанносоставляющий с прослоями окремнения.

Фация органогенных осадков зоны активной переработки донными роющими организмами. Осадки характеризуются обилием ходов илоедов и текстурами взмучивания и оползания в результате деятельности илоядных организмов. Этой фации соответствует один генетический тип — мел

форамен-нанносоставляющий — радиолярий-диатомсодержащий с обилием ходов илоедов.

Фация органогенных осадков зоны активного влияния вулканизма. Осадки характеризуются наличием прослоев вулканического пепла. Соответствующий генетический тип — мел нанносоставляющий с прослоями вулканического пепла и первичной горизонтальной слоистостью, нарушенной ходами илоедов.

Фация органогенных осадков зоны слабых морских течений. Осадки характеризуются пологоволнистой мелкой прерывистой (в ряде случаев с разными наклонами слойков) и пологоволнистой сплошной слоистостью и отражают условия седиментации при слабом воздействии донных течений. Соответствующие генетические типы: мел нанносоставляющий с пологоволнистой мелкой прерывистой слоистостью, мел нанносоставляющий с мелкой косой однонаправленной штриховатой слоистостью, мел нанносоставляющий с прослоями кремней с пологоволнистой мелкой прерывистой слоистостью, мел нанносоставляющий, чередующийся с прослоями известняка и прослоями окремнения.

Фации органогенных осадков с периодически повторяющимися прослоями глинистого вещества отражают условия седиментации карбонатных организмов, периодически сменяющиеся осаждением глинистого материала. Нами выделяются следующие фации.

Фация органогенных осадков с глинистыми прослоями зоны спокойной седиментации (с горизонтальной слоистостью). Ей соответствуют генетические типы — ила нанносоставляющего фораменсодержащего с горизонтальными прослоями глинистого вещества, ила нанносоставляющего с прослоями алевролитов. Мела слоистого с прослоями глины. Известняка нанносодержащего с прослоями глинистого вещества, известняка однородного с тончайшими прослоями глинистого вещества и горизонтальной слоистостью.

Фация органогенных осадков с глинистыми прослоями зоны активной переработки донными роющими организмами. Ей соответствуют генетические типы — мела нанносоставляющего с прослоями глинистого вещества с горизонтальной слоистостью, нарушенной обилием ходов илоедов, известняка нанносодержащего с прослоями глинистого вещества, прослоями окремнения и ходами илоедов.

Фация органогенных осадков с глинистыми прослоями зоны слабых морских течений. Ей соответствуют генетические типы известняка с прослоями глинистого вещества и пологоволнистой мелкой прерывистой слоистостью и известняка с прослоями глинистого вещества и мелкой прерывистой косо- и пологоволнистой слоистостью.

Органогенно-глинистые осадки представлены мергелями, находящимися на разных стадиях литификации и образовавшимися за счет осаждения карбонатного и глинистого материала в различных условиях седиментации.

Фация органогенно-глинистых осадков зоны спокойной седиментации включает генетические типы: ила мергелистого нанносоставляющего, ила мергелистого нанносоставляющего фораменсодержащего и форамендиатомсодержащего; мергеля нанносоставляющего, мергеля нанносоставляющего с прослоями глины нанносодержащей, мергеля нанносостав-

ляющего с прослоями глины радиолярийсодержащей, мергеля форамен-нанносоставляющего, радиолярийсодержащего с прослоями алевритоглинистого материала, мергеля нанносоставляющего с прослоями глины, мергеля доломитизированного с прослоями глины.

Фация органогенно-глинистых осадков зоны активной переработки донными роющими организмами включает генетические типы мергеля нанносоставляющего с обилием ходов илоедов, мергеля нанносоставляющего диатомсодержащего с обилием ходов илоедов и мергеля нанносоставляющего с примесью алевритового материала, реликтами горизонтальной слоистости и частыми ходами илоедов.

Фация органогенно-глинистых осадков зоны влияния процессов вулканизма включает генетический тип мергеля нанносоставляющего с прослоями глины, обогащенной вулканическим пеплом.

СКВАЖИНА 366 (366 И 366а)

Разрез сложен карбонатными и карбонатно-глинистыми отложениями различной степени литификации. Им соответствуют две группы фаций — органогенных осадков — илы, мел, известняки и органогенно-глинистых осадков — мергели.

Плейстоцену и верхам плиоцена (слои 1 а—7а) соответствуют отложения, относящиеся к фации органогенно-глинистых осадков зоны спокойной седиментации. Слои 1а — 3а относятся к генетическому типу форамѐнсодержащего нанномергеля серого с реликтами горизонтальной слоистости. Основными породообразующими компонентами являются кокколиты и глинистое вещество, а также фораминиферы, и в небольшом количестве в различных соотношениях содержатся радиолярии, диатомеи и зубы рыб. В составе минеральной части в легкой фракции присутствуют кварц и обломки вулканического стекла, в тяжелой фракции — циркон, сфен, лейкоксен, а также зерна амфибола и пироксена, последние приурочены преимущественно к участкам с повышенным содержанием пепловых частиц. Глинистые минералы представлены смешанно-слойными образованиями типа гидрослюда—хлорит и каолинитом. Слои 4а — 7а соответствуют генетическому типу нанномергелей скрытогоризонтальнослоистых, нелитифицированных, пластичных, интенсивно деформированных, окрашенных в цвета от зеленовато- до желтовато-серого. В составе легкой фракции содержатся обломки кварца, вулканических стекол, кристаллы цеолита — клиноптилломита, в тяжелой присутствуют лейкоксен и единичные зерна пироксена. Глинистые минералы представлены смешаннослойными гидрослюдисто-хлоритовыми образованиями.

Плиоцен — поздний, средний миоцен и верхи раннего миоцена (слои 8а—22а) представлены отложениями фации органогенных осадков зоны спокойной седиментации. Ей соответствуют три генетических типа. Слои 8а—14а — нанноилы форамен-диатомсодержащих от светло-зеленовато-серых до белых и оливковых, интенсивно деформированы, участками наблюдаются реликты скрытой горизонтальной слоистости. В составе легкой фракции присутствуют обломки кварца и вулканического стекла. В тяжелой фракции содержатся обломки сфена и лейкоксена. Слои

15а—17а представляют собой генетический тип нанноила глинистого зеленовато-оранжевого, чередующегося с нанномергелем желтовато-коричневым до светло-зеленовато-серого, порода сильно деформирована, скрытой горизонтальной слоистостью.

Верхи нижнего миоцена также представлены отложениями фации органогенных осадков зоны спокойной седиментации (слои 18а — 22а). Слой 18а относится к генетическому типу мела зеленого цвета, чередующегося с глиной темно-зеленовато-серой с горизонтальной слоистостью, порода интенсивно деформирована. Слои 19а — 22а представлены отложениями генетического типа фораменсодержащего нанномела скрытогоризонтальнослоистого.

Низы раннего миоцена и олигоцена относятся к отложениям фации органогенных осадков зоны переработки их донными организмами (слои 23к — 7) и включают два генетические типа. Слой 23 — генетический тип мела светло-зеленовато-серого, чередующегося с прослоями глины темно-зеленовато-серой с горизонтальной слоистостью, нарушенной ходами илоедов. Слои 24а — 27а относятся к генетическому типу мела светло-зеленовато-серого с прослоями глинистого вещества темно-зеленого с горизонтальной слоистостью и ходами роющих организмов. В составе минеральной части отложений данной фации в легкой фракции содержатся обломки кварца и вулканического стекла в тяжелой — обломки циркона, сфена и лейкоксена. В глинистой фракции присутствуют смешаннослойные монтмориллонит-гидрослюдистые образования и каолинит. Ниже развиты отложения генетического типа (слои 28а — 39а) нанномела светло-зеленовато-серого с частыми прослоями глинистого вещества и ходами илоедов, расположенными преимущественно по горизонтальному наслоению. Характерно развитие гидроокислов Fe и Mn по прослоям глинистого вещества, по отдельным ходам илоедов или в виде самостоятельных пятен и точечных образований. Наблюдаются участки брекчирования, к которым приурочены единичные крупные ходы илоедов. В слоях 35а — 39а большинство ходов илоедов приурочено к участкам, обогащенным глинистым веществом. Слои 5—7 относятся к отложениям генетического типа радиолярийсодержащего форамен-нанномела с первичной текстурой, интенсивно нарушенной ходами илоедов. В легкой фракции отмечается присутствие обломков вулканического стекла, в тяжелой — пирита. В составе глинистой фракции присутствуют смешаннослойные образования — монтмориллонит — гидрослюда и каолинит. Характерна значительная примесь цеолитов, представленных кристаллами клиноптиллолита. Отложения слоя 8 относятся к фации органогенных осадков зоны морских течений неустойчивого типа со слабой динамикой водной среды. Это генетический тип нанномела с мелкой косой однонаправленной штриховатой слоистостью.

Олигоцен—конец (слой 9) и верхи позднего эоцена (слои 10, 11) представлены отложениями фации органогенных осадков зоны спокойной седиментации. Это генетический тип диатомсодержащего нанномела серого цвета с горизонтальной слоистостью, подчеркиваемой тончайшими прослоями глинистого вещества, по которому развиваются точечные железисто-марганцевые конкреции, окаймляемые кольцами Лизеганга. Присутствуют отдельные прослои глинистого вещества зеленовато-серого

цвета с горизонтально ориентированными ходами илоедов. Вниз по разрезу появляются прослои с обилием как вертикальных, так и горизонтальных ходов илоедов. В составе легкой фракции содержатся агрегаты халцедона, в тяжелой — пирит. В глинистой фракции присутствуют смешаннослойные монтмориллонит-гидрослюдистые образования. В целом для всего нижнего интервала олигоцена—верхов позднего эоцена характерно наличие агрегатов гидроокислов Fe и Mn, развивающихся по ходам илоедов и прослоям глинистого вещества; точечные агрегаты гидроокислов Fe и Mn обычно окружены кольцами Лизеганга.

Верхний эоцен. Отложения слоев 12—16 относятся к фации органогенных осадков зоны влияния вулканической деятельности с переработкой их донными роющими организмами. Это генетический тип мела сероватого-голубоватого с обилием ходов илоедов и прослоями, обогащенными глинистым веществом зеленовато-серого цвета. К этим прослоям приурочено обилие крупных и мелких ходов илоедов. Наблюдаются также тончайшие темные прослои глинистого вещества, пропитанные гидроокислами Fe и Mn. Наличие постоянной примеси вулканического стекла и цеолитов указывает, что на формирование осадков постоянно влияли процессы вулканизма. При этом пепловые частицы осаждались в условиях спокойной седиментации, в дальнейшем происходила переработка их роющими организмами. В минеральной части содержатся в легкой фракции обломки вулканических стекол, а в составе тяжелой фракции — пиритизированные обломки диатомей и радиолярий, пирит и обломки сфена. В глинистой фракции присутствуют смешаннослойные образования типа монтмориллонит—гидрослюда, каолинит и гидрослюда. Далее вниз по разрезу в составе глинистой фракции появляется наряду с указанными минералами смешаннослойная фаза монтмориллонит—хлорит и хлорит. В низах интервала присутствует глинистая фракция только монтмориллонит-гидрослюдистая.

Средний эоцен—верхи нижнего эоцена охватывают отложения двух фаций. Фация органогенных осадков зоны спокойной седиментации (слои 16—19) включает генетический тип чередования прослоев нанномела и порцеланита. Прослои мела светло-зеленовато-серого цвета имеют тонкую горизонтальную и горизонтальную прерывистую слоистость, прослои порцеланита характеризуются неясно выраженной слоистостью. В составе легкой фракции содержатся обломки вулканического стекла, в тяжелой — обломки кристаллов сфена и агрегатов пирита. В глинистой фракции присутствуют монтмориллонит-гидрослюдистые агрегаты. Фация органогенных осадков зоны слабых течений (слои 20—28) включает генетический тип чередования нанномела с прослоями кремней (слои 20—22). Нанномел зеленовато-серый, с пологоволнистой мелкой прерывистой (штриховатой) слоистостью и единичными ходами илоедов, вокруг ходов часто наблюдаются кольца Лизеганга, по которым развиты гидроокислы Fe и Mn. Слои 23—28 относятся к генетическому типу чередования нанномела и известняка с кремнистыми стяжениями и прослоями порцеланитов, с включениями отдельных марганцево-железистых конкреций уплощенных, расположенных параллельно наслоению. Присутствуют единичные ходы илоедов, приуроченные преимущественно к прослоям мела, наблюдается пологоволнистая мелкая прерывистая, штриховатая

слоистость. В минеральной части осадков данной фации в составе легкой фракции содержатся обломки кремней, вулканического стекла и агрегаты глинистого вещества, в тяжелой фракции присутствуют пиритизированные кремнистые агрегаты. Глинистая фракция состоит из смешанослойных образований монтмориллонит—гидрослюда. Нижнеэоценовые отложения в верхней части интервала (слои 29—30) представляют собой генетический тип известняков светло-серых с голубоватым оттенком с тончайшими прослоями глинистого вещества с горизонтально-волнистой прерывистой слоистостью. В минеральной части в легкой фракции присутствуют обломки кварца, кремнистых пород, агрегаты органического материала растительного происхождения и чешуйки слюд. В тяжелой фракции присутствует пирит главным образом в виде изометричных зерен, единичные зерна октаэдрического габитуса. Глинистая фракция состоит из смешанослойных монтмориллонит-гидрослюдистых образований.

Нижний эоцен включает отложения двух фаций. Интервал слоев 31—35 относится к фации органогенных осадков зоны слабых течений. Ей соответствует генетический тип известняка однородного светло-серого с тончайшими прослоями глины с пологоволнистой мелкой прерывистой штриховатой слоистостью, подчеркиваемой глинистым материалом. По глинистому веществу развиваются гидроокислы Fe и Mn. В пределах всей пачки наблюдаются прослои мощностью 5—10 см, представляющие собой окремнелый известняк с неразличимой текстурой. В низах разреза присутствуют единичные ходы илоедов, располагающиеся по горизонтальному наслоению. Легкая фракция представлена кварцем, мусковитом, халцедоном, тяжелая — пиритом. В глинистой фракции присутствуют смешанослойные образования монтмориллонит—гидрослюда, монтмориллонит—гидрослюда—хлорит и палыгорскит. Интервал слоев 36—42 относится к фации органогенных осадков зоны спокойной седиментации. Это генетический тип известняка однородного светло-зеленовато-серого с редкими маломощными прослоями глины и прослоями окремнелого известняка, характеризующегося блеклой текстурой. На участках, содержащих прослои глины, наблюдается горизонтальная и горизонтальная прерывистая штриховатая слоистость. Для осадков данного типа характерно обилие ходов илоедов, расположенных по горизонтальному наслоению. Отдельные прослои и включения глинистого материала сплошь покрыты гидроокислами Fe и Mn. В состав фракции входят агрегаты глинистого вещества, пропитанные халцедоном, агрегаты кремнистого вещества, редкие обломки кварца, чешуйки слюд (мусковита), единичные кристаллы кальцита и цеолитов. Тяжелая фракция состоит из агрегатов пирита, единичных обломков сфена, лейкоксена. В глинистой фракции присутствуют трехкомпонентные образования монтмориллонит—иллит—хлорит, ниже по разрезу фракция сложена исключительно монтмориллонитом.

Верхний—нижний палеоцен (слои 43—51) представлен фацией органогенных осадков с примесью глинистого вещества зоны слабых течений. Это генетический тип известняков светло-серых с частыми прослоями глинистого вещества большей или меньшей мощности и ходами илоедов, последние приурочены преимущественно к участкам с повышенным

содержанием глинистого вещества. Характерна пологоволнистая мелкая прерывистая участками сплошная слоистость. В низах разреза слоистость косоволнистая сплошная чередуется с мелкой косой прерывистой слоистостью. Прослои алеврито-глинистого материала значительной мощности наблюдаются в интервале слоев 42 и 43, к ним приурочены наиболее значительные скопления ходов илоедов. По глинистому веществу развиваются гидрооксилы Fe и Mn. В легкой фракции содержатся глинистые агрегаты, пропитанные кремнеземом, редкие кристаллы кальцита, чешуйки мусковита, обломки кварца и халцедона. В тяжелой фракции присутствуют циркон, лейкоксен, сфен, турмалин, биотит и пирит. Глинистая фракция представлена монтмориллонит-гидрослюдистыми и гидрослюдисто-монтмориллонитовыми образованиями и монтмориллонитом.

Таким образом, отложения, вскрытые скв. 366, довольно однородные. Это преимущественно органогенные пелагические осадки в различной степени литифицированные от органогенных илов в верхней части разреза до мела и ниже, до известняков. Органогенно-глинистые осадки приурочены лишь к самой верхней части разреза. В процессе осадконакопления в бассейн седиментации поступал преимущественно органогенный материал и лишь в конечную и начальную стадии развития происходил усиленный привнос глинистого материала. При этом динамика среды осадконакопления постоянно менялась, что отразилось на характере текстур осадков. Они формировались преимущественно за счет кокколитов, фораминифер в меньшей мере диатомей и радиолярий. Отсутствие растительной органики обусловило светлую окраску пород. Необходимо отметить, что фораминиферы, являющиеся одним из основных породообразующих компонентов в нижних частях разреза, выполнены глинистым веществом. Этот процесс обусловлен тем, что в период движения раковины ее внутренность исчезала и в дальнейшем, попадая в ил, раковина заполнялась илистым веществом. В нижних частях разреза многие раковины заполнены перекристаллизованным кальцитом. Породы в нижних частях разреза сильно уплотнены, и вверх по разрезу степень уплотнения уменьшается. Гидротермального воздействия породы не испытывают и, следовательно, все процессы преобразования определяются гидростатическим воздействием. Это в первую очередь влияет на растворение карбонатов, при этом отчетливо наблюдается вторичная карбонатизация — образование аутигенного кальцита за счет растворения кокколитов и фораминифер. Степень перекристаллизации увеличивается вниз по разрезу. Участки окремнения приурочены к горизонтам, в пределах которых наблюдается значительное скопление кремнистых организмов. Окремнение затрагивает также камеры фораминифер. Скопления аутигенного пирита приурочены в основном к глинистым прослоям. Минералы группы цеолитов (клиноптиллолит) приурочены, с одной стороны, к участкам, содержащим примесь вулканического стекла, и с другой — к камерам раковин фораминифер. Это указывает на то, что цеолиты формировались как по вулканическому стеклу, так и путем трансформации глинистого вещества.

Изучение минералогического состава фракций различной размерности показало, что состав минеральной части в целом довольно бедный —

в легкой фракции присутствуют единичные обломки кварца. Для интервала плейстоцен—средний эоцен характерны редкие обломки вулканического стекла и единичные кристаллы цеолитов. В тяжелой фракции содержатся единичные зерна пирита. Начиная с середины низов эоцена в составе тяжелой фракции наряду с пиритом появляются сфен и лейкоксен; ниже, в интервале с раннего палеоцена, к указанным минералам добавляются циркон, сфен, железистый биотит.

Таким образом, из изложенного выше следует, что весь период, охватывающий интервал от мела до плиоцена, характеризовался медленным непрерывным компенсированным прогибанием и поступлением преимущественно органогенного материала. Лишь в начальную и конечную стадии развития происходил относительно усиленный привнос глинистого материала. Динамика среды осадконакопления и глубины были различными.

В начальный период (поздний мел—поздний палеоцен) накапливались преимущественно органогенные осадки в условиях слабых морских течений и периодически поступал глинистый материал. Это указывает на постоянную миграцию береговой линии и относительно мелководные условия седиментации. При этом прослои глинистого материала подчеркивают пологоволнистую слоистость. В это время формировалась ассоциация глинистых минералов — смешаннослойные образования монтмориллонит—гидрослюда и в ряде случаев монтмориллонит. Наличие в минеральной части в тяжелой фракции пирита, циркона, лейкоксена, сфена, турмалина указывает на то, что привнос терригенного материала происходил с Африканского континента и материал поступал достаточно зрелый.

В дальнейшем в течение раннего эоцена накопление органогенного материала происходило в условиях спокойной седиментации, при этом в глинистой фракции накапливался монтмориллонит. В раннем эоцене седиментация происходила в условиях слабых течений, формировались исключительно органогенные осадки с маломощными и редкими прослоями глинистого вещества. В этот период происходило углубление океанического бассейна, и общее повышение карбонатности осадков свидетельствует об их накоплении на наиболее погруженных участках. При этом формировалась ассоциация глинистых минералов, монтмориллонит-гидрослюдистая с палыгорскитом. В среднем эоцене происходило формирование карбонатных осадков также в условиях слабых течений, при этом осадки в незначительной степени перерабатывались донными роющими организмами. В это время возникла ассоциация глинистых минералов, состоящая из монтмориллонит-хлорит-гидрослюдистых и монтмориллонит-гидрослюдистых образований.

Поднятие дна бассейна (Сьерра-Леоне) намечается с позднего эоцена, что отразилось в появлении прослоев пепла в начальную стадию, обилии ходов илоедов, текстур взмучивания и оползания. Для интервалов, обогащенных пеплом, характерна ассоциация глинистых минералов монтмориллонит-гидрослюдистая, монтмориллонит-хлоритовая слюда с примесью каолинита, гидрослюды, хлорита. В олигоцене сохранялись условия спокойной седиментации органогенных осадков в условиях активной переработки донными роющими организмами. Периоди-

чески в небольшом количестве поступал терригенный материал, в результате чего возникали осадки с прослоями и примесью глинистого вещества, формировалась ассоциация глинистых минералов монтмориллонит-гидрослюдистая с каолинитом.

В заключительную стадию развития (начиная с раннего миоцена) происходила садка органогенного материала в условиях спокойной седиментации, при этом формировалась ассоциация глинистых минералов гидрослюдисто-хлоритовая с каолинитом.

Таким образом, в пределах поднятия Сьерра-Леоне происходила сперва преимущественно карбонатная седиментация в условиях относительного мелководья под воздействием слабых течений, а затем в условиях спокойной седиментации, периодически сменявшихся условиями слабых течений и волнений. Далее, с конца эоцена, происходило формирование поднятия и одновременно с этим седиментация в условиях активной деятельности илоядных организмов при привносе вулканогенного материала. При этом вначале было характерно относительно повышенное поступление терригенного материала и безкаолинитовый состав глинистой фракции монтмориллонит—гидрослюда и монтмориллонит, а также участками палыгорскит. В дальнейшем также в составе глинистой фракции преобладали монтмориллонит—гидрослюда и примесь каолинита, хлорита и гидрослюды, а также примесь вулканогенного материала.

СКВАЖИНА 369 (369 И 369а)

Разрез, вскрытый скважиной, сложен преимущественно органно-глинистыми осадками — мергелями и в меньшей мере органогенными — известняками и мелом.

Плейстоцен—ранний плиоцен—поздний миоцен представлен фацией органогенных осадков зоны спокойной седиментации (слои 1—5). Ей соответствуют генетические типы нанноилов: глинистых светло-серых (слои 1, 2), фораменсодержащих (слои 3, 4) и глинистых (слой 5).

Нижний плиоцен—средний миоцен (слои 1а—8а) представлен отложениями фации органногенно-глинистых осадков зоны влияния вулканизма. Ей соответствует генетический тип нанномергеля с примесью вулканогенного пеплового материала и горизонтальной слоистостью. В составе минеральной части отмечается присутствие в легкой фракции наряду с кварцем значительного количества обломков вулканических стекол, в меньшем количестве содержатся полевые шпаты, глауконит, кальцит, мусковит. В тяжелой фракции наряду с пиритом, турмалином, цирконом, сфеном и пиролюзитом содержатся пироксен и амфибол. Глинистая фракция состоит из смешаннослойных образований монтмориллонит—гидрослюда, гидрослюда—монтмориллонит, хлорит—гидрослюда, а также гидрослюды хлорита, каолинита.

Ранний миоцен и олигоцен (слои 9а—33а) представлен фацией органогенно-глинистых осадков зоны активной переработки донными роющими организмами. Ей соответствуют шесть генетических типов. Слои 9, 10 представляют генетический тип мергеля с примесью алевритового материала светло-зеленовато-серого с ходами илоедов и реликтами горизонтальной слоистости. Слой 11 относится к генетическому типу

нанномергеля диатомсодержащего оливкового цвета с обильными ходами илоедов по горизонтальному наслоению, слоистость — горизонтальная прерывистая. Слои 12, 13 представляют собой отложения генетического типа нанномергеля алевритового темно-оливкового с блеклой текстурой и неравномерно распределенными по слою ходами илоедов, прослоями алевритового материала. Алевритовые частицы угловатые, их расположение подчеркивает горизонтальную слоистость. Участками наблюдаются текстуры взмучивания и оползания. Слои 14а—20а относятся к генетическому типу нанномергеля темно-оливкового с ходами илоедов и примесью мелких раковин пелеципод, располагающихся по горизонтальному наслоению, характерны текстуры взмучивания, оползания и взламывания, наблюдаются реликты горизонтальной слоистости. В интервале слоев 19 и 20 наблюдаются ходы илоедов, по которым развиваются гидроокислы Fe и Mn. Слои 21а—26а относятся к генетическому типу нанномергеля желтовато-зеленого с обилием тончайших прослоев глинистого вещества и ходами илоедов, расположенных по горизонтальному наслоению и косо к нему, присутствуют также и единичные вертикальные ходы. Повсеместно развиты брекчиевидные текстуры взламывания. Слои 27—30 относятся к генетическому типу нанномергеля темно-оливкового цвета с крупными и мелкими ходами илоедов и реликтами первичной горизонтальной слоистости. Слои 31, 32 представляют собой отложения генетического типа нанномергеля серо-зеленого с желтоватым оттенком и неясно выраженной горизонтальной мелкой (неотчетливой) слоистостью, подчеркиваемой прослоями глинистого вещества. Первичная текстура нарушена обилием ходов илоедов, располагающихся по горизонтальному наслоению или под углом к нему. Состав минеральной составляющей в отложениях данной фации довольно однообразный. В составе легкой фракции присутствует главным образом кварц, реже единичные зерна глауконита, мусковита и вулканического стекла. В тяжелой фракции содержатся пирит, циркон и в единичных случаях пиролюзит. В глинистой фракции присутствуют смешаннослойные образования монтмориллонит—гидрослюда и гидрослюда—монтмориллонит, также монтмориллонит, гидрослюда и каолинит. В низах интервала гидрослюда и монтмориллонит отсутствуют.

Верхний эоцен — средний альб (слои 33а—39а) представлен отложениями фации органогенных осадков зоны спокойной седиментации. Ей соответствует генетический тип (слои 33а—37а) известняка светло-серого, участками светло-зеленовато-серого с редкими тончайшими прослоями глинистого вещества, покрытого гидроокислами Fe и Mn с ходами илоедов по горизонтальному наслоению, реже под углом к нему или вертикальными. Вокруг ходов илоедов часто наблюдается окремнение, в единичных случаях по ходам илоедов развит пирит. В легкой фракции присутствуют кварц и мусковит, в тяжелой — пирит, рутил и пиролюзит. Глинистая фракция сложена смешаннослойными образованиями монтмориллонит-гидрослюда и палыгорскитом. Другой генетический тип охватывает слои 38а—39а. Это нанномел глинистый светло-зеленовато-серый горизонтальнослоистый с обилием мельчайших точечных ходов илоедов, в отдельных прослоях наблюдаются изогнутые слойки. Для этого интервала разреза характерно наличие кремнистых агрегатов, приуро-

ченных преимущественно к ходам илоедов. В глинистой фракции присутствуют монтмориллонит, палыгорскит и каолинит.

Альб — поздний апт относится к фации органогенно-глинистых осадков зоны спокойной седиментации и включает три генетических типа осадков. Это генетический тип (слои 40—43) мергеля темно-оливкового с тончайшими горизонтально расположенными прослоями глинистого вещества и кремней с единичными ходами илоедов. В легкой фракции присутствует кварц, в тяжелой — пирит и циркон. В глинистой фракции содержатся палыгорскит, монтмориллонит, смешаннослойные образования гидрослюда—хлорит и в виде следов хлорит. Другой генетический тип (слой 44) — мергель темно-оливковый доломитсодержащий горизонтальнослоистый, с единичными ходами илоедов. Ниже развиты отложения генетического типа нанномергеля (слои 45—47) с редкими горизонтальными и единичными крупными вертикальными ходами илоедов. Вниз по разрезу количество ходов увеличивается. При этом состав минералов легкой и тяжелой фракции аналогичен рассмотренным выше. В глинистой фракции содержатся палыгорскит и монтмориллонит-гидрослюдистые агрегаты.

Таким образом, разрез скв. 369 сложен преимущественно органогенно-глинистыми осадками в различной степени литифицированными. Вниз по разрезу отчетливо проявляется постепенное изменение от нелитифицированных разностей до плотных, полностью литифицированных. Собственно органогенные осадки играют незначительную роль и представлены в верхней части илами, вниз по разрезу постепенно уплотняющимися и переходящими в мел и известняки. Органогенно-глинистые отложения содержат многочисленные ходы илоедов, особенно в средней части разреза. В целом данный разрез по сравнению с другими разрезами 41-го рейса характеризуется более близким положением по отношению к береговой зоне и приурочен к континентальному склону. В процессе осадконакопления наряду с органогенным карбонатным материалом постоянно поступал терригенный материал со стороны Африканского континента. Специфика осадконакопления в пределах континентального склона сводится к следующему. В начальный этап, в меловое время (поздний апт—альб), в условиях относительного мелководья и спокойной седиментации формировались органогенно-глинистые осадки, в дальнейшем перерабатывавшиеся роющими организмами. Для этого этапа характерна ассоциация глинистых минералов с палыгорскитом, монтмориллонитом и монтмориллонит-гидрослюдистыми агрегатами. В последующий этап (кампан—средний эоцен) привнос терригенного материала сократился, что привело к формированию преимущественно органогенных осадков, слабо переработанных донными роющими организмами. При этом возникла ассоциация глинистых минералов с палыгорскитом и смешаннослойными монтмориллонит-гидрослюдистыми образованиями. Весь последующий интервал, охватывающий большую часть интервала разреза (верхний эоцен — низы среднего миоцена), отражает специфику осадконакопления в пределах континентального склона. Осадконакопление происходило одновременно с процессом углубления, на это указывает развитие текстур оползания и смятия. В этот период в пределах крутого склона накапливаются органогенно-глинистые осадки, активно

перерабатывающиеся донными роющими организмами (биогенные текстуры), первичная слоистость сохраняется лишь в виде реликтов. Вверх по разрезу наблюдается некоторое ослабление деятельности илоядных организмов. Формировалась ассоциация глинистых минералов — монтмориллонит—гидрослюда, гидрослюда, каолинит и в ряде случаев монтмориллонит.

Средний—поздний миоцен характеризовался усиленным привносом вулканогенного материала, и в условиях спокойной седиментации формировались прослои, обогащенные вулканическим пеплом. Для указанного периода характерна ассоциация глин монтмориллонит-гидрослюда, гидрослюда, каолинит, реже с примесью палыгорскита и монтмориллонита. В заключительную фазу накапливались исключительно органогенные илы. Таким образом, в целом для процесса осадконакопления в пределах континентального склона характерной чертой является формирование осадков при активной переработке их донными роющими организмами и при привносе материала с континента.

ВЫВОДЫ

Таким образом, проведенное нами всестороннее изучение карбонатных образований интервала разреза от мела до голоцена в пределах восточной части Атлантики вдоль северо-западной оконечности Африки позволило по смене фаций и минерального состава отложений восстановить весь ход и выявить специфику процессов карбонатного осадконакопления в различных структурно-фациальных зонах.

I. На основании анализа фациального состава меловых осадков изученных нами разрезов установлены их относительно мелководный генезис и близость питающей провинции. Установлено, что в меловое время изученные разрезы располагались в относительной близости от Африканского континента. При этом происходил интенсивный привнос терригенного материала со стороны Африканского континента. Относительно мелководные условия сохранялись в пределах континентального склона Северо-Западной Африки до сантона, а в пределах Сьерра-Леоне до палеоцена. В дальнейшем повсеместно имело место углубление бассейна седиментации в связи с общим опусканием региона, на что указывает смена фациальных комплексов в пределах всех изученных разрезов на фации более глубоководных осадков.

2. На основании изучения текстурных признаков и в первую очередь характера слоистости установлено, что динамика осадконакопления не была постоянной. Процессы седиментации осуществлялись в спокойных условиях без влияния донных течений, что приводило к образованию осадков с горизонтальной слоистостью и высокой степенью сортировки. В условиях воздействия донных течений формировались осадки с пологоволнистой мелкой прерывистой и сплошной слоистостью с разными углами наклона слойков. Осадки с косой и косоволнистой одно- и разнонаправленной слоистостью формировались в условиях активной динамики водной среды. Процессы седиментации происходили также при воздействии донных роющих организмов, это привело к образованию осадков с обилием ходов илоедов, текстурами вымучивания и оползания.

3. Для разреза, вскрытого скв. 366 Сьерра-Леоне, установлено на основании изменения фациального состава осадков замещение осадков, обогащенных глинистым веществом, чисто карбонатными осадками, формировавшимися в условиях спокойной седиментации, периодически сменявшихся седиментацией под воздействием слабых течений. Рост собственно поднятия Сьерра-Леоне намечается с позднего эоцена, это отразилось в появлении начиная с указанного времени текстур взмучивания, оползания и обилии ходов илоедов. Процессы седиментации осуществлялись одновременно с ростом поднятия в условиях активной деятельности роющих организмов и при привносе вулканогенного материала.

4. Разрез скв. 369 континентального склона Северо-Западной Африки отражает условия осадконакопления, происходившего одновременно с углублением континентального склона при значительном привносе терригенного материала с континента и при интенсивной переработке осадков донными роющими организмами. Это нашло отражение в появлении органогенно-глинистых осадков, обилии текстур взмучивания, оползания, смятия, и также биогенных.

В результате наших исследований мы пришли к выводу, что метод литолого-фациального анализа полностью применим к глубоководным морским осадкам. Помимо того, главнейшие признаки карбонатных осадков дна океана сопоставимы с признаками карбонатных осадков, развитых на континентах, и карбонатные отложения характеризуются таким же широким набором фаций, как и отложения, развитые на континентах. Особенностью глубоководных участков океана являются резко расчлененный рельеф дна и многообразие различных движений водных масс (конвекция, турбулентность), в том числе и придонных. Вследствие этого условия осадконакопления не могут быть одинаковыми. В разных частях океанического глубоководья образуются различные отложения. Все они наделены главными отличительными чертами осадков глубоководной области океана, но, кроме того, отражают конкретные обстановки седиментации соответствующих участков акватории. Эти типы очень специфичны и не находят прямых аналогов среди фациальных типов субаквальных отложений в области океанического шельфа. В отложениях глубоководной части океана доминируют органогенные осадки. На обширных пространствах океанского дна абиогенная часть осадков бывает представлена лишь таким пелитоморфным глинистым материалом, исключение составляют глубоководные отложения, связанные с переотложенными продуктами разрушения местных вулканических построек или некоторые турбидиты, кристаллолитокласты. Здесь гранулометрия не может служить одним из индикаторов фациальных условий осадконакопления.

Необходимо подчеркнуть, что набор фаций карбонатных осадков несколько более ограничен по сравнению с терригенными отложениями, для которых характерен более широкий набор фаций. Нами показано, что осадки, формировавшиеся за счет планктонных организмов и за счет материала, поступавшего с континента, часто формировались в среде со сходной динамикой.

УДК 552.541

А. И. КОНЮХОВ

ЭВОЛЮЦИЯ КАРБОНАТОНАКОПЛЕНИЯ НА МАТЕРИКОВЫХ ОКРАИНАХ В МЕЗОЗОЕ И КАЙНОЗОЕ

Несмотря на то, что в осадочных разрезах земной коры на карбонаты приходится не более 25%, с ними связана почти половина открытых в пределах современных материковых окраин запасов нефти [Геодекян, Забанбарк, 1986]. Большая часть этой нефти сосредоточена в карбонатных коллекторах позднеюрского, ранне- и позднемелового возраста. Значительные по протяженности участки древних материковых окраин, особенно в полосе древнего Тетиса, на протяжении большей части мезозоя и раннего кайнозоя оставались областями преимущественного карбонатонакопления. За это время здесь сформировались карбонатные толщи мощностью 5—8, в отдельных регионах (Персидский залив) и до 10 км. На других участках аккумуляция карбонатов носила временный характер и была приурочена главным образом к эпохам высокого стояния уровня Мирового океана. Понимание условий, в которых сформировались древние карбонатные толщи, невозможно без анализа обстановок накопления карбонатных осадков на современных окраинах материков.

КАРБОНАТОНАКОПЛЕНИЕ НА СОВРЕМЕННЫХ ОКРАИНАХ МАТЕРИКОВ

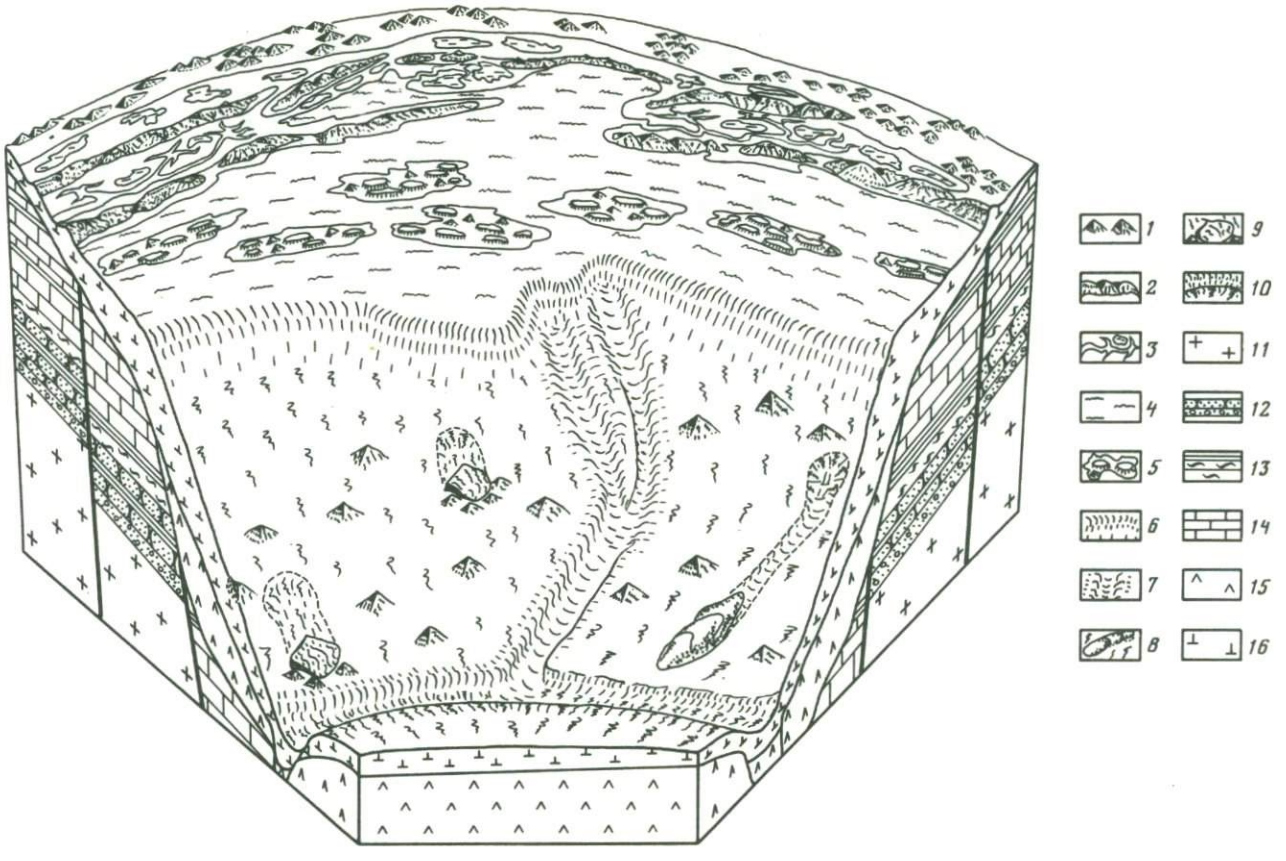
Среди широкой гаммы осадков, получивших распространение на современных материковых окраинах, карбонатные образования отличаются значительным разнообразием. Это биогермные и биоморфно-детритусовые отложения полузамкнутых лагун и приливно-отливных равнин, пляжевые детритусовые осадки и бичроки, разнообразные биогермы, ракушечники и реликтовые оолитовые пески в пределах сублиторали и срединной шельфовой равнины, рифовые барьерные сооружения и фораминиферовые осадки внешнего шельфа, кокколитовые и фораминиферово-кокколитовые илы континентального склона, наконец, карбонатные турбидиты и отложения зерновых детритусовых потоков на континентальном подножии и ложе глубоководных желобов. Многие из перечисленних типов карбонатных осадков формировались в специфических тектонических и ландшафтно-климатических условиях, встречающихся лишь на окраинах определенного строения и генезиса. Наиболее широко карбонатные отложения представлены на пассивных окраинах и в сложнопостроенных зонах перехода от континента к океану, включающих окраинные моря и островные вулканические дуги. Напротив, слабо распространены карбонаты в пределах активных окраин андийского (тихоокеанская окраина Южной Америки) и невадийского (тихоокеанская окраина Северной Америки) типов.

Как известно, не только активные, но и пассивные материковые

окраины неодинаковы по своему строению. Среди них [Конюхов, 1979] выделяются окраины древних пенепленизированных кратонов, окраины эпиплатформенных орогенных поясов и окраины континентальных рифтов или авлакогенов. Особняком стоят переходные зоны в только зарождающихся океанах, например в Красном море и Аденском заливе, где часто происходят землетрясения, а вдоль береговой зоны кое-где еще сохранились остатки вулканических конусов, свидетельствующие о значительной магматической активности в период заложения этих окраин.

Если в целом карбонатонакопление определяется климатическим режимом, то конкретные формы его проявления во многом обусловлены строением и тектоническим состоянием того или иного участка окраины материка. Наиболее спокойными в тектоническом отношении даже в ряду пассивных зон перехода от континента к океану являются окраины пенепленизированных кратонов, что проявляется в существовании низменного, заливаемого приливами побережья и обширной шельфовой площадки (до 350 и даже 500 км шириной), выработанной морем. Здесь в полосе семиаридного и аридного климата накопление карбонатных осадков происходит нередко по всему профилю окраины от берега до подножия. Наиболее показательными в этом отношении являются южные участки атлантической окраины Северной Америки и средиземноморской окраины Африки в полосе Ливии и Египта (Ионическое море). Активная аккумуляция карбонатного материала на приливно-отливных равнинах, отгороженных от моря системой протяженных береговых баров, происходит как на соляных маршах и прорезающих их системах приливных русел и прирусловых валов, так и в постоянно затопленных морскими водами низинах. В основном это тонкоотмученные и переработанные илоедами карбонатные илы. Лишь в прирусловых валах концентрируется грубозернистый карбонатный детрит с обломками ракуши и водорослевых подушек (матов). Сами эти подушки активно развиваются в зоне литорали, но широкое распространение получают только в условиях резко аридного климата. На террасе, заливаемой лишь во время сильных нагонных ветров или сверхприливов, аккумулируются так называемые интеркласты — обломки водорослевых матов щеповидной формы и соли, главным образом сульфаты. На приливно-отливных площадках на побережье Флориды и Луизианы водорослевые маты отсутствуют. Их место здесь занимают мангры либо другие галофиты, поэтому в полосе литорали формируются глинисто-алевритовые карбонатно-терригенные илы, обогащенные органическим материалом.

Для открытого шельфа описываемых переходных зон характерно широкое распространение карбонатно-терригенных и терригенных песков, сложенных раковинным детритом и кварцем с «пустынным загаром». В пределах же срединной шельфовой равнины (глубины 50—120 м) на дне обнажаются реликтовые карбонатные постройки, кое-где засыпанные карбонатными же биоморфно-детритусовыми песками. Эти пески сложены как древним, так и современным детритом, хотя включают и много целых раковин фораминифер, птеропод и др. Подобные осадки получили название амфотерных.


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16

Ближе к краю шельфа на окраине Ливии и Египта в Ионическом море, строение которой показано на рис. 1, начинают преобладать кокколитово-фораминиферовые пелитово-алевритовые илы. Они же переходят на континентальный склон и преобладают в верхней его половине. Эти осадки имеют буровато-коричневый цвет, что свидетельствует об их окисленности и низкой скорости седиментации. Они плохо отсортированы и включают раковинки и обломки птеропод, фораминифер, а также форменные элементы мшанок, морских лилий и кокколитов. Нередко описываемые илы имеют пятнистый облик, что говорит о переработке илоедами. При изучении колонок осадков бросается в глаза удивительное их однообразие, почти полное отсутствие слоистости.

Ниже по континентальному склону карбонатные осадки приобретают более светлый оттенок и становятся постепенно тоньше. Здесь уже меньше раковинного материала (фораминифер и птеропод) и преобладают кокколиты. В колонках появляются признаки слоистости, а в некоторых разрезах присутствуют прослои черного сапропелевого ила и пропластки зеленовато-серых уплотненных пеплов и туфов. Удивляет отсутствие следов гравитационного перемещения осадков на континентальном склоне Северной Африки в Ионическом море.

Другой спектр карбонатных осадков типичен для окраин эпиплатформенных орогенных сооружений. Здесь превалируют гористые берега без приливно-отливных равнин и баров, да и ширина шельфа не превышает 20—85 км. В прибрежной его части много выступов коренных пород, одиночных скал и островов. В низких широтах карбонатные осадки распространены на окраинах эпиплатформенных поднятий особенно широко, что связано с ограниченной поставкой терригенного материала, который накапливается в виде отдельных линз и полос близ устьев рек или временных потоков. Сублитораль и прилегающие участки шельфа в аридных климатических зонах становятся областью развития карбонатных банок, мелких водорослевых и коралловых построек, между которыми залегают карбонатные биоморфно-детритусовые пески. На внешнем шельфе преобладают фораминиферовые осадки, обогащенные глауконитом, пиритом и другими аутигенными минералами. Склон и подножие обычно заняты фораминиферовыми и фораминиферово-кокколитовыми илами либо карбонатно-глинистыми осадками — аналогами мергелей.

С молодыми пассивными окраинами, которые находятся еще на стадии формирования и поэтому подвержены воздействию активных тектонических движений, связано устойчивое погружение внешнего шельфа,

←

Р и с. 1. Блок-диаграмма. Окраина Северной Африки в Ионическом море

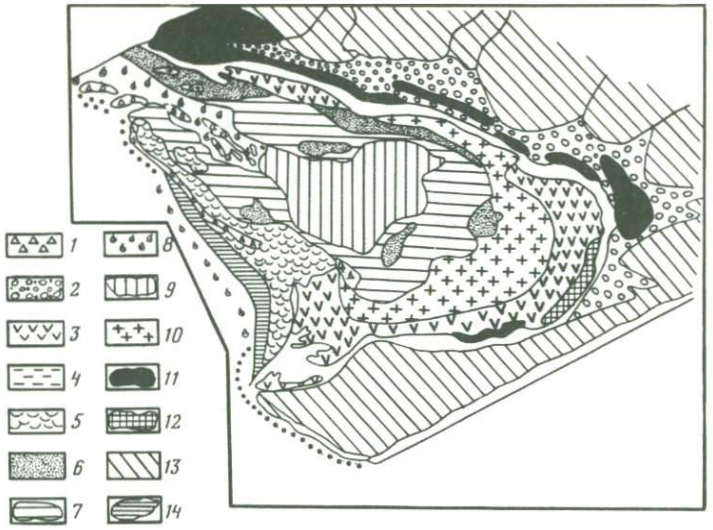
1 — дюны и барханы; *2* — современные и реликтовые береговые бары; *3* — заливаемые участки прибрежной равнины с сетью приливных русел, соляных маршей и неосыхающих в отливы площадок; *4* — обстановки открытого шельфа; *5* — карбонатные банки; *6* — уступ континентального склона; *7* — отмершие каньоны и ложбины на континентальном склоне; *8* — массы стекшего материала (потоки обломков); *9* — мелкие полозни и осыпи; *10* — трог у основания континентального склона; *11* — блоки кристаллического фундамента; *12* — песчаники и конгломераты наземного генезиса; *13* — алевролиты и глины; *14* — известняки; *15* — эвапориты; *16* — карбонатные слаболитифицированные осадки

что создает благоприятный фон для развития рифов. Таковы окраина Австралии в Коралловом море и окраина Южной Аравии в Аденском заливе. Большой Барьерный риф Австралии — наиболее мощное сооружение подобного типа в современную эпоху. Мощность плейстоцен-голоценовых рифовых построек оценивается по данным бурения от 120 до 150 м. В прибрежной части шельфа здесь развиты терригенные осадки: реликтовые пески и глинистые илы [Гинзбург, Джеймс, 1978]. Карбонатная часть представлена раковинами моллюсков. В большинстве своем рифы, входящие в состав Большого Барьерного рифа, занимают среднюю и внешнюю части шельфа. В межрифовых же пространствах накапливаются карбонатные биоморфно-детритусовые осадки.

Интересные условия для накопления карбонатных образований создаются на окраинах поперечных континентальных рифтов в бессточных областях. Этот тип пассивной окраины отличается от других тенденцией к устойчивому прогибанию, которая проявляется даже на зрелых стадиях их существования. К этим относительно узким участкам пассивных материковых окраин приурочены в бессточных областях аридных зон глубоко вдающиеся в сушу заливы, к числу которых принадлежит залив Шарк в Западной Австралии. Здесь в отгороженной от действия штормовых волн акватории формируются как обычные биоморфно-детритусовые карбонатные осадки (пески и илы), так и многочисленные постройки, по форме и происхождению напоминающие древние строматолиты. В зависимости от положения на приливно-отливной площадке различается несколько типов этих строматолитоподобных образований. Каждый из них занимает вполне определенную позицию по отношению к среднему уровню прилива. Подобные уникальные образования описаны только в этом районе [Woods, Brown, 1975]. В занимающей близкую тектоническую позицию лагуне Куронг (Южная Австралия) наряду с водорослевыми матами и другими карбонатными образованиями встречаются сапропелевые осадки, получившие название куронгит. Особенности распространения различных типов осадков в заливе Шарк показаны на рис. 2.

На активных материковых окраинах, к числу которых следует прежде всего отнести тихоокеанские окраины Южной и Северной Америки, карбонатные отложения занимают в целом довольно скромное место. Это преимущественно реликтовые биогермные постройки, а также фораминиферовые пески на участках шельфов в приэкваториальных широтах. Лишь в районе Нижней Калифорнии и кое-где на подножии, входящем в состав окраины штатов Калифорния и Орегон, были выявлены довольно обширные ареалы тонких карбонатных илов. Особое место занимают лагуны Нижней Калифорнии, в том числе Мормона и Охо де Льебре, где благодаря жизнедеятельности синезеленых водорослей и других примитивных организмов формируются водорослевые образования, напоминающие, как и постройки залива Шарк, докембрийские строматолиты. На окружающих лагуны низменных, заливаемых приливами побережьях в небольших междюнных депрессиях происходит садка разнообразных солей.

Слабое распространение карбонатных осадков на активных окраинах в восточной периферии Тихого океана объясняется двумя при-



Р и с. 2. Типы карбонатных и других отложений в лагуне Гамелин Пул (залив Шарк в Западной Австралии [Woods, Brown, 1975])

1 — биоморфно-детритусовые пески (пляжевые валы, дюны); *2* — аллювиальные отложения; *3* — гипсоносные глины; *4* — эвапориты (соли); *5* — ракушечники с арагонитовыми корками; *6* — биоморфно-детритусовые осадки, сложенные обломками строматолитов; *7* — зоны распространения слоистых водорослевых подушек; *8* — ракушечники; *9* — пальцевидные строматолиты; *10* — строматолиты столбчатой и эллипсоидной формы; *11* — отложения формации Бибра (плейстоцен); *12* — оолитовые известняки плейстоценового возраста; *13* — известковые глины формации Тулонг; *14* — подводный структурный порог

чинами: подавлением карбонатонакопления широким выносом из Анд и Кордильер терригенного и в меньшей степени вулканогенного материала и действием вдоль побережий Южной и Северной Америки холодных пограничных течений, а также пассатов, благодаря которым над шельфом и верхней половиной континентального склона многих районов происходит интенсивный подъем глубинных вод (апвеллинг), что приводит к замещению карбонатстроящего планктона кремнестроящим, диатомовым.

В сложнопостроенных зонах перехода от континента к океану, в состав которых вместе с окраинами материков входят окраинные моря и островные вулканические дуги, биогенные карбонатные осадки, напротив, приобретают очень важное значение. Особенно широко они представлены на самих островных дугах, прежде всего остаточных, например подводных хребтах Дайто и Кюсю Палау в Филиппинском море, на островных шельфах Новогебридской островной дуги, Новобританской дуги и других активных и остаточных дугах южной приэкваториальной зоны на западе Тихого океана. На островах, приуроченных к вершинам подводных вулканических хребтов, важнейшим типом карбонатных образований становятся коралловые рифы и производные от них биморфно-детритусовые отложения.

Довольно строгая зональность в распространении биоценозов орга-

низмов с карбонатной функцией отражается не только в четкой географической локализации тех или иных осадков, но и в их минеральном составе. Так, арагонит, характерный для раковин многих моллюсков, скелетных частей коралловых построек и карбонатных выделений ряда широко распространенных водорослей, а вместе с ним и высокомагнезиальный кальцит, которым сложены форменные элементы мшанок и других организмов, преобладают в лагунных и прибрежношельфовых карбонатных осадках. В то же время низкомагнезиальный кальцит локализуется в раковинках фораминифер и форменных элементах кокколитов. Поэтому карбонатные осадки внешних районов материковых окраин, а также абиссальных областей океанов представлены преимущественно низкомагнезиальным кальцитом [Лисицын и др., 1979].

Вышесказанное свидетельствует о том, что каждому типу современных континентальных окраин и сложнопостроенных зон перехода от континента к океану отвечает специфический спектр карбонатных осадков. Лишь некоторые карбонатные образования имеют повсеместное распространение. Таковы, например, фораминиферовые и кокколитовые пески и илы, накапливающиеся в основном в глубоководных частях окраин (внешний шельф, континентальный склон и его подножие). Другие образования, в том числе строматолитоподобные постройки или коралловые рифы, в современном структурном плане занимают весьма определенную и ограниченную позицию: первые приурочены к акваториям глубоко вдающихся в сушу заливов на окраинах поперечных рифтов (заливы Шарк, Куронг и др.) или лагунам на побережье активных окраин в аридных зонах (лагуны Мормона и Охо де Льебре в Нижней Калифорнии), вторые — к молодым пассивным окраинам в Красном море, Аденском заливе и Коралловом море (Большой Барьерный риф Австралии) и к вершинам островных вулканических дуг и подводных хребтов в сложнопостроенных зонах перехода от континента к океану. На других современных окраинах эти образования или не встречаются вообще, или не получают широкого развития. Пеллетовые карбонатные илы, грейпстоуны и оолитовые пески описаны главным образом на приливно-отливных равнинах в береговой зоне окраин пенепленизированных кратонов. Наконец, ракушечники и различные мелкие биогермные постройки, в том числе реликтовые, распространены на окраинах эпиплатформенных орогенных поясов и шельфах внутренних и окраинных морей, приуроченных к зонам с пассивным тектоническим режимом (Черное, Ионическое, Андаманское море).

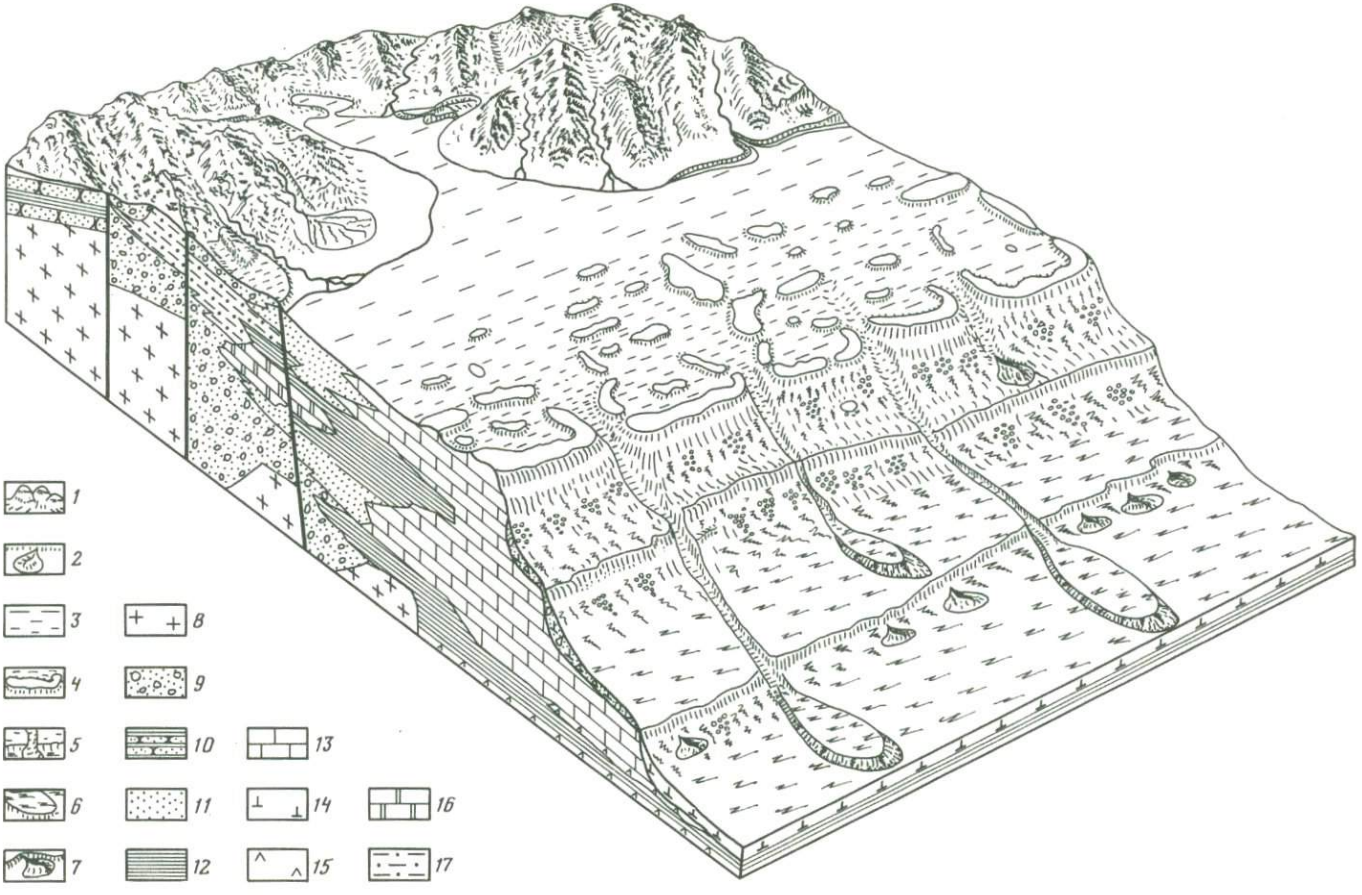
Таким образом, появление специфических типов карбонатных отложений в древних разрезах континентальных окраин может быть использовано в целях палеогеографических и палеотектонических реконструкций.

КАРБОНАТНЫЕ ФОРМАЦИИ НА ОКРАИНАХ МАТЕРИКОВ В МЕЗОЗОЕ И КАЙНОЗОЕ

Карбонатные формации получили широкое распространение в мезозойско-кайнозойской истории пассивных окраин материков. В приатлантических разрезах Африки, Западной Европы и Северной Америки их появлением отмечен юрский период, т. е. время, когда образовались первичные неширокие шельфы, где установились нормальные морские условия. В осадочных разрезах карбонатные отложения залегают либо на мощных соленосных толщах, либо на красноцветных грубообломочных образованиях континентального генезиса. Можно думать, что широкое развитие известняков, мергелей и доломитов отвечает эпохе непосредственного формирования пассивных континентальных окраин, когда оформились протошельф, уступ будущего континентального склона и, возможно, в зачаточной форме подножие. Перепад глубин в пределах этого уступа был еще невелик, поэтому среди юрских подводносклонных образований, а в большинстве своем они представлены карбонатами, разбуренными в Атлантике в рейсах бурового судна «Гломар Челленджер», преобладают гемипелагические и подводнооползневые формы. Отложения мутьевых потоков появляются только в самых верхах юры (оксфорд, титон). К этому времени континентальные склоны стали круче и протяженнее и с них стали сходить подводные лавины [Kelts, Arthur, 1981].

Особенно широко представлены карбонаты мелководного генезиса, вскрываемые разведочными скважинами в пределах прибрежной равнины и шельфа атлантических окраин. В основном это известняки, мергели и доломиты, входящие в состав так называемых карбонатных платформ, иначе говоря древних обширных карбонатных банок, занимавших открытые участки шельфа в областях с засушливым климатом и находившихся вне влияния терригенного сноса с суши. Структурные и текстурные особенности карбонатных пород юрского возраста позволяют идентифицировать среди них ракушечники прибрежных банок, окаймляющие рифы, водорослевые, водорослево-мшанковые и коралловые биогермы лагун и глубоких заливов, бичроки и другие образования (рис. 3).

Примером карбонатных мелководноморских формаций раннего этапа существования пассивных материковых окраин может служить верхнеюрская формация Абенаки, разрез которой изучен при бурении в северных и западных районах бассейна Новой Шотландии (атлантическая окраина Канады). В составе карбонатной толщи мощностью 900—1200 м преобладают водорослевые и оолитовые известняки, переслаивающиеся с глинистыми известняками, песками и глинами. В разрезе выделяются два мегацикла, в составе которых более мелководные образования сменяются относительно глубоководными (фации внешней части шельфа). Это известняки Скатэри и глины Мезейн (мегацикл I), а также известняки Баккаро и известняково-глинистые породы Артимон (мегацикл II). В составе серии Скатери [Eliuk Leslie,


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17

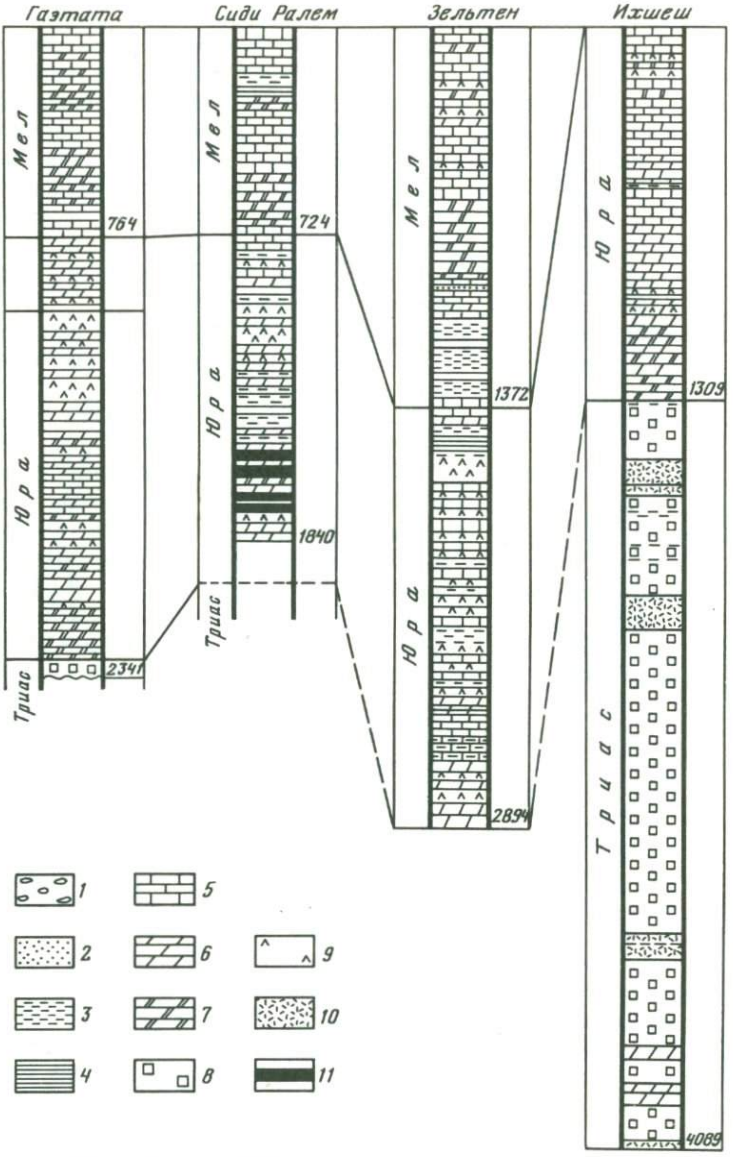
1978] выделяется несколько циклотем, в которых снизу вверх оолитовые известняки сменяются онколитами, а затем крупнозернистыми известняками. Перекрывающие их глины Мезейн, видимо, формировались в неритовых обстановках. Карбонатная толща Баккаро сложена более разнообразными породами: пеллетовыми, оолитовыми и биоморфно-детритусовыми известняками так называемой зарифовой фации. Подобный набор осадков характерен для современных лагун Большой Багамской банки. В юрских известняках обнаруживаются следы выщелачивания, что говорит о периодах осушения значительных участков древних карбонатных шельфов. В сторону суши карбонаты нередко сменяются маломощными дельтовыми отложениями.

На прибрежной равнине Северо-Западной Африки (периконтинентальные бассейны Дуккала, Эссауира, Тарфая-Аюн и Сенегальский) на триасовых солях и красноцветах залегают отложения юрской мергелисто-доломитовой формации, мощность которых в бассейне Эссауира достигает 725 м, а в бассейне Дуккала — 1800 м (рис. 4). На разных уровнях юрская карбонатная толща прослоена сульфатами и карбонатной брекчией, которые свидетельствуют о лагунном генезисе отложений. В бассейне Эссауира описываемые породы подстилаются мощными ангидритами и доломитами триаса, содержащими прослои выветрелых лав и сменяющиеся в верхах разреза галитом. В сторону шельфа юрские лагунные образования замещаются биоморфно-детритусовыми и оолитовыми известняками карбонатных банок и рифов. Мощность этого карбонатного комплекса возрастает в сторону материкового склона до 3—4 тыс. м. На склоне Марокко в районе уступа Мазаган с глубины 3500—4000 м недавно были подняты образцы оксфордских рифовых и мелководных известняков. Край юрского шельфа, таким образом, был выдвинут в океан по сравнению с современным на несколько десятков километров.

В глубоководных районах окраины Северо-Западной Африки (нижняя часть материкового склона и его подножие) разрез нижней части осадочного чехла существенно иной. Мощность чехла резко меняется от 5000—7000 м и более в районе склона до 3500 м в прилегающих районах подножия. В точке 416 глубоководного бурения кровля триасовых эвапоритов располагается по данным геофизики на глубине 3100 м от поверхности дна. В интервале 1800—3100 м залегают, как полагают, терригенно-карбонатные отложения нижней и средней юры: чередование глин, песчаников и алевролитов с известняками и мерге-

Р и с. 3. Блок-диаграмма. Атлантическая окраина Северной Америки в период развития карбонатных платформ в позднеюрскую—раннемеловую эпохи [Конюхов, 1985]

1 — прибрежные хребты эпирифтовых окраин; *2* — пролювиальные конусы выноса; *3* — обстановки открытого шельфа; *4* — барьерные рифы; *5* — уступы, площадки и каньоны на континентальном склоне; *6* — отложения потоков обломков; *7* — мелкие оползни подводные; *8* — породы кристаллического фундамента; *9* — красноцветы; *10* — отложения платформенного чехла; *11* — шельфовые терригенные пески; *12* — глины; *13* — известняки; *14* — карбонатные илы; *15* — эвапориты; *16* — доломиты; *17* — осадки прибрежной равнины



Р и с. 4. Мезозойские карбонатные формации в бассейнах Дуккала и Эссауира на окраине Северо-Западной Африки

1 — конгломераты; *2* — песчаники; *3* — глины; *4* — аргиллиты; *5* — известняки; *6* — доломиты; *7* — мергели; *8* — соли; *9* — ангидриты; *10* — базальты и туфы; *11* — нефтяные залежи

лями (мощность до 1300 м). На забое скважины были вскрыты терригенные турбидиты позднеюрско-неокомского возраста. В других точках глубоководного бурения из этого района, например в точке 367, верхняя юра и неоком представлены переслаиванием пестроцветных известняков с пачками гемипелагических глин (мощность всей толщи 350 м).

Верхнеюрские карбонатные отложения широко представлены и на атлантической окраине Европы. В Лузитанском бассейне Португалии в течение юрского периода сформировалась толща мощностью до 5000 м. Несмотря на значительное разнообразие фациальных типов отложений, преобладающую роль в разрезах играют карбонатные породы мелководного генезиса [Wilson, 1975]. Так, свиты Монтехунто, Вале Верде и Алькобаса сложены известняками, формировавшимися в обстановках приливно-отливных равнин и отшнурованных лагун типа тех, которые существуют ныне в заливах Шарк и Спенсер на побережье Австралии. Пласты крупнозернистых известняков соответствуют в данном случае крупным песчаным барам и устричным банкам, тонкослойчатые известняки — отложениям внутренних частей лагун и приливно-отливных площадок. По латерали известняки сменяются терригенными красноцветами — отложениями аллювиальных равнин и конусов выноса временных потоков.

Верхнеоксфордские известняки и доломиты (первые представлены оолитовыми разностями — реликтами береговых баров, вторые — отложениями приливно-отливных площадок) широко распространены в Пиренеях [Peybernès, 1978]. Пеллетовые известняки и глинистые темноцветные мергели отложились в тех же обстановках в кимеридже. Еще севернее, в Аквитанском бассейне Франции, разрез юрских отложений по данным разведочного бурения на шельфе венчается мощной, до 2000 м толщей доломитов. Последние, вероятнее всего [Bouroullec, Deloffre, 1982], являются перекристаллизованными водорослевыми известняками — матами, формировавшимися в обособленных лагунах типа современной лагуны Гамелин-Пул. Доломиты обогащены сульфидами, содержат мелкие кальцитовые и кремнистые конкреции, а также псевдоморфозы гипса и галита. Многие горизонты брекчированы в результате эрозии.

Береговые уступы в графстве Дорсет (Южная Англия) сложены оолитовыми известняками позднеоксфордского возраста. Они выделяются в качестве серии Осмингтон. Оолитовые известняки переслаиваются в разрезе с глинами и кварцевыми песками и включают линзы биоморфно-детритусовых известняков и водорослевые корки. Многие признаки свидетельствуют о возникновении этой серии в условиях приливно-отливных равнин, отгороженных песчаными (оолитовые пески) барами. Приливные площадки были заселены кремнистыми губками, остатки которых во множестве встречаются в перекрывающих пластах карбонатов.

Особое место среди карбонатных морских образований раннего периода существования пассивных окраин занимают формации рифовых известняков. Предположение о рифовой природе осадочных тел, залегающих на перегибе шельфа или в основании современного конти-

нентального склона атлантической окраины США, было сделано впервые на основании геофизических исследований, выявивших наличие однородных комплексов пород с характеристиками, типичными для карбонатных отложений. Позднее при драгировании уступов в подводном каньоне Хизена к югу от банки Джорджес были подняты образцы нижнемеловых коралловых известняков [Ryan et al., 1976]. При бурении в 43-м рейсе «Гломара Челленджера» на хребте, осложняющем континентальный склон США, были вскрыты мелководные известняки с остатками рудист. Аналогичные рифовые комплексы к настоящему времени прослежены геофизическими методами на глубинах 2000—4000 м под толщей более молодых отложений вдоль всей атлантической окраины Северной Америки, начиная от Ньюфаундленда и до Багамской платформы.

Бурением нескольких параметрических скважин на шельфе США и 10 глубоководных скважин в нижней части склона подтверждено существование почти непрерывного пояса карбонатных платформ не только на атлантической окраине США и Канады, но также в приконтинентальных районах Мексиканского залива до п-ова Юкатан в Мексике. Общая протяженность этого пояса рифовых массивов и карбонатных платформ превышает 8500 км [Jansa, 1981]. В Новошотландском бассейне ширина этого пояса меняется от 20 до 80 км. К югу от мыса Гаттерас она быстро увеличивается до 200 км на плато Блейк и 240 км в окрестностях Багамской банки. Мощность рифовых массивов и платформ сильно колеблется, увеличиваясь от 340 м на Большой Ньюфаундлендской банке до 3300 м в бассейне банки Джорджес и превышает 5000 м на Багамах. Отдельные крупные рифовые массивы в составе мезозойского карбонатного пояса имеют в среднем протяженность около 400 км.

Одной из причин дифференциации этого пояса на банки было выдвигание дельт, перекрывавших отдельные участки шельфа и препятствовавших развитию коралловых построек. Другой причиной могло быть, по мнению Л. Яанза [Jansa, 1981], слишком быстрое погружение на отдельных участках окраины. Более медленный, но постоянный темп погружений благоприятствовал развитию карбонатных банок, которые, как правило, приурочены к крупным выступам палеозойского фундамента. Возраст известняков уменьшается в южном направлении. Формирование рифовых и других массивов началось в раннеюрскую эпоху, после того как завершилась садка эвапоритов (с рэта по геттанг-синемюр в Новошотландском бассейне и бассейне банки Джорджес). С небольшими перерывами карбонатонакопление продолжалось в северных районах атлантической окраины Северной Америки до конца раннемеловой эпохи, когда вследствие регрессии моря рифовые и другие известняки были перекрыты дельтовыми песками на многих участках. В отдельных же районах на атлантическом шельфе США формирование рифовых массивов и накопление сопутствующих карбонатных осадков продолжалось вплоть до альба и турона, а кое-где отмечается даже в сантон-маастрихтское время и в эоцене. Полагают, что внешний край рифовых массивов и карбонатных банок трассирует положение

континентального склона в Атлантическом океане позднеюрско-раннемелового времени.

Наиболее древние осадки, вскрытые глубоководным бурением в Северо-Американской котловине, представлены известняками и глинистыми известняками, залегающими на базальтовом ложе. Кимериджские известняки, перекрывающие оксфордские юрские глины и глинистые известняки, содержат многочисленные фрагменты раковин моллюсков. В них обнаруживаются следы течения и оползания осадков, что позволяет интерпретировать их в качестве склоновых образований либо отложений континентального подножия. Повторное изучение кернов глубоководного бурения позволило выявить в толще пестроцветных оксфорд-кимериджских известняков горизонты с градационной слойчатостью, что заставляет относить их к турбидитам [Kelts, Arthur, 1981]. Выше они сменяются серыми известняками неокомского возраста.

Разрастание карбонатных платформ и развитие рифовых комплексов происходило на фоне эрозии и пенепленизации орогенных сооружений, опоясывавших окраины со стороны суши. Образовавшийся обломочный материал в основном в виде песка выносился на прибрежную равнину, прилегающие участки шельфа и в вершины морских заливов.

Таким образом, в течение длительного времени и на громадных пространствах в зонах перехода, окружавших неширокую в то время впадину Атлантического океана, господствовали близкие условия седиментогенеза. Здесь формировались карбонатные осадки мелководно-морского, а на склонах и подножии — относительно глубоководного генезиса. Впоследствии эти толщи частично были выведены на поверхность и подверглись денудации. Однако большая часть карбонатных образований погребена под более молодыми осадками и образует во многих районах континентальный склон современных пассивных окраин.

Преимущественно карбонатные формации перекрывают соленосные и терригенные толщи и на других, более молодых по возрасту окраинах в Атлантическом океане. На ангольском участке окраины Африки — это альб-сеноманские известняки формации Пинда, развитые в районе современного шельфа и прибрежной равнины. В сторону суши они замещаются континентальными песчаниками Вермела, в сторону океана — глинами Мойта-Сека. На окраине Габона и Камеруна позднеаптские соли перекрыты альбскими морскими известняками, содержащими редкие прослои гипсов и ангидритов. Таким образом, широкое распространение карбонатных формаций на ранних этапах развития атлантических окраин наряду с континентальными красноцветами и эвапоритами представляется закономерным. Вместе эти три геогенерации составляют последовательный формационный ряд, типичный для нижнего структурного этажа, который выделяется в осадочном чехле большинства пассивных окраин материков.

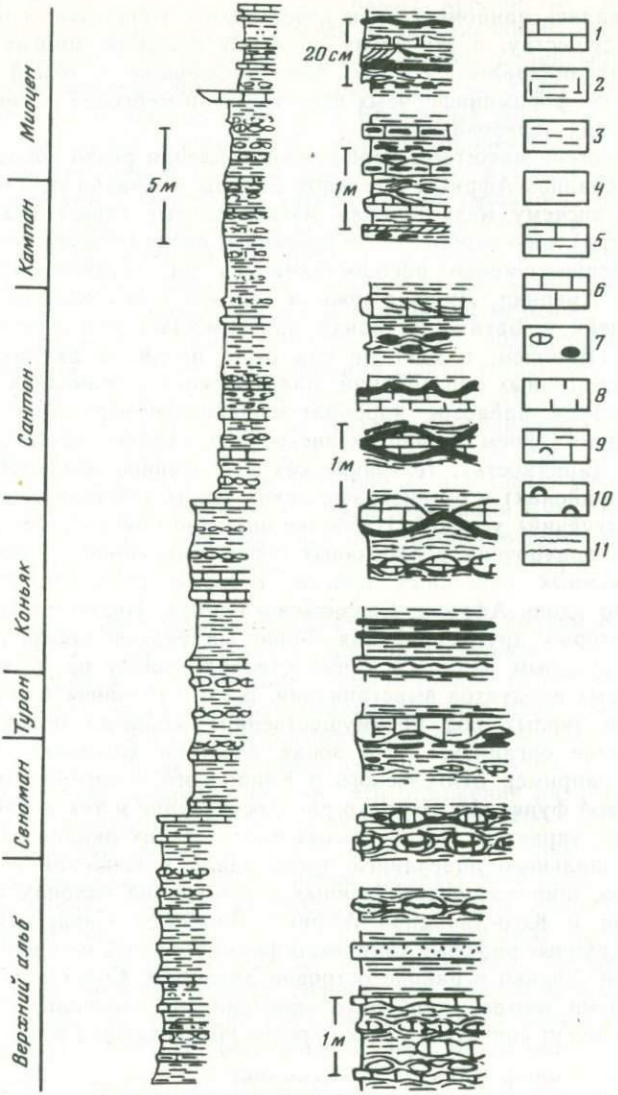
Начиная с раннего мела в разрезах пассивных окраин материков широкое распространение получили терригенные морские и дельтовые отложения. Однако на отдельных участках продолжали формироваться карбонаты. Так, в марокканских периконтинентальных бассейнах бу-

рением вскрываются доломиты и известняки нижнего мела, мощность которых составляет от 500 до 700 м. Ареалы развития карбонатных пород разделены комплексами палеодельтовых отложений. Если в самой дельте это песчаники и алевролиты, прослоенные глинами, то уже продельтовые фации нижнего мела представлены глинисто-карбонатными осадками, главным образом мергелями. На участках, удаленных от палеодельт, в разрезах древнего континентального склона и подножия преобладают розовые и кремовые известняки с пластами глин.

Преимущественно терригенная седиментация на пассивных окраинах в раннемеловую эпоху была связана со значительным падением уровня океана и локальным омоложением рельефа. Лишь на окраинах в полосе древнего Тетиса в условиях резко аридного климата продолжалась аккумуляция карбонатов, в том числе образование биогерм и накопление биоморфно-детритусовых осадков. Примером толщи, сложенной рудистовыми и водорослевыми известняками со следами растворения и выщелачивания, может служить нижнемеловая формация Шуэйба, являющаяся вместилищем крупных залежей углеводородов в южных районах Персидского залива.

В апт-альбское время на смену терригенным выносам палеодельт и подводных конусов выноса раннего мела пришли серии «черных» глин или известняков с доломитами, обогащенные органическим веществом (ОВ). Эти образования вскрыты при бурении с «Гломара Челленджера» на многих участках континентальных склонов и подножий в Центральной и Южной Атлантике [Боголюбова, Тимофеев, 1980; Конюхов, 1985]. В одних разрезах пачки глинистых или глинисто-карбонатных отложений, содержащих от 2—3 до 32% $C_{орг}$, сменяются чисто карбонатными, известняково-доломитовыми, в других — терригенными, песчано-алевритовыми образованиями, отложенными в условиях высокой подвижности водной среды. Подобные осадки накапливались как в глубоководных, так и в прибрежношельфовых обстановках. Примером последних могут служить верхнесеноманские и туронские отложения в бассейне Тарфая-Аюн. Это слоистые битуминозные мергели, содержащие пласты известняков и кремнистых пород, а также горизонты с кальцитовыми и кремнистыми конкрециями. Мощность битуминозных мергелей и подстилающих сеноманских известняков и песчаников достигает 80 м [Einsele, Wiedmann, 1982]. Выше они сменяются алевритистыми глинами, мергелями и биоморфными известняками сантон-кампанского возраста (рис. 5).

Надо отметить, что позднемеловая эпоха — время крупнейших трансгрессий, которые ознаменовались почти повсеместным накоплением карбонатов на пассивных материковых окраинах. Это главным образом тонкозернистые нанноилы, с которыми во многих районах связано образование писчего мела. В Парижском бассейне период формирования мелов, начавшись в сеномане, закончился в позднем кампане. В Португалии в то же время происходила аккумуляция биоморфно-детритусовых известняков с преобладанием обломков рудист, а в эпиконтинентальных бассейнах Западной Африки — пестроцветных мергелей и окремнелых или доломитизированных известняков. На материковом подножии Западной Сахары в коньяк-маастрихтское время



Р и с. 5. Разрез верхнемеловых отложений в бассейне Тарфая-Аюн [Einsele, Wiedmann, 1982]

1 — известняки; *2* — песчаники; *3* — глины; *4* — битуминозные мергели; *5* — битуминозные известняки; *6* — окремнелые породы; *7* — карбонатные стяжения; *8* — кремнистые конкреции; *9* — глинистые или кремнистые известняки; *10* — скопления битуминозных веществ; *11* — прослои кремней

формировались нанномергели и известняки с горизонтами порцелланитов. По существу, в эту эпоху по всему профилю многих пассивных окраин накапливались осадки, принадлежавшие к одной формации: кокколитово-фораминиферовых известняков и мергелей — типично гемипелагических образований.

В палеогене масштабы карбонатонакопления резко сократились. На многих окраинах Африки, Западной Европы и Аравии на смену известнякам и писчему мелу пришли магнезиальные глины (палыгорскиты и сепиолиты) либо карбонатно-терригенные пески с глауконитом. Последние особенно широко распространились на атлантической окраине Северной Америки. Лишь в южном секторе этой окраины на широте плато Блейк и Багамской банки продолжалась садка известняков и мергелей. Впрочем, в миоцене она была прервана аккумуляцией все тех же хемогенных образований: палыгорскита и сепиолита.

В позднем кайнозое карбонатонакопление определялось уже не столько положением уровня океанских вод, сколько сочетанием климатических (аридность), тектонических (устойчивое воздымание в прибрежных районах) и океанографических (зоны действия теплых поверхностных течений) условий. Наиболее широкие пояса карбонатонакопления были приурочены в пассивных переходных зонах к окраинам эпиплатформенных орогенных поясов, которые располагались преимущественно вдоль Африки, Бразильского щита, Индостанского кратона и в некоторых других районах. Гористый рельеф побережья в сочетании с аридным климатом препятствовал выносу на шельф и склон терригенных продуктов выветривания. В этих условиях в зонах распространения теплых вод преимущественное развитие получали карбонатстроящие организмы, а в зонах действия холодных пограничных течений, например Бенгельского и Канарского,— организмы планктона с кремневой функцией. Нередко распространение и тех и других носило мозаичный характер. В дистальных частях таких окраин за пределами зон регионального апвеллинга преобладало накопление кокколитовых нанноилов, широко представленных в неогене на склонах и подножии Восточной и Юго-Западной Африки, Западной Сахары и в других местах. Крупные рифовые комплексы формировались на внешнем шельфе Восточной Африки в районе островов Занзибар, Сокотра и др. Однако глобальными эпохами карбонатонакопления на пассивных материковых окраинах могут считаться только средне-позднеюрская и позднемеловая.

КАРБОНАТНЫЕ ФОРМАЦИИ НА АКТИВНЫХ ОКРАИНАХ МАТЕРИКОВ В МЕЗОЗОЕ И КАЙНОЗОЕ

Роль карбонатных отложений в разрезах активных окраин различного типа далеко не одинакова. Так, они занимают важное место среди мезозойских формаций андийских окраин (тихоокеанская окраина Южной Америки) и весьма скудно представлены на окраинах невадийского типа (тихоокеанская окраина Северной Америки).

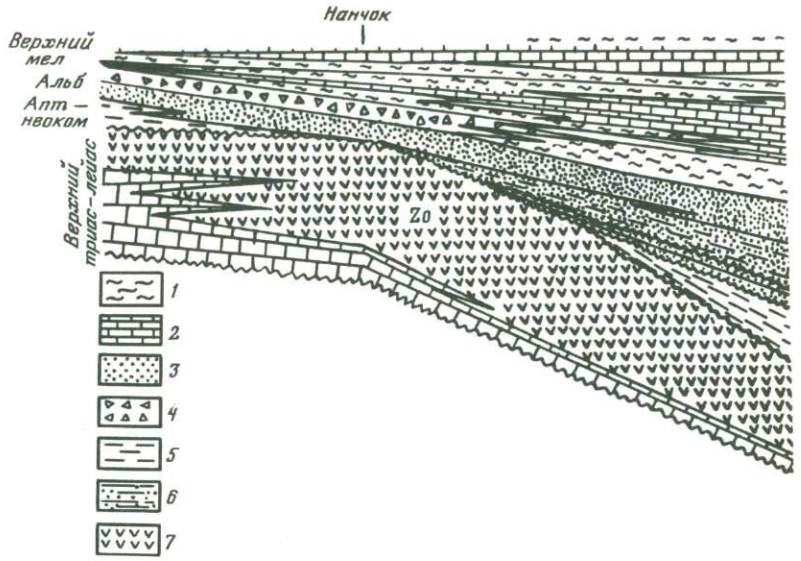
В перуанском секторе Анд карбонаты явно преобладали на триас-юрском этапе развития. Примером могут служить отложения группы

Пукара. В нижней части — это массивные кремнистые известняки норийско-рэтского возраста, в верхней — битуминозные аргиллиты и известняки лейаса. В аргентино-чилийском секторе андийской окраины карбонатные отложения получили распространение лишь в так называемых миогеосинклинальных прогибах Восточных Анд, где они представлены известняково-мергелистой толщей раннеюрского возраста (500 м), известняками и глинами средней юры, а также битуминозными известняками и мергелями титон-неокома (мощность до 800 м).

После длительного перерыва в средне- и позднеюрскую эпохи карбонаты вновь появляются на окраине Перу в неокомское время. В пределах так называемого Западно-Перуанского трога, занимавшего внутренние прибрежные районы андийской окраины в мезозое, известняки и переслаивающиеся с ними аргиллиты имеют поздневаланжинский возраст и выделяются здесь как формация Санта (мощность несколько сот метров). Их распространение ограничено в основном восточной половиной трога, причем в южном секторе преобладают биоморфно-детритусовые известняки, тогда как в северном — серые аргиллиты, содержащие прослои известняков [Cobbing et al., 1981]. Описываемые отложения перекрываются ортокварцитами формации Чиму (дельтовый комплекс) и, вероятно, накапливались в солоноватоводной обстановке. В районе г. Лима известняки имеют неоком-аптский возраст (формация Атоконго).

Наиболее широкое развитие карбонатные породы получили в позднемеловую эпоху. С этим временем в Западно-Перуанском троге и бассейне Понгос связано формирование 2800-метровой толщи известняков и терригенных кластических образований, имеющих позднеальбско-сантонский возраст. Нижней части рассматриваемого комплекса отвечают глинистые конкреционные известняки группы Пуюикана, прослоенные песчаниками и известковыми глинами. Эти отложения развиты на всей территории Северного Перу и достигают мощности 400—600 м. Выше в разрезе залегают коричневые и бурые глины с многочисленными горизонтами конкреционных известняков. Возраст этой серии — позднесеноманский-раннетуронский, мощность около 1000 м. Известняки входят в состав группы Отуско, где они слагают нижнюю часть разреза (известняки Кахамарка). Это серые или коричневые скрытокристаллические тонкослойчатые породы, содержащие обильную фауну фораминифер и гастропод, согласно которым их возраст определяется как средне-позднетуронский. В Центральном Перу место описанных выше позднемеловых образований занимают отложения формации Юмаша (рис. 6), которые представлены биоморфно-детритусовыми известняками и доломитами общей мощностью до 1000 м [Cobbing et al., 1981]. На окраинах андийского типа карбонатные породы вообще в большинстве своем имеют биогенное происхождение. Хемогенные разности описаны только в разрезе оксфордских эвапоритов из восточных районов Аргентино-Чилийской геосинклинали. Это доломитовые известняки, перемежающиеся с гипсом, ангидритом и глинами.

В молодых кайнозойских отложениях, приуроченных к районам современного перуанского шельфа, морские карбонатные осадки представлены весьма скудно. Зато в межгорных впадинах Анд встречаются



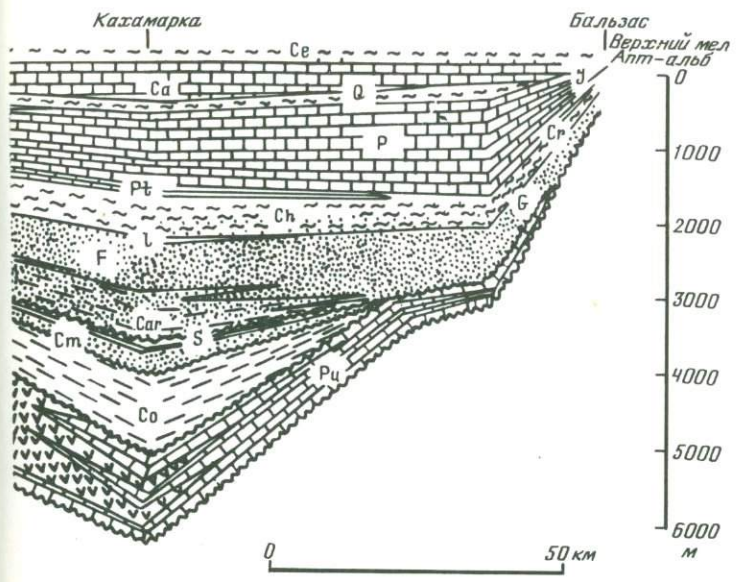
Р и с. 6. Осадочные и вулканогенно-осадочные формации мезозойских отложений в Западно-Перуанском троге [Cobbing et al., 1981]

1 — алевролиты и алевритовые аргиллиты; *2* — карбонатные породы; *3* — песчаники морские; *4* — конгломераты и брекчии; *5* — аргиллиты; *6* — песчаники и алевролиты дельтового происхождения; *7* — вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования; *Zo* — отложения группы Занья; *Pu* — отложения группы Пукара; формации: *Cm* — Чиму, *Ch* — Чулек, *Car* — Каруаз; *Co* — Чикама, *F* — Феррат: *I* — Инка, *Pt* — Париатамбо, *G* — Гойярискизга, *S* — Санта, *P* — Пуюикана, *Q* — Календин, *Ca* — Кахамарка, *Y* — Юмаша, *Ce* — Калипуе'

пресноводные озерные известняки, нередко вместе с диатомитами. Так, в районе оз. Чоклокоча озерные известняки переслаиваются с горизонтами туфов, туфобрекчий и лавами.

На тихоокеанской окраине Центральной Америки, если судить по результатам глубоководного бурения с «Гломара Челленджера» в 67-ом рейсе, карбонатные осадки не играют сколько-нибудь значительной роли. Они были встречены лишь в глубоководном желобе, где перекрываются турбидитами плейстоцена. В основании борта этого желоба были разбурены известняки миоценового возраста.

Таким образом, карбонатонакопление на андийских окраинах было ограничено мезозоем, причем основные самые мощные толщи карбонатов сформировались в позднемеловую эпоху — время крупнейших трансгрессий. По мере же роста горно-складчатой системы Анд карбонаты вытеснялись из спектра осадочных образований и появлялись лишь эпизодически в межгорных впадинах и на отдельных участках глубоководных желобов. Их место на шельфе, склоне и прибрежной равнине заняли терригенные, вулканогенные и кремнистые образования [Конюхов, 1983]. Подобное распределение осадочных пород и комплексов в разрезах андийских окраин связано с особенностями их геологической истории: карбонаты накапливались преимущественно на ста дии существования островной вулканической дуги, заложившейся на



континентальном субстрате. Когда же мощнейшие напряжения сжатия на границах двух плит (южноамериканской и тихоокеанской) привели к воздыманию сначала отдельных хребтов, а затем горных цепей Анд, условия для формирования карбонатов на андийских окраинах стали неблагоприятными.

На тихоокеанской окраине Северной Америки (невадийский тип активной окраины материка) карбонатные толщи известны только в раннемезозойских разрезах. Для позднемезозойского и кайнозойского этапов ее развития карбонатные образования были совершенно нехарактерны [Конюхов, 1983]. В мощнейших разрезах верхней юры, нижнего и верхнего мела, палеогена и неогена карбонатные породы не формируют значительных по мощности пачек, а тем более самостоятельных формаций. Эти отложения наряду с угленосными и соленосными образованиями аккумулировались вне окраины невадийского типа во внутренних впадинах (бассейнах) Кордильер, примером которых может служить бассейн Юинта, в выполнении которого значительная роль принадлежит карбонатным породам и эвапоритам, слагающим, например, формацию Грин Ривер.

В западной периферийной части Тихого океана, где расположены активные окраины островодужного типа, распространены преимущественно молодые кайнозойские осадки. Это обусловлено относительной молодостью всех современных островодужных зон, формирование которых было связано с раздвиговыми процессами и образованием окраинных морей. Глубоководное бурение, проведенное во многих окраинных морях и на обрамляющих их вулканических островных дугах, показало, что здесь развиты весьма разнообразные отложения, но прежде всего вулканогенные и терригенные. Биогенные отложения в полосе Японской, Курильско-Камчатской и Алеутской островных дуг представлены

преимущественно кремнистыми разностями, главным образом диатомитами. Карбонатные осадки получают широкое распространение только в субтропических и тропических широтах, причем основными ареалами их являются вершины и склоны остаточных хребтов — древних вулканических дуг, утративших активность. Так, в системе Идзу-Бонинской и Марианской островных дуг карбонаты преобладают только в разрезах, вскрытых на южной оконечности подводного хребта Дайто (скв. 445 глубоководного бурения) и на вершине хребта Кюсю-Палау (скв. 448). В остальных районах, в том числе на самой Марианской дуге, на ее склонах и в глубоководном желобе карбонаты остаются второстепенными компонентами осадков [Nagel et al., 1982]. Здесь преобладают вулканокластические осадки. Лишь позднему олигоцену в разрезе скв. 459 отвечают мелоподобные известняки, сформировавшиеся в период относительно слабой вулканической активности. Карбонатные комплексы в островодужных зонах перехода от континента к океану сложены в основном рифовыми известняками и продуктами разрушения рифов, мелоподобными осадками или нанноилами. Первые характерны для вершин и склонов подводных поднятий и хребтов, вторые — для окружающих их котловин.

На примере Филиппинского моря можно видеть, как по мере удаления от собственно материковой окраины Азии в разрезах осадков все большую роль начинают играть вулканогенные образования, формирующие уже не только отдельные горизонты и пачки, но и целые толщи. В регионах, подобных филиппиноморскому, почти весь спектр осадочных образований определяется вулканической активностью и лишь в периоды ее ослабления на первый план выступали биогенные, кремнистые или карбонатные осадки. Существенно терригенные отложения в виде турбидитов и гемипелагических глин приурочены к тыловым районам обширной зоны перехода между континентом и океаном. В Филиппинском море это впадина Сикоку и шельф Восточно-Китайского моря.

Таким образом, карбонатонакопление на активных материковых окраинах в мезозое и кайнозое было весьма ограниченным. Им ознаменовались лишь начальные фазы развития андийских и в определенной степени невадийских окраин и поздние стадии формирования островодужных переходных зон, когда их эволюция приводила к появлению эшелонированной системы подводных вулканических хребтов, разделявших относительно обширные и мелководные впадины окраинных морей. На андийских и невадийских окраинах карбонаты представлены преимущественно биоморфно-детритусовыми отложениями мелководных банок и подводных частей пляжей, в островодужных зонах — рифовыми комплексами вершин подводных поднятий и гемипелагическими нанноилами на склонах этих поднятий и в примыкающих котловинах.

ЭВОЛЮЦИЯ КАРБОНАТОНАКОПЛЕНИЯ НА ОКРАИНАХ МАТЕРИКОВ В МЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКОЕ ВРЕМЯ

Как видно из приведенных выше данных, аккумуляция карбонатов на окраинах материков — процесс резко менявшийся по масштабам как во времени, так и в пространстве. Не подлежит сомнению, что основной ареной карбонатонакопления в мезозое и кайнозое оставались пассивные окраины. При этом главной фазой этого процесса следует считать позднемезозойское время. Именно между средней юрой и концом позднего мела—палеогена сформировались наиболее мощные карбонатные комплексы материковых окраин. Рассмотрим наиболее распространенные типы карбонатных отложений. Прежде всего это рифовые и банковые известняки: коралловые, рудистовые и водорослевые, с которыми связана наиболее важная разновидность карбонатных коллекторов, способных вмещать залежи нефти и газа.

Большинство крупных рифовых сооружений в мезозое и кайнозое формировались в зонах перехода от континента к океану. В плейстоцене активно развивались рифы на окраине Южной Аравии и Восточной Австралии (Большой Барьерный риф Австралии); в неогене — крупные рифовые сооружения на окраинах Восточной Африки (о-в Занзибар и др.) и Индостана; в палеогене — рифовые комплексы на краю Бразильского щита; в позднем мелу — рифы и банки на окраинах Северной (Алжир, Тунис, Ливия) и Западной Африки (Ангола). Однако наиболее активным рифостроительством и разрастанием так называемых карбонатных платформ (по существу, крупных карбонатных отмелей или банок с отдельными рифами и другими биогермами) на пассивных окраинах был отмечен период с поздней юры до неокома-апта включительно, когда по обеим сторонам Атлантики, от Ньюфаундленда до Багамской банки и далее до банки Кампече в Мексиканском заливе, а также на окраинах Южной Англии, Аквитании, Португалии и Северо-Западной Африки формировались мощные карбонатные платформы, ставшие впоследствии важнейшим комплексом, образующим во многих районах уступ современного континентального склона. Развитие рифов и парагенетически связанных с ними фаций происходило в это время и на южных окраинах Тетиса, в частности на северном склоне Аравийского щита (современный Персидский залив). Для активных окраин андийского и невадийского типов рифовые сооружения были нехарактерны. Лишь в островодужных зонах перехода на подводных вершинах хребтов и кое-где на краю материкового шельфа развивались рифовые сооружения и атоллы. Таковы, например, окаймляющие рифы Новой Гвинеи и Новой Каледонии, а также рифовые комплексы на вершинах многих подводных гор в периферийной зоне на западе Тихого океана.

Анализ истории современных пассивных окраин показывает, что интенсивное развитие биогермных сооружений, в том числе рифов, на открытом шельфе было типичным лишь для ранних этапов их эволюции, с которыми было связано устойчивое и относительно быстрое опускание континентальных и островных террас. Наиболее благоприятными оставались аридные и семиаридные зоны с гористым рельефом

побережья (эпиплатформенные поднятия), что препятствовало выносу с суши в больших количествах тонкой глинистой взвеси, губительной для коралловых рифов и других биогерм. На стадии «зрелой» континентальной окраины темп прогибания шельфов значительно замедляется, а течения разносят тонкую глинистую взвесь вдоль края континента, поэтому рифостроительство и развитие карбонатных платформ здесь почти прекратилось.

Судя по частоте встречаемости в юрских и раннемеловых разрезах карбонатных образований, связанных с приливно-отливными обстановками и обстановками полузамкнутых лагун, на ранних этапах эволюции пассивных окраин материков были широко распространены участки побережья с сильно изломанной береговой линией. Здесь вне активного воздействия штормовых волн формировались строматолитовые, водорослевые и другие биогермные постройки, долгое время существовали ракушечные банки, а также отмели, на которых накапливались при мягкой ажиатации среды оолитовые пески и так называемые грейпстоуны. Все вместе эти карбонатные осадки образовали комплексы карбонатных платформ.

В позднемеловую эпоху, когда береговые линии на многих окраинах отодвинулись далеко в глубь континента, преобладающее развитие получили тонкие карбонатные нанноилы, послужившие основой для мелоподобных тонкозернистых известняков. В палеогене в пределах материковых окраин широко распространились фораминиферовые осадки. Меньшую роль играли ракушечники и другие биоморфные и биоморфно-детритусовые образования. В неогене, когда произошла дифференциация пассивных окраин на современные типы, спектр карбонатных образований стал более разнообразным, а их локализация весьма определенной и близкой к современной.

В заключение следует отметить, что глобальными эпохами карбонатонакопления на окраинах материков были позднеюрская и позднемеловая. Первая, однако, почти не проявилась на андийских окраинах, а вторая — в зонах перехода невадийского типа. Широкому распространению карбонатов на окраинах материков в позднем мезозое способствовал общий подъем уровня океана и специфические тектонические и климатические условия, в дальнейшем уже не встречавшиеся в столь благоприятном сочетании.

ЛИТЕРАТУРА

Боголюбова Л. И., Тимофеев П. П. Состав органического вещества «черных сланцев» котловины Зеленого Мыса (Восточная Атлантика) и их нефтематеринский потенциал // Литология и полез. ископаемые. 1978. № 5. С. 3—17.

Геодекян А. А., Забанбарк А. Геология и размещение нефтегазовых ресурсов в Мировом океане. М.: Наука, 1986. 186 с.

Гинзбург Р. Н., Джеймс Н. П. Голоценовые карбонатные осадки континентальных шельфов // Геология континентальных окраин. М.: Мир, 1978. Т. 1. С. 156—178.

Конюхов А. И. Типы материковых окраин и зон перехода от континента к океану // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1979. № 3. С. 5—18.

Конюхов А. И. Мезозойские и кайнозойские геоформации на активных окраинах материков в Тихом океане // Осадочные бассейны и их нефтегазоносность. М.: Наука, 1983. С. 199—217.

Конюхов А. И. Органическое вещество в мезозойско-кайнозойской истории Атлантики // Органическое вещество современных и ископаемых осадков. М.: Наука, 1985. С. 85—95.
Лисицын А. П., Емельянов Е. М., Ельцина Г. Н. Геохимия осадков Атлантического океана: Карбонаты и кремнезем. М.: Наука, 1979. 136 с.
Bouroullec J., Deloffre R. Les paléosebkhas du jurassique terminal en Aquitaine (SW-France) // Bull. cent. rech. explor.-prod. Elf-Aquitaine. 1982. Vol. 6, N 1. P. 227—255.
Cobbing E., Pitcker W., Wilson J. et al. The geologie of the Western Cordillera of Northern Peru // Oversea memoir. 1981. N 5. 143 p.
Einsele G. Wiedman J. Turonian black shale in the Maroccan Coastal basins: first upwelling in the Atlantic Ocean? // Geology of the N.-W. African continental margin., B. 1982. P. 396—414.
Eliuk Leslie. The Abenaki formation, Nova Scotia shelf, Canada — a depositional and diagenetic model for a mesozoic carbonate platform // Bull. Can. Petrol. Geol. 1978. Vol. 26, N 4. P. 484—514.
Jansa L. F. Mesozoic carbonate platforms and banks og the Eastern North American margin // Marine geology. 1981. Vol. 44. P. 97—117.
Kelts R., Arthur M. Turbidites after ten years of deep-sea drilling — wringing out the mop? // SEPM spec. publication. 1981. N 32. P. 97—127.
Nagel U., Müller G., Shumann D. Mineralogy of sediments cored during DSDP legs 58—60 in the north and south Philippine sea // Init. repts DSDP. Washington: D. C., 1982. Vol. 60. P. 415—453.
Peybernès B. Dans les Pyrénées is la paléogéôgraphie antécénomanienne inferme la théorie d'un coulissement senestre de plusieur centaines d2 kilomètres le long de la „faille nord — pyrénéenne" des auteurs // Bull. Soc. Geol. France. 1978. Vol. 20, N 5. P. 701—708.
Ryan W., Sibuet J., Arthur M. et al. Passive continental margin // Geotimes. 1976. N 10. P. 21—24.
Wilson R. C. Some exemples of shoaling deposits from the Upper Jurassic of Portugal // Tidal Deposits. Berlin; N. Y., 1975. P. 363—371.
Woods P., Brown R. Carbonate sedimentation in an arid zone tidal flat, Nilemah Embayment, Shark bay, Western Australia // Tidal Deposits. Berlin; N. Y., 1975. P. 215—232.

УДК 552.5:551.7(26)

Д. К. ПАТРУНОВ

ЮРСКИЕ КРАСНЫЕ ЖЕЛВАКОВЫЕ ИЗВЕСТНЯКИ С АММОНИТАМИ (ФАЦИЯ «АММОНИТИКО-РОССО») ОТ ВОСТОЧНЫХ КАРПАТ ДО ЗАПАДА ЦЕНТРАЛЬНОЙ АТЛАНТИКИ

Красные желваковые известняки, известные как фация «аммонитико-россо», являются весьма характерными для мезозоя южных областей Европы с альпийской складчатостью. Многие сотни лет они привлекали внимание как отделочный камень, а с середины прошлого века в связи с развитием геологии стали популярным объектом научных исследований, так или иначе касавшихся основных их атрибутов —

желваковой текстуры, цвета, фаунистических остатков. Одним из первых исследователей этих известняков был Цигно [Zigno, 1850], впервые описавший их как «аммонитовые красные известняки» из Вероны на севере Италии. Среди тех, кто создал фундамент современных представлений об этом типе карбонатных отложений, встречаются имена таких известных геологов, как Люка [Lucas, 1955 и др.], Холлман [Hollman, 1962], Хэллем [1978; Hallam, 1967], Дженкинс [Jenkyns, 1974] и др. Особый вклад в понимание геологической сущности фации «аммонитико-россо» сделан французским тектонистом Жаном Обуэном [Aubouin, 1963, 1967; Обуэн, 1967]. Интерес тектониста к «аммонитико-россо» обусловлен чрезвычайно высокой информативностью этой «фации» о раннегеосинклинальной стадии формирования альпийского складчатого пояса. В ходе глубоководного бурения в океанах обнаружилось, что глинистые известняки типа «аммонитико-россо» являются наиболее древними отложениями океанического осадочного чехла. Они были встречены в Центральной Атлантике, первоначально в ее западной части, что стимулировало ряд исследований, затрагивающих сравнительный анализ этих известняков с их аналогами в европейских альпидах [Bernoulli, 1972; Bourbon, 1978; и др.]. В связи с проблемой общности начальной стадии океанического развития у Тетиса и Северной Атлантики обратился к историко-геологическому значению фации «аммонитико-россо» и автор, располагая материалами по Центральной Атлантике и Восточным Карпатам.

ФАЦИЯ «АММОНИТИКО-РОССО»

Известняки и мергели «аммонитико-россо» ассоциируются с офиолитами и радиоляритами (европейское Средиземноморье) или развиваются на базальтовом ложе (Центральная Атлантика), что позволяет связывать их образование с периодами растяжения дна и формирования океанической коры. В альпидах «аммонитико-россо» находится обычно между нижележащими шельфовыми, нередко доломитизированными карбонатными толщами или вулканитами и вышележащими относительно однообразными пелагическими известняками и карбонатно-глинистыми отложениями. Эти соотношения могут осложняться ассоциацией «аммонитико-россо» с радиоляритами. Верхнеюрские фации «аммонитико-россо» в европейском Средиземноморье и в Центральной Атлантике сменяются вверх по разрезам также очень характерной, неокомской фацией пелагических светло-серых микритов с кремнями — «майоликой».

В петрографическом отношении фация «аммонитико-россо» представляет красные и красноватые известняки, в той или иной степени глинистые, с микрозернистой или пелитоморфной основной кальцитовой массой, содержащей микрофауну — фораминиферы, радиолярии, тинтинниды и остатки пелагической макрофауны, среди которой особенно характерны аммоноидеи, большей частью плохой сохранности или в слепках (ядрах), а также аптихи. Исследования на сканирующем электронном микроскопе показывают присутствие в основной массе остатков нанопланктона, в том числе кокколитофорид, находящихся в состоянии дезинтеграции и облитерации вследствие процессов перекристаллизации. Породы, относящиеся к фации «аммонитико-россо», обладают тонкой и мелкой слоистостью по чередованию разновидностей, различающихся

по глинистости, насыщенности скелетными компонентами, проявлениям перекристаллизации и пигментации, и желваковостью по сочетанию этих же разновидностей.

Желваковость часто представляет, по существу, деформированную слоистость и развивается слоистыми сериями обособлений. Как правило, желваки образуются более светлыми разновидностями, содержащими меньше дисперсной пелитовой примеси. Иногда создается впечатление, что более темные разновидности обладают и более крупнозернистой органогенно-обломочной структурой, но это чаще всего кажущееся явление вследствие того, что на фоне более тонкой и сильнее пигментированной массы зернистые биокластические элементы структуры проступают четче и резче. Желваки размером обычно в несколько сантиметров характеризуются иногда сочетанием признаков иловых интракластов и катышей — по округлости и мягкости очертаний, нечеткости контактов с вмещающей массой, подчиненности внутренней текстуры форме обособлений, иногда породных обломков или литокластов — по четкости и сутурному обрамлению отдельных граней, угловатости иных обособлений или частей их, вследствие чего желваковая структура рассматриваемых пород справедливо определяется как брекчиевидная.

Хотя желваковость и красноцветность считаются одними из основных атрибутов фации «аммонитико-россо», они варьируют по степени выраженности в зависимости от содержания пелитовых примесей, структурно-вещественной неоднородности пород, стратиграфической конденсированности разрезов, что связано с особенностями геологической позиции площади осадконакопления. Обуэн [Auboin, 1963] предложил различать известняковую и мергелистую разности «аммонитико-россо». Известняковая разность (или «кнолленкальк»), как правило, характеризуется отчетливой желваковостью и более или менее устойчивой красноцветностью, будучи связана со стратиграфически конденсированными разрезами, где целые отделы юры укладываются в немногие десятки, а то и единицы метров. Так, красные желваковые известняки слоев Аднет в Северных Известняковых Альпах, охватывающие всю нижнюю юру и низы средней, составляют по мощности 15 м [Garrison, Fischer, 1969].

Вот некоторые количественные оценки скорости седиментации известняков «аммонитико-россо»: по Бозеллини и Винтереру [Bosillini, Winterer, 1975], для Тетиса — 1—5 мм/тыс. лет и 0,4 мм/тыс. лет для верхней юры Северных Известняковых Альп по Диршу [Diersche, 1978]. Дженкинс [Jenkyns, 1974] указывает скорость осадконакопления этих известняков в обобщающей работе — 3 мм/тыс. лет. Это, конечно, усредненная скорость формирования толщи известняков, характеризующейся массой явных и скрытых перерывов. Поэтому к таким оценкам нужно подходить с осторожностью при сравнениях с современными скоростями седиментации, а такие сравнения напрашиваются, ибо скорость седиментации в несколько миллиметров в тысячу лет характеризует современное глубоководное океаническое карбонатонакопление.

Особенностью стратиграфически конденсированных желваковых известняков являются признаки твердого дна и марганцовистые примазки и желваки.

Мергелистая разность «аммонитико-россо» участвует в более полных осадочных последовательностях; желваковость в ней выражена меньше, а в большей степени присуща прослоям известняков, но в ней отчетливее проявляется слойчатость и различного рода следы гидродинамической активности. В мергелистой разности породы иногда могут приобретать зеленую и голубую окраску. В целом они в большей степени, чем в известняковой разности состоят из микрозернистой или пелитоморфной массы и гуще пигментированы. Остатки фауны здесь относительно редки, от аммонитов в основном сохраняются аптихи. Исследователи отмечают, что мергелистая разность в отличие от известняковой несет окремнение.

Различия между известняковым и мергелистым вариантом «аммонитико-россо» связаны с их приуроченностью к разным морфоструктурам бассейна. Известняковая разновидность развивается на положительных морфоструктурах, участвуя в последовательностях, отражающих углубление, проседание блоков деградирующего шельфа: в полных разрезах она является нередко переходной между неритическими, шельфовыми карбонатными фациями, иногда доломитизированными карбонатными толщами, и известково-глинистыми батиальными отложениями. Оставаясь пелагическими и характеризуясь отсутствием в своем составе шельфового материала, известняки «аммонитико-россо» в отдельных случаях могут содержать признаки мелководности, такие, как наросты водорослевых корок на остатках аммонитов (средняя юра Северной Сицилии по Дженкинсу [Jenkyns, 1974]). Об этом же может свидетельствовать обилие остатков пелагической макрофауны — саккоком и тонкостворчатых моллюсков. Мергелистая же разность «аммонитико-россо» тяготеет к депрессиям, где фациальные изменения и следы перерывов в осадконакоплении менее резкие.

Глубина накопления осадков фации «аммонитико-россо» — одна из остро дискутируемых проблем. Здесь наблюдаются две крайности суждений: 1) приписывание самой желваковой структуры воздействию растворения на дне, что могло происходить по крайней мере периодически и при совпадении глубины седиментации с уровнем карбонатной компенсации [Hollman, 1962; Garrison, Fischer, 1969]; 2) объяснение сугубо кальцитового состава карбонатов фации «аммонитико-россо» раннедиагенетическим растворением арагонита и, по существу, допущение относительной мелководности известняков «аммонитико-россо» [Jenkyns, 1974; Хэллем, 1978]. В результате диапазон предполагаемых глубин — от нескольких тысяч метров [Уилсон 1980] до 150—400 м [Diersche, 1978]. По-видимому, глубина накопления осадков фации «аммонитико-россо», действительно, весьма существенно варьировала и в целом не была определяющим фактором. Скорее всего, они накапливались ниже уровня компенсации арагонита и магнезиального кальцита, но, наверное, значительно выше уровня компенсации кальцита, с чем связана микрозернистая и пелитоморфная структура основной массы, имеющей кальцитовый состав; доломит практически отсутствует, так же как проявления более или менее интенсивной перекристаллизации основной массы. Обнаружение кокколитофорид, находящихся на разной стадии транс-

формации в микрозернистую массу, указывает на процессы постседиментационного изменения, сходные с наблюдающимися в длительно накапливавшихся океанических карбонатных осадках [Патрунов, 1980б]. По-видимому, наиболее отвечающим истине суждением о батиметрической стороне формирования фации «аммонитико-россо» является высказанное Читой [Cita, 1965]: эти осадки являлись пелагическими, но, скорее всего, неглубоководными.

Предположения о возможности накопления осадков фации «аммонитико-россо» в зоне водорослевой активности [Jenkyns, 1974] и даже в приливно-отливной зоне — по обнаружению кристаллов доломита и ассоциации с соответствующими типами осадков [Farinacci, 1967] — основаны на единичных, требующих детального исследования фактах, и являются, скорее всего, недоразумением.

Относительно небольшие глубины и замедленность накопления пелагических осадков фации «аммонитико-россо» и, как следствие, резкое обеднение их органическим веществом являлись факторами, способствовавшими возникновению красноцветности пород. Другим важным фактором была гематитизация осадков в результате окисления железа, которое поступало, скорее всего, в адсорбированном состоянии на глинистых частицах и с биогенным карбонатом, формировавшимся при некоторой избыточности железа в воде. С этим, в частности, связана пигментация относительно крупных биогенных частиц, таких, как членики пелагических криноидей, выделениями гематита у самой их поверхности. По-видимому, воды были в той или иной мере насыщены растворенным железом вследствие подводного выветривания базальтов в условиях хорошей аэрации водной толщи.

ЕВРОПЕЙСКОЕ СРЕДИЗЕМНОМОРЬЕ И ЦЕНТРАЛЬНАЯ АТЛАНТИКА — ОСНОВНЫЕ РЕГИОНЫ РАЗВИТИЯ «АММОНИТИКО-РОССО»

«Аммонитико-россо» известны сейчас в двух крупных регионах — в Западной Европе с Турцией и в Центральной Атлантике. В Западной Европе их выходы и находки в скважинах ограничены треугольником с углами на западе — юг Пиренейского полуострова, на северо-востоке — Восточные (украинские) Карпаты, на востоке — п-ов Малая Азия. В Центральной Атлантике удлиненный в широтном направлении треугольник образуют места скважин глубоководного бурения, где встречены фации «аммонитико-россо»: его западная сторона находится в районе континентального склона между мысом Гаттерас и Большой Багамской банкой или в районе западного борта Северо-Американской котловины Атлантического океана (фация «аммонитико-россо» здесь также вскрыта скважинами); противоположный угол треугольника — южнее островов Зеленого Мыса. Севернее этого треугольника всем известные данные говорят об иных типах разрезов, в которые фации «аммонитико-россо» не входят; это разрезы отложений, сопряженных с областями более или

менее интенсивного поступления терригенного материала, включая районы развития конусов выноса и терригенных турбидитов. Для восточной части Центральной Атлантики Ланцело [Lancelot, 1979] указывает, что южнее Канарских островов геологическая история бассейна очень сходна с историей развития Северо-Западной Атлантики, а севернее поступал обильный терригенный материал с Западного Атласа. Реальные поля развития фаций позднеюрских известняков и мергелей в Центральной Атлантике ограничены магнитными аномалиями MI, между которыми осадочные отложения этого возраста отсутствуют [Басов и др., 1980].

Альпийская Западная Европа и Центральная Атлантика были, исходя из палеогеографических построений, независимыми, т. е. не сопрягавшимися областями развития «аммонитико-россо» — провинциями их распространения. Наряду с признаками, объединяющими европейские и атлантические фации «аммонитико-россо», что детально разбиралось Бернулли [Bernoulli, 1972], Бернулли и Дженкинсом [Bernoulli, Jenkyns, 1974], существует и явное различие.

В Средиземноморье установлены отложения «аммонитико-россо», развитые на ряде стратиграфических уровней и различно в разных районах. По масштабам проявления раннеокеанических пелагических осадков, ассоциирующихся с офиолитами и базальтоидами, ориентировке кордильер и направлению перемещения тектонических покровов, с которыми эти осадки и базальтоиды связаны, устанавливается положение основных раннеокеанических бассейнов Средиземноморского Тетиса, разделявшихся карбонатными платформами: они располагались между Аппенинским полуостровом и Сицилией, островами Сардиния и Корсика, по простиранию Эллинид-Динарид и, возможно, на месте Паннонского бассейна.

Как отмечает Обуэн [Aubouin, 1963], «аммонитико-россо» формируются на стадии «индивидуализации» геосинклинального прогиба, т. е., по существу, на стадии его подготовки к интенсивному прогибанию. Стратиграфическое положение этих фаций отражает время и динамику «индивидуализации» геосинклинальных прогибов путем раздробления фундамента и неравномерного погружения блоков.

Фация «аммонитико-россо» в европейском Средиземноморье развивается в основном на двух стратиграфических этажах: нижняя юра — начало средней и верхняя юра, что отражено в понятиях нижнего и верхнего «аммонитико-россо». Но стратиграфические объемы, занимаемые этой фацией, весьма изменчивы. Так, в Умбрийско-Маршской зоне нижнее «аммонитико-россо» соответствует тоару-аалену [Bernoulli, 1972], а в Северных Известняковых Альпах (на северо-западе Австрии) — от геттанга до низов байоса [Garrison, Fischer, 1969]. Верхнее «аммонитико-россо» в Ломбардской зоне (Южные Альпы), где известно как фация «россо-аптихи», датируется от оксфорда до среднего титона, а на Восточных Карпатах включает по предварительным данным всю верхнюю юру. «Аммонитико-россо» известно также в среднем триасе на западе Балканского полуострова и в Динаридах, что можно расценивать как указание на наиболее раннюю фазу развития океанических участков дна в Тетисе [Aubouin, 1963; Cadet et al., 1980].

В Центральной Атлантике «аммонитико-россо» относится только к «верхнему» стратиграфическому этажу и датируется от оксфорда до среднего титона. По существу, здесь выявляется один, но весьма крупный бассейн с этими отложениями, залегающими на базальтовом основании — непосредственно или через промежуточный слой зеленоцветных глинисто-известковых пород. Своеобразие этого бассейна, составляющего атлантическую провинцию «аммонитико-россо», во многом обусловлено тем, что он в отличие от средиземноморских тетических бассейнов не испытал ни складчатости, ни деформаций, связанных с субдукцией. Процесс прогибания и накопления осадков, начавшийся с его зарождением и отложением осадков «аммонитико-россо», продолжается до сих пор. В связи с этим отметим такую особенность Центрально-Атлантического бассейна, как изначально относительно слабую расчлененность его фундамента. Если для средиземноморского Тетиса формирование известняков «аммонитико-россо» нередко связывается с подводными горами (результат неравномерного погружения блоков раздробленного фундамента), то в Центральной Атлантике о таких горах в буквальном смысле говорить не приходится, возможно, потому, что блоки были тесно спаяны в результате базальтового вулканизма. Соответственно относительно слабо варьируют сами разности «аммонитико-россо». В целом породы «аммонитико-россо» Центральной Атлантики занимают промежуточное положение между их известковым и мергелистым вариантами. Для них не редкость появление зеленого оттенка и неустойчивость развития желваковой текстуры. В скв. 367 (у африканского побережья) отмечается, например, ритмичное переслаивание желваковых красных и светло-зеленых известняков, что связывается с изменением содержания органического вещества. В целом несколько выше и скорости седиментации (5—8 мм/тыс. лет).

Связь «аммонитико-россо» с зарождающимися океаническими впадинами в зонах перерождения коры представляется очевидной. Очевидно также, исходя из пелагической природы карбонатных осадков «аммонитико-россо», низких темпов их накопления, отсутствия у них признаков формирования на значительных глубинах, что эти впадины были достаточно пологими и неглубокими. Возникновение условий, благоприятных для пелагической карбонатной седиментации типа «аммонитико-россо» и смена специфических пигментированных желваковых карбонатных осадков другими, были обусловлены прежде всего режимом проседания дна в процессе океанизации.

В средиземноморском альпийском поясе отложения «аммонитико-россо» входят в состав покровов, образовавшихся вследствие сокращения, «захлопывания» прогибов на новообразованной океанической коре. Все это указывает на то, что красноцветные пелагические карбонаты являются осадками центральных областей раннеокеанических бассейнов. По распространению этих пород, находящихся в ассоциации с офиолитами и черными радиоляриевыми сланцами, и направлению перемещения покровов, что показано в ряде работ (например, [Aubouin, Debelmas, 1980; Durand-Delga, Fontboté, 1980]), можно восстановить положение и пространственную ориентировку раннеокеанических бассейнов. Выявляется локальность этих бассейнов и определяющая роль северо-западной

ориентировки осей растяжения. С бассейнами, сформировавшимися на таких осях растяжения,— в районах Балканского полуострова, Тирренского моря, Центральной Атлантики, а также, возможно, в Паннонской низменности, связаны основные области формирования «аммонитико-россо».

Тектоническая обусловленность появления «аммонитико-россо» побуждает под этим углом зрения проанализировать текстурные признаки и особенности последовательностей этих раннеокеанических пелагических карбонатных осадков.

РАЗРЕЗ БОЛЬШОГО КАМЕНЦА И РОЛЬ СЕЙСМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ В ГЕНЕЗИСЕ КРАСНЫХ ЖЕЛВАКОВЫХ ИЗВЕСТНЯКОВ

Для таких исследований весьма интересным объектом является разрез красных желваковых известняков с аммонитами и аптихами на горе Большой Каменец в Восточных Карпатах, связанный с одним из останцов тектонического покрова, образующего Мармарошские утесы. Здесь известняки разрабатываются на отделочный камень методом распиловки проволочным канатом, в результате чего распилена практически вся их толща, охватывающая верхи средней и всю верхнюю юру, но мощностью всего около 57 м.

Известняки на распилах красновато-шоколадные или желтовато-розовые, со слоисто-ориентированной и ритмично развивающейся брекчиевато-желваковой текстурой, придающей породам слоисто-пятнистый облик. Как правило, желваки светлее вмещающей массы. Чередование известняков в разрезе носит циклический характер. В полном цикле относительно массивные и слойчатые, существенно зернистые разновидности сменяются мелкослоистыми зернисто-иловыми с ярко выраженной брекчиеватой желваковостью, в целом густой пигментацией и со слоисто-пятнистой неоднородностью по структурным особенностям, содержанию пелитовых примесей и интенсивности окраски; затем следуют относительно бледно окрашенные существенно иловые известняки с нечеткой или расплывчатой желваковой текстурой на фоне петрографической однородности желваков и вмещающей массы. Выделяются три основные циклотемы. Возрастная привязка их подразделений дается по С. С. Круглову и В. А. Басову.

Циклотема I (нижняя) наиболее четкая, компактная, с развитым нижним — зернистым, массивным элементом цикла. Ее составляют снизу вверх:

1 (6 м, средняя юра). Фораминиферово-криноидный илово-зернистый известняк с нечеткой горизонтальной слойчатостью и элементами желваковой текстуры. Это, по существу, частично разжелвакованная тонкослоистая ассоциация зернистых — фораминиферово-криноидных и иловых осадков, из которых последние представляют фораминиферово-радиоляриевый биомикрит с разрозненными члениками криноидей. В скоплениях члеников криноидей развивается яснокристаллический цемент разрастания. Криноидеи большей частью, если не все, относятся к сак-

коминидам — пелагической, планктонной разновидности этих организмов.

2 (6 м, келловей). Красновато-шоколадные мелкослоистые брекчиевато-желваковые зернисто-иловые известняки с резкой дифференциацией на желваки и вмещающую массу по пигментации и насыщенности пелитовыми примесями, с ритмичным чередованием то более, то менее плотных серий желваков. Это в основном тонкораковинные биомикриты, местами переходящие в ракушечники из тонких створок пелагических моллюсков (посидонии) со щетками тонкокристаллического инкрустирующего карбоната, а также участками яснокристаллического цемента перекристаллизации. Кроме посидоний, заметную роль в составе известняков играют членики криноидей и фораминиферы (в основном лентикулины). В шлифах известняки предстают интенсивно перемешанными и интракластовыми.

3 (1 м, оксфорд). Бледно-красные желваковые иловые известняки с большим количеством субвертикальных жил пигментированного пелитоморфного материала; отмечается значительная роль этих трещин в нарушении сплошности известняков. В шлифах они представляют фораминиферово-радиоляриевый биомикрит с разреженной примесью тонкораковинного и криноидного материала. Среди фораминифер характерно присутствие глобигерин.

Циклотема II (средняя) отличается растянутостью и менее четкой дифференциацией элементов цикла. В нее входят:

4 (1,5 м, кимеридж). Мелко- и тонкослоистые, серовато-красные, в разной степени линзовидноразжелвакованные криноидные илово-зернистые известняки. Вверх роль слойчатости возрастает, чтобы затем уступить ведущее положение разжелвакованности. Последняя носит несколько иной характер, чем брекчиевато-желваковая текстура, будучи обусловленной сочетанием волнистых слойков и субвертикальных коротких жил пигментированного пелитоморфного материала. Линзовидноразжелвакованная разновидность более светлая, состоит из криноидного биомикрита с элементами слойчатости в распределении зернистого материала. Тонкослоистая разновидность со слабоволнистыми слойками пелитоморфного материала образована криноидным существенно зернистым осадком с микритовой связующей массой и характеризуется проявлением деформаций осадков, напоминающих оползневые закрутыши, а также локальным окремнением. Криноидеи относятся к саккоминидам.

5 (8 м, кимеридж—титон). Мелкослоистые, шоколадно- и желтовато-красные брекчиевато-желваковые зернисто-иловые известняки по петрографическому составу — интракластовые и перемешанные радиоляриевые биомикриты с варьирующей по концентрации и соотношению компонентов примесью скелетного материала — раковин и обломков тонкостворчатых пелагических моллюсков, члеников криноидей (саккокомины), а также — иногда в заметных количествах — аптихов, обломков перекристаллизованных раковин аммоноидей и остатков их эмбриональных форм. Интервал начинается ярко выраженной брекчиевидной разновидностью с резкой дифференциацией относительно светлых угловатых желваков и вмещающей густо пигментированной массы,

в которой соприкасающиеся желваки образуют нагромождения почти без реликтов слоистости. Различие желваков и связующей массы в структурном отношении гораздо менее явное, чем по внешнему облику. Вверх порода изменяется в сторону некоторого ослабления дифференциации вмещающей массы и желваков и мелкослоистого чередования различно пигментированных и разжелвакованных разновидностей.

6 (20 м, титон). Красновато-оранжевые, вверх бледнеющие желваковатые иловые известняки, мелкослоистые, в верхней половине интервала с густой системой субвертикальных жил пигментированного пелитоморфного материала, в значительной степени определяющих текстурный облик породы. Известняки представляются на распилах не столько желваковыми, сколько пятнистыми. Желваковая текстура ярче проявляется в отдельных прослоях с интенсивно пигментированной вмещающей массой. В петрографическом отношении это тинтинидо-радиоляриевые биомикриты, содержащие незначительную примесь остатков фораминифер, обломков тонкостворчатых раковин пелагических моллюсков, мелких члеников криноидей из саккокомид, аптихов, обломков аммонитов и остатков их эмбриональных форм. В целом вверх по разрезу интеркластовый характер породы уступает место явлениям перемешивания осадка.

7 (8 м). Диабаз с ксенолитами тинтинидо-радиоляриевого биомикрита.

Циклотема III (верхняя) в разрезе представлена неполностью, по-видимому, своей базальной частью.

8 (3 м, неоком?). Серовато-красные неяснослойчатые криноидные, илово-зернистые известняки. В шлифах обнаруживается весьма неравномерное распределение члеников криноидей (из саккокомид), среди тинтиннидового биомикрита. В участках скоплений члеников криноидей (из саккокомид), вместе с которыми встречаются фораминиферы, характерны соприкосновения скелетных зерен с образованием сутурных контактов; также развивается яснокристаллический цемент разрастания.

9 (3 м, неоком?). Бледно-оранжевые желваковатые иловые известняки — радиоляриево-тинтиннидовые биомикриты с разреженной примесью тонкостворчатого раковинного детрита и члеников криноидей.

В цикличности рассматриваемых отложений достаточно четко проявляется тенденция к смене красных желваковых известняков светлыми, без ярких текстурных особенностей, биомикритами с остатками микрофауны типа кальцитизированных радиолярий и тинтинид, что характерно для фаций «майолика» или «бьянконе», перекрывающих верхнеюрские «аммонитико-россо» в разрезах средиземноморского Тетиса и Центральной Атлантики. В этой смене фаций отражается не только некоторое углубление дна (в возрастании степени пелагичности осадков), но и возрастание интенсивности осадконакопления. Бозеллини и Винтерер [Bosellini, Winterer, 1975], например, указывают скорость накопления майолики в 10 мм/тыс. лет, а Бернулли [Bernoully, 1972] для одновозрастной и близкой фации на западе Центральной Атлантики — до 40 мм/тыс. лет.

Прекрасная видимость на распилах особенностей сложения известняков и их последовательности позволяет оценить большое значение

перерывов осадконакопления и синседиментационного растрескивания. Более или менее длительными перерывами осадконакопления являются типичные для рассматриваемых отложений резкие контакты сменяющихся по разрезу разновидностей известняков и однопородных слоевых единиц, обрезающие нижележащие осадки и отмеченные концентрацией пигментированного пелитоморфного материала. В отдельных случаях контакты сутурообразны, в чем можно видеть проявление коррозии отверделых осадков. С перерывами в седиментации неизбежно связана литификация поверхностных карбонатных осадков с образованием твердого дна, что определяло не только характер поверхностей перерыва, но и интракластовую текстуру известняков, прослеживающуюся практически по всему разрезу. То, что в желваках, как правило, представлены более светлые разновидности, содержащие меньше пелитовых примесей, также свидетельствует о важной роли в возникновении желваковой текстуры неравномерного отвердения осадков, более полного и в относительно чистых от примеси илах.

С поверхностным отвердением известковых илов тесно связано широкое развитие синседиментационного растрескивания. От поверхностей перерыва на контактах крупных слоев известняка вниз отходят отдельные весьма протяженные (до 1—2 м) ступенчато-изгибающиеся трещины, заполненные известковым иловым и в ряде случаев иловозернистым материалом. Наблюдается их приуроченность к интервалам разреза, сложенным известняками с изначально однородными физическими свойствами и относительно неярко проявляющейся желваковостью, что отразилось в нехарактерности интракластовых структур; отсюда их тяготение к нижнему и верхнему элементам осадочного цикла. В верхней части нижней циклотемы синседиментационные трещины несколько расширены (до нескольких сантиметров), особенно в устьевой части, и можно наблюдать затекание в них осадков и убедиться в том, что это были осадки последующего этапа седиментации — в данном случае существенно зернистые, в то время как трещины образованы в существенно пелитоморфном известняке. Приведенная характеристика синседиментационных трещин позволяет определять их как нептунические дайки, которые, как известно, генетически связаны с землетрясениями.

На распилах известняка в сериях желваковых прослоев отчетливо прослеживаются короткие и тонкие субвертикальные жилки пелитоморфного материала, идентичного вмещающему желваки и имеющего большое значение в расчленении желваков и придании им угловатых очертаний. Они представляют, по существу, миниатюрные осадочные дайки, неоднократно описывающиеся в литературе и связывающиеся с сейсмическими толчками. Таким образом, возникает картина сейсмической активности как фона, на котором формировались желваковые известняки «аммонитико-россо». С этой картиной согласуется и базальтовый вулканизм в процессе их накопления.

Судя по широкому развитию в юрских красных известняках Средиземноморья, заполненных осадками подводных трещин, иногда достигающих глубины во много десятков метров [Хэллем, 1978; Jenkyns, 1971; Wendt, 1971; и др.], высокая сейсмическая активность была ха-

рактерной для областей накопления осадков «аммонитико-россо». Отсюда напрашивается связь формирования их желваковой текстуры с тектоническими условиями осадконакопления.

Грейлинг [Greiling, 1967] показал, что желваки известняка могут возникать в эвгеосинклинальных областях в результате землетрясений и под влиянием синдиагенетического растрескивания и смятия осадков. По Гогелю [1969], одним из проявлений землетрясений являются горизонты брекчий из неполностью консолидированных илов в бассейне с гидродинамически спокойными условиями осадконакопления. Зейлахер [Seilacher, 1969] выделяет как особый текстурный тип пород сейсмиты, у которых текстура отражает нарушенную сейсмическими толчками слоистость частично уплотненных илов, причем одной из форм нарушения являются ступенчатые трещины. Таким образом, желваковая текстура известняков «аммонитико-россо», характеризующаяся послойной брекчиеватостью более чистых и быстрее отвердевавших разновидностей осадков и связью с синседиментационными трещинами типа разномасштабных осадочных даек, может рассматриваться как результат сейсмической активности площади осадконакопления.

Сейсмические колебания не только нарушали сплошность частично литифицированных осадков, взбалтывая их фрагменты в водонасыщенных илах, но и вызывали гидродинамические возмущения: интенсивные придонные течения и цунами — типичные спутники подводных землетрясений. Этим объясняются текстурные явления в фациях «аммонитико-россо», напоминающие турбидиты, и течениевые деформации осадков, такие, как первоначально горизонтальнослоистое распределение криноидного материала среди фораминиферо-радиоляриевых известковых илов, тонкое чередование «чистых» и несколько глинистых известняков, локальные закрутыши зернистых осадков и др. Возможно, цунами были также фактором раздробления частично отвердевших илов. Возникновением сильных кратковременных течений от сейсмических толчков объясняется широкое распространение поверхностей перерывов в отложениях «аммонитико-россо». Возбуждение сейсмической активностью течений и волн большой амплитуды, безусловно, способствовало аэрации вод раннеокеанических бассейнов на значительную глубину и имело тем самым отношение к характерной окраске пород.

С сейсмической активностью зон растяжения и перерождения коры, являвшихся местами накопления фации «аммонитико-россо» и зарождения цунами, связано распространение пелагических осадков с карбонатными турбидитами, оползневыми включениями и брекчиями обрушения в краевых зонах альпийского средиземноморского складчатого пояса, соответствующих зонам подножий древней континентальной окраины (Высокий Атлас, австрийские Альпы, Карпаты, фрибургские предгорья Альп в Швейцарии и т. д.). В Восточных Карпатах, на Прибаржавском карьере, низам разреза с «аммонитико-россо» на горе Большой Каменец соответствует горизонт обвальной брекчии розоватого криноидного известняка среди голубовато- и зеленовато-серых радиоляриевых пелитоморфных известняков, содержащих также прослои интракластового криноидно-посидониевого илово-зернистого известняка с синседиментационной трещиноватостью.

Таким образом, есть все основания полагать, что юрское время в области средиземноморского Тетиса было весьма неспокойным, характеризовавшимся частыми землетрясениями, цунами, сильными штормами и ураганами, поскольку между последними и сейсмами существует тесная связь [Наливкин, 1969].

ЖЕЛВАКОВАТЫЕ ИЗВЕСТНЯКИ В ВЕРХНЕЙ ЮРЕ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АТЛАНТИКИ — СЕЙСМИТЫ

Верхнеюрские аналоги фации «аммонитико-россо», вскрытые скважинами глубоководного бурения в оксфорде—нижнем титоне (40—70 м) на западе Центральной Атлантики, сравниваются и коррелируются Бернулли [Bernoulli, 1972] с вариантом этой фации, известным под названием «россо-аптихи», которая развита в Марш-Умбрийской области (север Апеннинского полуострова) над радиоляритами, формировалась в уже сложившейся депрессии и больше соответствует мергелистой разности «аммонитико-россо». С повышенной глинистостью атлантических желваковатых известняков связана и неустойчивость красной окраски, участками сменяющейся зеленовато-серой. К этому же типу относятся верхнеюрские желваковые известняки из скв. 367 у африканской континентальной окраины южнее островов Зеленого Мыса, для которых отмечается сходство с одновозрастными образованиями в скв. 105 [Initial Reptorts..., 1978]. Обе скважины вскрыли под красными известняками и мергелями базальты, в то время как в разрезе скв. 100, расположенной южнее скв. 105, между ними находится промежуточная келловей-оксфордская пачка относительно однородных зеленовато-серых пелитоморфных известняков (55 м) с пиритом и остатками растительного детрита [Lancelot et al., 1972]. Приуроченность этих известняков к относительно выровненной поверхности базальтового фундамента наряду с холмистым характером этой поверхности в районе скв. 105 свидетельствует о дифференцированных тектонических движениях, предшествовавших формированию атлантической фации «аммонитико-россо» и, по-видимому, обеспечивших длительное подводное выветривание базальтов на отдельных поднятых блоках.

Особенности верхнеюрских красных известняков из скважин глубоководного бурения достаточно подробно описаны в 11-м и 41-м томах «Предварительного отчета...» [Initial Reptorts..., 1972, 1978] и в отдельных публикациях, в том числе советского участника программы бурения И. О. Мурдмаа [Геологические..., 1979]. В целом они несущественно изменяются на весьма значительной площади, оконтуренной скважинами, если ее рассматривать в сравнении с зонами развития «аммонитико-россо» в европейском Средиземноморье. Отличительной чертой атлантического «аммонитико-россо» является присутствие в некотором количестве вулканокластики и терригенного алеврита, а местами и органического вещества, что отразилось в зеленоватых оттенках цвета. Снизу вверх в целом уменьшается глинистость известняков, а также четкость желваковой текстуры.

Как и в европейском Средиземноморье, карбонатный материал в верхнеюрских красных отложениях Центральной Атлантики пелагический. Он включает макроскопические скелетные остатки — аммониты, аптихи, сак-

коккомины, тонкостворчатые моллюски. Желваковая текстура проявляется здесь в целом нерезко и эпизодически на фоне тонкой слойчатости и квазиритмичного чередования прослоев мощностью в сантиметры и десятки сантиметров, различающихся оттенками цвета, степенью глинистости и иногда индивидуальными структурно-текстурными признаками.

В полученных автором образцах из скв. 105 (керны 34—3, 36—3) и скв. 367 (керны 33—2, 34—2, 36—3) красные известняки представляют несколько глинистые пелитоморфные разновидности с микросферами от перекристаллизованной микрофауны (в основном радиолярий) и иногда с примесью тончайших, легко деформируемых створок пелагических моллюсков и их детрита. Для них характерна большей частью нечеткая тонкая и микроскопическая слоистость с нерезкими разделами и выклиниванием слойков, которые могут быть слегка волнистыми или разлинзованными. В указанных признаках отразилась относительно спокойная обстановка седиментации со слабыми, но постоянными течениями. На этом фоне отмечаются следы гидродинамических пертурбаций, сопровождавшихся явлениями типа иловых осадочных потоков. Иногда это переслаивание разновидностей, различающихся густотой пигментации, со взрыхленными контактами прослоев и обломками одной породы в другой; иногда — градационная микрослойчатость со слойками тончайшего раковинного детрита и следами размыва илов.

В материалах обработки кернов верхнеюрских красных известняков [Bernoulli, 1972; Lancelot et al., 1972] отмечается связь желваковатости с явлениями переотложения пелагического карбонатного материала осадочными потоками и «пелагическими турбидитами». Осадочные потоки «застыли» в форме скоплений несортированных по размеру интракластов обычно более светлой известковой разновидности (быстрее уплотнявшейся) и характеризуются закручиванием осадков типа узколокальных оползневых деформаций, а также сопровождаются пластическими и разрывными нарушениями. Пелагические турбидиты выделяются по закономерной смене слойков — членов турбидита, последовательность которых в типичном случае представляет переход снизу вверх от слойка иловых галек к градационно-слойчатому распределению зерен песчано-алевритовой размерности и затем к гомогенному слойку; осадочный материал в этом случае сугубо пелагический, никак не связанный с поступлением его с шельфа.

Эпизодическое переотложение пелагических осадков, скорее всего, не имеет прямого отношения к гравитационному перемещению осадочных масс хотя бы потому, что трудно ожидать достаточно резко выраженных форм рельефа дна со значительными перепадами высот в области накопления пелагических илов, глубоководность которых весьма сомнительна. Более того, гравитационное перемещение вязких обводненных илов происходило бы прежде всего путем оползаний с образованием крупных оползневых складок.

Применительно к рассматриваемым отложениям единственным реальным фактором эпизодического, но многократного нарушения сплошности, пластических деформаций и переотложения пелагических осадков можно признать лишь сейсмы, вызывавшие импульсивные донные течения и волны большой амплитуды. С общей сейсмичностью региона была связана

постоянная циркуляция вод бассейна, обеспечивавшая их аэрацию и обусловившая в конце концов красную окраску пород. Относительно слабая выраженность самих сейсмических толчков в текстурных особенностях отложений обусловлена иловой консистенцией осадков.

Таким образом, и в центральноатлантическом варианте фации «аммонитико-россо» отразилась высокая сейсмичность раннеокеанического бассейна, а прослои желваковых известняков являются сейсмитами.

ГОМОЛОГИ ЮРСКОЙ ФАЦИИ «АММОНИТИКО-РОССО»

Рассматривая вопрос об осадочных образованиях типа юрской фации «аммонитико-россо» на иных стратиграфических уровнях, Обуэн [Aubouin, 1963] указывал на их достаточно яркое проявление в среднем палеозое герцинских складчатых областей Европы в осадочных комплексах, отвечающих стадии заложения геосинклинальных бассейнов, т. е. той же фазе тектонического развития, что и мезозойские красные желваковые известняки. С точки зрения современных геологических концепций девонские эквиваленты фации «аммонитико-россо», «ортоцератитико-россо» и «гониатитико-россо» сформировались на погружающихся частях континентальных окраин перед тем, как стало проявляться тектоническое сжатие между Европейской и Африканской литосферными плитами [Bourrouilh, 1980].

Наиболее эффектными представителями среднепалеозойского эквивалента «аммонитико-россо» являются девонские пелагические цефалоподовые известняки Гриотт во Франции (горы Монтань-Нуар) и их аналоги (цефалоподенкальк) в Рейнских сланцевых горах, освещенные в трудах Тукера [Tucker, 1973, 1974]. Они характеризуются тонкозернистостью, остатками пелагической фауны (цефалоподы, стилиолины, тонкостворчатые двустворки, конодонты, остракоды), тенденцией к красной окраске (вследствие гематитизации) и желваковости, вплоть до появления на отдельных уровнях красных желваковых разновидностей. В них отмечаются признаки ранней литификации известковых илов и образование каменного дна со следами сверления и срезанием окаменелостей, выступавших вверх, развитие железомарганцевых инкрустаций и присутствие пластовых трещин и нептунических даек. Таким образом, девонские цефалоподовые известняки обладают основными характеристиками фации «аммонитико-россо» в среднепалеозойском их преломлении и достаточно отчетливыми призраками сейсмитов. Тукер связывает их со сравнительно небольшими глубинами — в несколько десятков и сотен метров и аккумуляцией на подводных поднятиях.

Красные желваковые тентакулитовые известняки пелагической фации с проявлениями ранней литификации осадков, железомарганцевыми корками и прослоями тонкозернистых разновидностей турбидитового облика, интерпретируемых как штормовые осадки, описаны в девонских отложениях Карнийских Альп [Bandel, 1974; Vai, 1980]. «Штормовые осадки» являются, скорее всего, следствием цунами, обрушивавшихся на смежные мелководные участки рифовой платформы.

Как гомологи известняков типа «аммонитико-россо» описаны из лудлова Южного Урала маломощные красные и розовые пятнистые цефало-

подовые пелитоморфные карбонаты с некоторой примесью глинистого материала и окислов железа, связываемые с внутренними поднятиями в раннегеосинклинальном бассейне с вулканической деятельностью [Хворова, Григорьев, 1974]. К известнякам типа «аммонитико-россо» Т. А. Воскресенская [1979] отнесла прослои и линзы розовых известняков между лавовыми потоками в нижнем карбоне Юго-Западного Дарваза. Эти известняки представлены шламово-микритовыми разновидностями с раковинами мелких аммонитов и остатками иглокожих, местами с прослоями темно-розового тонкослойчатого мергеля. Известняк испещрен сутурными швами, система которых подчеркивает микрокомковатость породы. Розовые известняки связываются с подводными поднятиями, создававшимися излияниями базальтов.

Приведенные примеры относятся, скорее, к типу мергелистой разновидности «аммонитико-россо» и, может быть точнее, к ее атлантическому варианту: общим является, прежде всего, неясная желваковость и, видимо, нехарактерность твердого дна и синседиментационной трещиноватости, так же как ассоциация с подводным основным вулканизмом. На сравнение раннекаменноугольных красных известняков с таковыми из поздней юры Центральной Атлантики выходит в своей работе и Т. А. Воскресенская, обратив внимание на сходный порядок скоростей осадконакопления — более 3 мм/тыс. лет.

Весьма ограниченное количество примеров среднепалеозойских гомологов фации «аммонитико-россо» в Уралотянь-шаньском складчатом поясе связано, скорее всего, с недостаточным вниманием к их выявлению, пкскольку присутствие их в раннегеосинклинальных комплексах отложений следует ожидать вследствие сходства формационных рядов, отвечающих раннегеосинклинальным фазам развития альпид и уралид. Оно продемонстрировано, в частности, сравнительным формационным анализом верхнесилурийских-девонских отложений Северного острова Новой Земли. Последовательность этих отложений отразила деградацию и проседание блоков карбонатного шельфа перед накоплением среднедевонской толщи черных углеродистых кремнисто-глинистых сланцев с фосфатными конкрециями и светло-серых микритов в ассоциации с базальтоидами, причем карбонатные отложения, накапливавшиеся перед и в начальную стадию проседания, несут следы высокой сейсмической активности [Нехорошева, Патрунов, 1979].

Каково же соотношение пелагических желваковых известняков с темно-серыми комковатыми известняками, распространенными в среднем палеозое и особенно в верхнем силуре среди шельфовых отложений миогеосинклинальных зон и перикратонных бассейнов и описанными из многих районов по окраинам Русской платформы? Эти известняки, представляющие мелкослоистые серии скелетно-детритово-иловой известковой массы, распадающейся на округло-угловатые фрагменты, погруженной в более глинистую и доломито-глинистую, нередко отчетливо слойчатую породу [Патрунов, 1970, 1980а], также соответствуют раннегеосинклинальной фазе развития смежных эвгеосинклиналей. Чередование стадий формирования комковатых известняков — пассивной (накопление известкового ила, населенного бентосом и биотурбированного) и активной (разгрузка течений, увлекавших глинисто-карбонатную взвесь, и частично

относительно крупные скелетные обломки) — отражает эпизодические, разделенные тысячелетиями гидродинамические импульсы, объяснение которых воздействием цунами на шельфовое мелководье и обширные иловые осушки представляется наиболее правдоподобным. При такой интерпретации комковатых известняков становится понятным широкое распространение в них заполненных русел — желобообразных тел органогенно-обломочных осадков.

Таким образом, шельфовые комковатые известняки могут считаться, как и пелагические желваковые, генетически связанными с высокой сейсмичностью формирующихся раннегеосинклинальных бассейнов, и в этом состоит известное родство этих типов осадочных образований.

Рассмотрение известняков и мергелей фации «аммонитико-россо» приводит к представлению об *историчности* отдельных типов осадочных образований, заключающейся в тесной связи с конкретным историко-геологическим этапом. Историчность присуща прежде всего карбонатным породам вследствие того, что карбонатные осадки, как никакие другие, тесно связаны с биологической продуктивностью, эволюцией и экологией широко распространенных форм жизни. В генезисе осадков «аммонитико-россо» важнейшее значение имела биологическая продуктивность наннопланктона, эволюция которого сделала возможной вспышку его продуктивности в условиях обособляющегося бассейна на вновь формируемой океанической коре. Сейчас появляется все больше данных о том, что наннопланктон как фактор карбонатообразования функционировал уже в среднем палеозое. В фациях «аммонитико-россо» отчетливо проявилось влияние сейсмичности на процесс осадкообразования — в воздействии как самих сейсм, так и возбуждаемых ими импульсов гидродинамической активности. Если в более позднее время эти импульсы затушевывались достаточно высокой гидродинамической активностью современного океана, то в прошлом, в частности в среднем палеозое, при широких площадях мелководных шельфовых бассейнов, обширности приливно-отливной зоны и при еще несложившейся циклонической атмосферной циркуляции даже незначительные цунами могли оставлять следы, запечатлеваемые в последовательности осадков.

Отложения собственно «аммонитико-россо» (а не их гомологи) отвечают критическому моменту в историко-геологическом развитии нашей планеты, когда закладывались бассейны на вновь формируемой океанической коре и назревал процесс, приведший к «раскрытию» Атлантического океана. Этот историко-геологический этап интересен и как переходный от состояния ландшафтной сферы с относительно незначительными перепадами высот на суше и глубин в море, преобладающим эпиконтинентальным характером морских бассейнов и океанами с кордильерным рельефом, к состоянию, характеризующемуся резкой обособленностью материков и океанов, редуцированностью шельфовых морей и обширными абиссальными пространствами в океанах. В этой связи фации «аммонитико-россо» представляют собой отложения, переходные между относительно неглубоко накапливавшимися пелагическими карбонатными осадками палеозоя и первой половины мезозоя и глубоководными карбонатными осадками современного океана.

ЛИТЕРАТУРА

Басов В. А., Патрунов Д. К., Кабаньков В. Я. Литолого-стратиграфическая характеристика и палеобстановки поздней юры и раннего мела Северной Атлантики // Стратиграфия и палеогеография Северной Атлантики в меловом периоде. Л.: ПГО Севморгеология, 1980. С. 8—28.

Воскресенская Т. А. Фации пелагических известняков в карбоне юго-западного Дарваза // Литология и полез. ископаемые. 1979. № 6. С. 119—126.

Геологические формации северо-западной части Атлантического океана/Под ред. П. Л. Безрукова. М.: Наука, 1979. 207 с.

Гогель Ж. Основы тектоники. М.: Мир, 1969. 440 с.

Наливкин Д. В. Ураганы, бури и смерчи. Л.: Наука, 1969. 487 с.

Нехорошева Л. В., Патрунов Д. К. Разрез верхнесилурийских-девонских отложений зал. Медвежий на Северном острове Новой Земли // Геология и стратиграфия Новой Земли. Л.: НИИГА, 1979. С. 53—82.

Обуэн Ж. Геосинклинали: (Проблемы происхождения и развития). М.: Мир, 1969. 303 с.

Патрунов Д. К. Гребенской горизонт комковатых известняков на юго-западе Вайгача // Стратиграфия и фауна силурийских отложений Вайгача. Л.: НИИГА, 1970. С. 24—34.

Патрунов Д. К. Седиментационные типы пород, обстановки осадконакопления и цикличность литорального комплекса карбонатных и карбонатно-глинистых отложений силура и нижнего девона // Силурийские и нижнедевонские отложения острова Долгого. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980а. С. 27—67.

Патрунов Д. К. Процессы и обстановки диагенеза карбонатных осадков // Постседиментационные изменения карбонатных пород и их значение для историко-геологических реконструкций. М.: Наука, 1980б. С. 15—26.

Уилсон Дж. Л. Карбонатные фации в геологической истории. М.: Недра, 1980. 463 с.

Хворова И. В., Григорьев В. Н. Возможный гомолог известняков типа «ammonitico-rosso» в силуре Южного Урала // ДАН СССР. 1974. Т. 214. С. 669—672.

Хэллем А. Юрский период. Л.: Недра, 1978. 252 с.

Auboin J. Reflexions sur le facies «ammonitico-rosso» // Bull. Soc. géol. Fr. Ser. 7. 1963. Vol. 6. S. 475—501.

Auboin J. Quelques problèmes de sédimentation géosynclinale dans les chaînes alpines de la Mediterranée moyenne // Geol. Rundsch. 1967. Vol. 56, N 1. S. 19—68.

Auboin J., Debelmas J. L'Europe alpine: les chaînes périméditerranéennes: Introduction // Mem. Bur. rech. Geol. et minières. 1980. N 115. S. 62—66.

Bandel Kl. Deep-Water limestones from the Devonian-Carboniferous of the Carnic Alps, Austria // Pelagic Sediments: Land and Sea. Oxford etc., 1974. P. 93—115.

Bernoulli D. North Atlantic and Mediterranean Mesozoic facies: a comparison // Initial. Reports DSDP. Washington: US Govern. Print. Ottice, 1972. Vol. 11. P. 801—871.

Bernoulli D., Jenkyns H. Alpine, Mediterranean and central Atlantic Mesozoic facies in relation to the early evolution of the Tethys // Soc. Econ., Paleontol., Miner., Spec. Publ. 1974. Vol. 19. P. 129—160.

Bosellini A., Winterer E. L. Pelagic limestone and radiolarite of the Tethyan Mesozoic: a genetic model // Geology. 1975. Vol. 3, N 5. P. 279—282.

Bourbon M. Mesozoic evolution of Western North Atlantic and North Tethyan margins: a comparison // Initial Reports of DSDP. Washington: US Govern. Print. Office, 1978. Vol. 44. P. 949—969.

Bourrouilh R. «Orthoceratitico-Rosso» et «Goniatitico-Rosso»: facies marquers de la naissance et de l'evolution de paleomarges an Paleozoique // 26^{e} Congr. geol. intern.: Résumés. Abstracts. Paris, 1980. Vol. 2. P. 440.

Cadet J. P., Bonneau M., Charvet J. et al. Les chaîn es de la Méditerranée moyenne et orientale // Mem. Bur. rech. Geol. et minières. 1980. Vol. 115. S. 98—118.

Cita M. Jurassic, Cretaceous and Tertrary microfacies from the Southern Alps (Northern Italy) // Intern. Sediment. Petrograph. series. Leiden, 1965. Vol. 8. P. 78—122.

Diersche V. Upper Jurassic radiolarites in the Northern Calcareous Alps (Apper Austroalpine Unit.) // Alps, Apennines, Hell. Stuttgart, 1978. P. 113—117.
Durand-Delga M., Fontboté J. M. Le cadre structural de la Méditerranée occidentale // Mem. Bur. rech. geol. of Minieres. 1980. Vol. 115. S. 67—85.
Farinacci A. La serie giurassico-neocomiana di Monte Lacerone (Sabina). Nuove vedute sull' interpretazione paleogeographica aree di facies umbro-marchigianna // Geol. rom. 1967. Vol. 6. S. 421—480.
Garrison R. E., Fischer A. G. Deep-Water limestones and radiolarites of the Alpine Jurassic // Soc. Econ. Paleontol. Miner., Spec. Publ. 1969. Vol. 14. P. 20—56.
Greiling L. Die Entstehung von knollenkalken in eu- und miogeosynklinalen Gebieten // Geol. Rundschau. 1967. Bd. 56, h. 1. S. 336—340.
Hallam A. Sedimentology and paleogeographic significance of certain red limestones and associated beds in the Lias of the Alpine region // Scott. J. Geol. 1967. Vol. 3. P. 192—220.
Hollmann R. Über Subsolution und die «knollenkalke» des Calcaire Ammonitico Rosso Superiore in Monte Balbo (Malm, Norditalien) // Neues Jb. Geol. Paläontol. Mn. 1962. P. 163—179.
Jenkyns H. C. Speculations on the genesis of crinoidal sequences in the Tethyan Jurassic // Geol. Rundschau. 1971. Bd. 60. S. 471—488.
Jenkyns H. C. Origin of red nodular limestones (Ammonitico Rosso, Knollenkalke) in the Mediterranean Jurassic a diagenetic model // Pelagic Sediments: Land and Sea. Oxford etc., 1974. P. 249—271.
Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project. Washington: U. S. Govern. Print. Office, 1972. Vol. 11. 1069 p.
Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project. Washington: US Govern. Print. Office, 1978. Vol. 44. 1418 p.
Lancelot J. Geological setting and results of Legs 41, 47a and 50 off northwest Africa // Phil Trans. Roy. Soc. London. 1979. A 294, N 1409. P. 35.
Lancelot Y., Hathaway J. C., Hollister C. D. Lithology of sediments from the Western North Atlantic, Leg. 11, Deep Sea Drilling Project // Initial Reports of DSDP. Washington: US Govern. Print. Office, 1972. Vol. 11. P. 561—591.
Lucas G. Caractères petrographiques de calcaires noduleux, à faciès ammonitico rosso, de la region méditarranéenne // C. r. hebd. Séac. Acad. Sci., Paris, 1955. Vol. 240. S. 1909—1911.
Lucas G. Signification paléocéanique de calcaires noduleux a facies ammonitico rosso // C. r. hebd. sè anc. Acad. Sci. 1955. Vol. 240. S. 2000—2002.
Lucas G. Fonds durcis, lacunes, sous—marines, séries condencees et ondes marines seismiques ou «Tsunami» // C. r. Acad. Sci. 1961, Vol. 262. P. 2141—2144.
Seilacher A. Fault-graded beds interpreted as seismites // Sedimentology. 1969. Vol. 13, N 12. P. 155—159.
Tucker M. Sedimentology and diagenesis of Devonian pelagic limestones (Cephalopodenkalk) and associated sediments of the Rhenohercynian Geosyncline, West Germany // Neues Jahrb. Geol. and Paläontol. Abh. 1973. Vol. 142, N 3. P. 320—350.
Tucker M. Sedimentology of Pälaeozoic pelagic limestones: tne Devonian Griotte (Southern France) and Cephalopodenkalk (Germany) // Pelagic Sediments: Land and Sea. Oxford etc., 1974. P. 71—92.
Vai G. B. Sedimentary environment of Devonian pelagic limestones in the Southern Alps // Lethaia. 1980. Vol. 13, N 1. P. 79—91.
Wendt J. Genese und Fauna submariner sedimentärer Spalten fullungen im mediterranen Jura // Palaeontographica. 1971. A 136. N 16. p. 122—192.
Zigno A. De. Coup d'oeil sur le terrains stratifies des Alps vénitiennes // Naturwiss. Abh. Wien. 1850. Bd. 4.

УДК 551.351.2:551.352.2

В. М. СОРОКИН, В. Г. ШЛЫКОВ

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ КАРБОНАТОНАКОПЛЕНИЯ ВО ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНЫХ МОРЯХ В ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНОЕ ВРЕМЯ

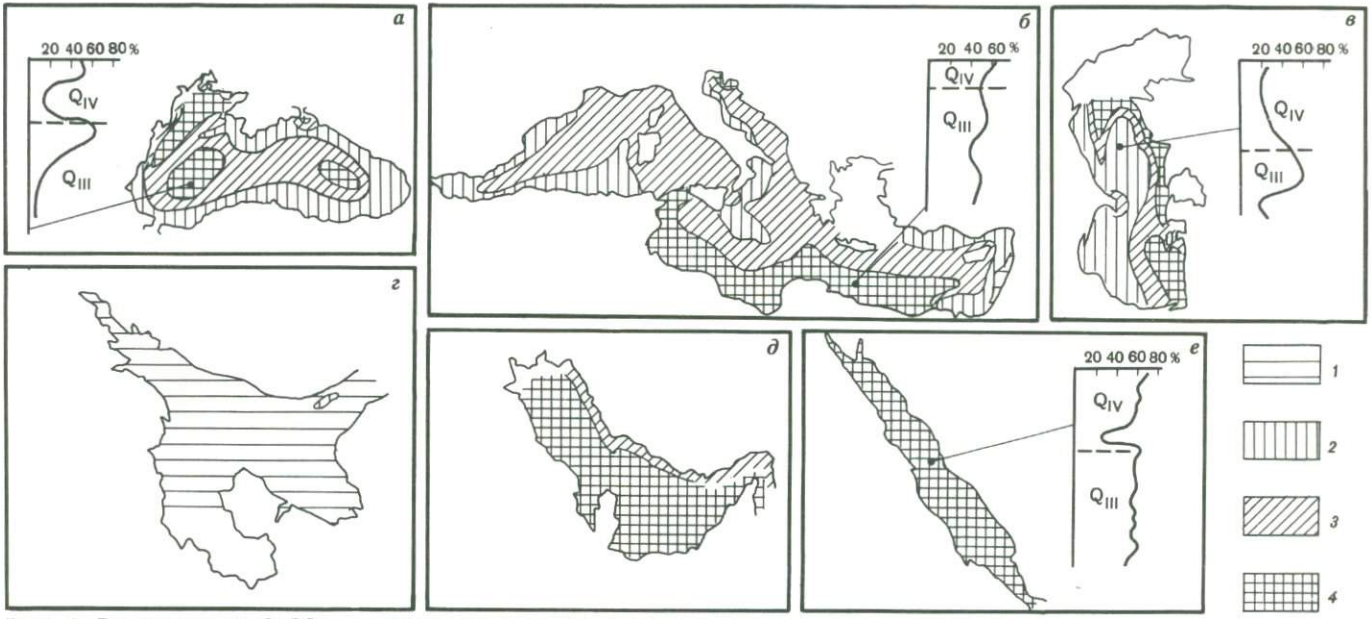
Изучение процессов современного карбонатонакопления в морских бассейнах имеет большое значение для познания генезиса древних карбонатных отложений, широко распространенных в земной коре, и при палеогеографических реконструкциях. Карбонатонакоплению во внутриконтинентальных морях, имеющих многочисленные аналоги в геологическом прошлом, на протяжении позднечетвертичного времени присущи многие специфические черты, что определило различия в концентрациях $CaCO_3$ в осадках, темпах накопления карбонатов и их генетических типах. Это привело к тому, что в одних морях в толще осадков карбонаты заключены в виде акцессорного компонента, а в других морях они являются основным осадкообразующим материалом, формирующим разнофациальные известковые отложения, пользующиеся широким распространением. Неодинаковое геоструктурное положение впадин внутриконтинентальных морей, климатический режим, температура и соленость морских вод определяют в конечном счете специфические черты процесса карбонатонакопления в отдельных бассейнах.

Для выявления этих особенностей по собственным и литературным данным нами были изучены осадки Азовского, Аральского, Балтийского, Белого, Каспийского, Красного, Средиземного, Черного морей и Персидского залива [Белое..., 1977; Геология..., 1974, 1976; Сорокин, 1978, 1979; Сорокин и др., 1975, 1980, 1984а, б, 1985, 1986; Шимкус, 1984]. Упомянутые бассейны расположены в пределах различных структурных областей земной коры, занимают платформенные, рифтогенные, межскладчатые орогенные впадины и впадины краевых прогибов. Они лежат в разных климатических зонах от субарктической гумидной до тропической аридной. В силу различной степени связи с океаном соленость их вод колеблется от сверхсоленой до слабосоленой.

Рассмотрим основные параметры карбонатной слагающей позднечетвертичных осадков внутренних морей, включая содержание $CaCO_3$, абсолютные массы, минералогические и морфологические формы.

Содержание $CaCO_3$. В эпиплатформенных бассейнах наблюдаются значительные колебания в содержании $CaCO_3$. Минимальные концентрации карбонатов отмечены в осадках Белого моря, лежащего в зоне холодного гумидного климата. Они, как правило, редко превышают здесь 5% в терригенных илах различной размерности и грубозернистых мелководных фациях. Лишь локально в Онежском заливе и некоторых других участках количество $CaCO_3$ поднимается до нескольких десятков процентов в местах скопления раковинного материала. Аналогичная картина свойственна и осадкам Балтийского моря.

В эпиплатформенных участках морей умеренной гумидной и семиарид-



Р и с. 1. Распределение $CaCO_3$ в современных осадках и в разрезе позднечетвертичных отложений

а — Черное и Азовское моря; *б* — Средиземное море; *в* — Каспийское море; *г* — Белое море; *д* — Персидский залив; *е* — Красное море. Содержание $CaCO_3$, %: *1* — < 10; *2* — 10—30; *3* — 30—50; *4* — > 50

ной климатических зон (северо-запад Черного моря, северная часть Каспийского моря) концентрации $CaCO_3$ возрастают и на обширных площадях дна, колеблются от 30—50 до 90% и более (рис. 1).

В аридной климатической зоне (Восточное Средиземноморье, аравийская часть Персидского залива) количество $CaCO_3$, как правило, выше 50%.

В морях или их участках, расположенных в орогенных впадинах и занимающих прискладчатые борта краевых прогибов (бóльшая часть Черного моря, Каспийского моря, южная часть Азовского моря, иранская часть Персидского залива, многие бассейны Средиземного моря) концентрации карбонатов в современных осадках характеризуются небольшими величинами, колеблющимися на большей площади дна от 10 до 30%. Лишь локально в прибрежной части шельфа они могут превышать 50%.

В разрезе позднечетвертичных осадков в некоторых морях отмечаются значительные колебания в содержании карбонатов, связанные с резкими изменениями условий осадконакопления за время последнего цикла оледенения и послеледниковья. При этом колебания наиболее существенны в бассейнах, лежащих в зоне наиболее контрастных смен климата (см. рис. 1). Так, в эпиплатформенных областях Черного и Каспийского морей количество $CaCO_3$ изменяется от менее 10% в тонкозернистых илах, синхронных холодным и сухим условиям максимума последнего оледенения, до 40—80% в конце ледникового периода и в послеледниковое время. В других бассейнах различия в концентрациях $CaCO_3$ в разрезе осадков не столь значительны, особенно в орогенных впадинах, где размах колебаний не превышает, как правило, 10—20%.

Темпы накопления $CaCO_3$. Темпы накопления карбонатов также испытывают изменения от бассейна к бассейну и на протяжении позднечетвертичного времени (рис. 2).

В ряду эпиплатформенных морей минимальные темпы карбонатонакопления характерны для холодного Белого моря; они, как правило, на большей площади дна не превышают 0,1, а в прибрежных районах — 1 г/см^2 в тыс. лет. Более высокие темпы карбонатонакопления свойственны аридным морям, где в сходных фациальных обстановках они более, чем на порядок выше, и достигают даже в наиболее удаленных от берега участках 1 — 10 г/см^2 в тыс. лет. В эпиплатформенных морях умеренной гумидной зоны темпы накопления карбонатов достигают максимальных величин 10—15 г/см^2 в тыс. лет на шельфе и 2 г/см^2 в тыс. лет в глубоководных областях.

На протяжении позднечетвертичного времени темпы накопления карбонатов в эпиплатформенных морях умеренной гумидной зоны, например в Черном море, изменялись следующим образом. В пределах западной глубоководной впадины и северо-западного континентального склона, где разрезы осадков отличаются полнотой и непрерывностью, за последние 3 тыс. лет темпы накопления не превышали 2 г/см^2 в тыс. лет, в интервале от 3 до 8 тыс. лет — 0,5 г/см^2 в тыс. лет, от 8 до 15 тыс. лет — 5 ш/см^2 в тыс. лет, а в интервале от 15 до 20 тыс. лет — 3 г/см^2 в тыс. лет. Подобная же динамика свойственна и Каспийскому морю. В Восточном Средиземноморье в аридных условиях, напротив, отмечаются незначи-

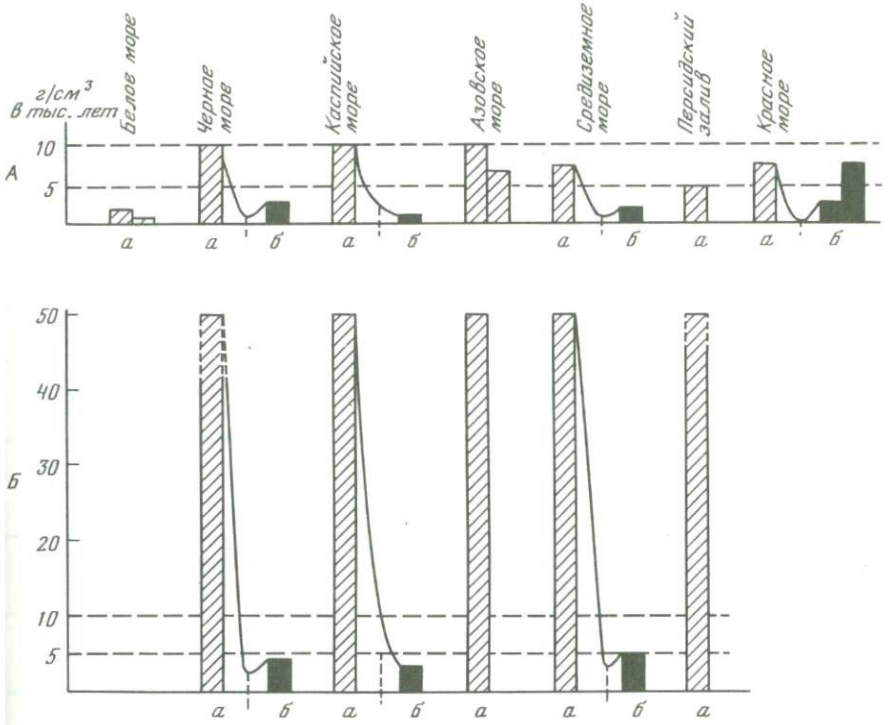


Рис. 2. Темпы накопления карбонатов в голоцене

А — в эпиплатформенных обстановках, рифтогенной впадине; *Б* — в межскладчатых орогенных впадинах и на складчатых бортах краевых прогибов; *а* — шельф; *б* — глубоководные впадины

тельные колебания в темпах накопления карбонатов на протяжении последних 50—70 тыс. лет, что указывает на стабильный характер накопления известкового материала.

В прискладчатых участках морей орогенных впадин и краевых прогибов темпы накопления карбонатов увеличиваются и существенно превышают максимальные значения для эпиплатформенных морей. Так, на шельфах у горных побережий Черного, Каспийского и Средиземного морей, в южной части Азовского моря и иранской части Персидского залива они достигают значений 50 г/см^2 в тыс. лет и даже более. Меньшие величины отмечены для глубоководных впадин — до 5—10 г/см^2. Характерно, что на протяжении голоцена темпы накопления менялись мало, а в позднеплейстоценовое время они возросли соответственно увеличению скоростей осадконакопления.

Генетические типы карбонатов. Изучение минералогического состава карбонатов рентгеновским методом и форм их нахождения в осадках с помощью оптического и сканирующего микроскопов показывает, что в осадках присутствуют карбонаты различных генетических типов (биогенного, хемогенного и терригенного) (см. таблицу).

Обстановки осадконакопления и типы карбонатных отложений во внутриконтинентальных морях

Море	Район	Соленость, ‰	Геоструктурное положение		Климатическая зона	Фациальная зона	Генетические типы карбонатов	Минералогические формы карбонатов	Типы карбонатных отложений
1	2	3	4		5	6	7	8	9
Белое	–	< 30	Эпиплатформенная впадина		Субарктическая гумидная	Шельф	Биогенные	А, к	Редкие ракушняки, биогенно-детритусовые пески
						Шельфовые впадины	”	А, к	Отсутствуют
Балтийское	–	< 10	”		Субарктическая и умеренная гумидная	Шельф	Биогенные, терригенные	А, к, д	Редкие ракушняки, биогенно-детритусовые пески
						Шельфовые впадины	Биогенные, терригенные, диагенетические	К, а, д	Отсутствуют
Аральское	–	< 10	”		Умеренная аридная	Шельф	Хемогенные, терригенные, биогенные	К, а, вмк, д	Ракушняки, оолитовые пески, мергелеподобные илы
Азовское	–	< 10	Краевой прогиб	платформенный борт	Умеренная гумидная и семиаридная	”	Биогенные	А, к	Ракушняки, биогенно-детритусовые пески
				складчатый борт		”	Биогенные, терригенные	А, к, д	Редкие биогенно-детритусовые пески
Персидский залив	–	40		платформенный борт	Тропическая аридная	”	Биогенные, хемогенные, терригенные	А, ВМК, к, д	Ракушняки, биогенно-детритусовые и оолитовые пески, рифы, лагунные хемогенные илы
				складчатый борт		”	Терригенные, биогенные, хемогенные	А, ВМК, К, д	Мергелеподобные илы, редко ракушняки и биогенно-детритусовые пески
Черное	Северо-западный	< 20	Эпиплатформенная впадина		Умеренная гумидная и семиаридная	”	Биогенные	А, к	Ракушняки, биогенно-детритусовые пески
	Остальная часть		Межскладчатая впадина		Субтропическая гумидная	”	Биогенные, терригенные	А, к, д	Редкие ракушняки, биогенно-детритусовые пески
						Впадина	”	К, д	Кокколитовые илы, мергелеподобные илы

Таблица (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8	9
Каспийское	Северный	13	Эпиплатформенная область	Умеренная аридная	Шельф	Биогенные, хемогенные, терригенные	А, вмк, к, д	Ракушняки, биогенно-детритусовые и оолитовые пески
	Средний		Краевой прогиб: платформенный борт	Умеренная и субстропическая аридная	”	Биогенные, терригенные, хемогенные	А, к, вмк, д	Ракушняки, биогенно-детритусовые и оолитовые пески, литификаты
					Впадина	Биогенные, хемогенные, терригенные	К, д	Мергелеподобные илы
			складчатый борт		Шельф	Биогенные, терригенные, хемогенные	А, к	Редкие ракушняки, биогенно-детритусовые и оолитовые пески
					Впадина	То же	К, а, д	Редко мергелеподобные илы
	Южный		Межскладчатая впадина	Субтропическая аридная	Западный шельф	”	А, К, д	Редкие ракушняки, биогенно-детритусовые и оолитовые пески
					Восточный шельф	Хемогенные, биогенные	ВМК, а, к	Известковые илы, ракушняки, оолитовые и биогенно-детритусовые пески, литификаты
					Впадина	Хемогенные, терригенные	ВМК, к	Известковые и мергелеподобные илы
Средиземное	Западный	36	”	Субтропическая гумидная, аридная	Шельф	Биогенные, терригенные	А, к, вмк, д	Редкие ракушняки, мшанковые банки, биогенно-детритусовые пески
					Впадина	Биогенные	К, а	Редко фораминиферо-кокколитовые илы
	Восточный	39	Эпиплатформенная впадина	Субтропическая аридная	Шельф	Биогенные, хемогенные, терригенные	А, вмк, к, д	Ракушняки, оолитовые и биогенно-детритусовые пески, мшанковые банки
					Впадина	То же	ВМК, К, а, д	Микрито-фораминиферо-кокколитовые илы, литификаты
Красное	–	40	Рифтгенная впадина	Тропическая аридная	Шельф	”	А, К, ВМК, д	Ракушняки, коралловые и мшанковые рифы, биогенно-детритусовые и оолитовые пески, лагунные хемогенные осадки
					Впадина	”	ВМК, К, А, д	Фораминиферо-кокколитово-микритовые илы, арагонитовые литификаты

Примечание. А – арагонит, К – кальцит, ВМК – высокомагнезиальный кальцит, Д – доломит; прописные буквы указывают на преобладающий минерал.

Биогенные карбонаты. Биогенные карбонаты в целом наиболее широко распространены в осадках. В теплых морях, имеющих устойчивую связь с океаном и потому близкую к нормальной соленость вод (Средиземное, Красное моря и Персидский залив), в силу богатства органического мира морфологические и минералогические формы карбонатов в осадках наиболее разнообразны. На шельфовых глубинах карбонаты обнаруживаются в виде остатков всевозможных моллюсков, кораллов, мшанок, известковых водорослей, панцирей ежей, фораминифер, кокколитов, птеропод и др. Минералогически эти биогенные остатки слагаются арагонитом, кальцитом, высокомагнезиальным кальцитом как в смеси, так и при преобладании какого-либо одного минерала в зависимости от состава биогенного источника.

За пределами шельфа основную роль среди карбонатов играют остатки фораминифер, кокколитов, птеропод и редко, главным образом в верхней части континентального склона, комплекс остатков шельфа. Обеднение морфологических форм карбонатов сопровождается изменением минералогического состава карбонатов. Здесь основу карбонатов слагает низкомагнезиальный кальцит, поставляемый планктонными фораминиферами и кокколитами, а в виде примеси содержится арагонит (за счет птеропод) и высокомагнезиальный кальцит (в основном за счет бентосных фораминифер), количество которого убывает с увеличением глубины моря.

В морях, имеющих ограниченную связь с океаном или не имеющих ее в настоящее время или в прошлом и по этой причине характеризующихся пониженной соленостью вод (Черное, Каспийское, Белое, Балтийское, Азовское, Аральское), богатство органического мира резко уменьшается за счет выпадения многих стеногалинных видов и родов. На шельфовых глубинах этих морей биогенные карбонаты поставляются в осадки в основном моллюсками, реже бентосными фораминиферами, известковыми водорослями, иногда при достаточной солености кокколитами (Черное море). Минералогически биогенные остатки слагаются в северных морях арагонитом и кальцитом, в замкнутых морях аридной зоны в подавляющей степени арагонитом, а в морях субтропической зоны кальцитом, арагонитом и высокомагнезиальным кальцитом.

За пределами шельфа здесь биогенные карбонаты представлены остатками кокколитов и остракод, как в Черном море, остракод, как в Каспийском море, которые минералогически представлены кальцитом.

Хемогенные карбонаты. Хемогенные карбонаты достаточно широко распространены в позднечетвертичных осадках внутренних морей семиаридной и аридной климатических зон. Они накапливались в разных фациальных обстановках, представлены различными морфологическими и минералогическими формами и отличаются по способу выделения.

В приливно-отливных зонах, лагунах и сабкхах Персидского залива, Красного и Средиземного морей в результате пересыщения вод карбонатом кальция и выпаривания происходит образование в осадках кристаллического арагонита, высокомагнезиального кальцита и доломита, который образуется из арагонита в диагенезе. Здесь арагонит и высокомагнезиальный кальцит участвуют в цементации биогенных пляжевых и прибрежных отложений. На мелководье трех бассейнов в позднечетвертичное время

был развит процесс образования оолитов, сложенных арагонитом. Хемогенный игольчатый арагонит в Средиземном море и Персидском заливе образуется также и за пределами мелководной части шельфа.

В глубоководных обстановках Средиземного, Красного морей и Персидского залива в осадках широко распространен мелкокристаллический высокомагнезиальный кальцит, слагающий значительную часть пелитовой фракции осадков. Кроме него, здесь в значительных количествах образовывались известковые литификаты, сложенные в Восточном Средиземноморье высокомагнезиальным кальцитом, а в Красном море — арагонитом, высокомагнезиальным кальцитом и кальцитом.

В изолированных и полуизолированных морях разнообразие форм хемогенных карбонатов уменьшается. В мелководных зонах шельфа Черного и Каспийского морей высокомагнезиальный кальцит участвует в цементации пляжевых осадков и ракушняков более глубоководных участков шельфа. Реже в этом процессе участвует и арагонит. В Каспийском и Аральском морях развиты оолиты, широко распространенные в мелководных условиях и сложенные магнезиальным кальцитом и кальцитом. Здесь же отмечается образование различных карбонатных корок, состоящих из мелкокристаллического высокомагнезиального кальцита.

В более глубоководных условиях шельфа Каспийского моря и центральных частях Аральского моря на протяжении позднечетвертичного времени происходило широкомасштабное осаждение хемогенных карбонатов, слагаемых кристаллами высокомагнезиального и низкомагнезиального кальцита.

За пределами шельфа в новокаспийское время в восточной половине Южного Каспия и эпизодически в Среднем Каспии, в новоевксинское время в западной половине Черного моря также протекал процесс осаждения из пересыщенных вод хемогенного высокомагнезиального и низкомагнезиального кальцита, причем в черноморских осадках видны явные следы диагенетического растворения кристаллов.

Терригенные карбонаты. Терригенные карбонаты распространены в осадках изученных морей менее широко, хотя иногда они слагают весьма значительную часть осадков. Они, как правило, локализуются у побережий, где обнажаются карбонатные породы: в Средиземном море — в осадках северной части Адриатического моря у побережья Югославии, у Крита, в северной части Ионического моря в заливе Таранто и т. д.; в Черном море — у побережья Крыма, Кавказа, Болгарии и Турции; в Каспийском море — на западном шельфе и у п-ва Мангышлак; в Персидском заливе — у побережья Ирана. Терригенные карбонаты в осадках тяготеют или к терригенным фациям, или к фракции, обогащенной терригенным материалом. Они представлены обломками разнообразных известковых пород, концентрирующимися главным образом во фракции крупнее 0,1 мм, достигая иногда размеров гравия и гальки как в прибрежных участках, так и в турбидитовых прослоях в глубоководных осадках. В более тонких фракциях (0,1—0,01 мм) встречаются мелкие обломки известковых пород, обломки и кристаллы минералов: кальцита, доломита, сидерита и др. В осадках Персидского залива, Красного и Средиземного морей, кроме карбонатов, поступивших за счет аллювиаль-

ного выноса и абразии, значительная их часть поступает эоловым путем из пустынь.

Во временном разрезе значение терригенных карбонатов почти во всех бассейнах увеличивается в осадках, отложившихся во время оледенений, когда уровни морей понизились и возросла роль терригенного материала.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Сочетание определенного геоструктурного положения бассейнов седиментации, климатической зональности водосборных областей, температуры и солености морских вод, определяет, как было показано выше, концентрацию, темпы накопления, генетические типы карбонатов, эволюцию процесса карбонатонакопления во времени и формирование карбонатных отложений во внутриконтинентальных морях.

При этом оказывается, что различные типы карбонатных осадков накапливаются практически только в условиях эпиплатформенных морских бассейнов, расположенных в засушливой и аридной климатических зонах. Так, в умеренной гумидной и семиаридной зонах при слабом влиянии терригенного материала на платформенных шельфах Черного, Каспийского, Средиземного, Красного морей, Персидского залива, частично в Аральском и Азовском морях в прибрежных обстановках и в различной степени на остальной площади шельфов образуются маломощные рыхлые биогенные ракушняки и детритусовые осадки, хемогенные оолитовые пески, хемогенные мергелеподобные илы. В некоторых обстановках иногда на значительных площадях дна образуются литифицированные биогенные осадки как на мелководье, так и на больших шельфовых глубинах (до 30—40 м). При этом при нормальной солености и высоких температурах морской воды ракушняки отличаются большим генетическим разнообразием слагающих их компонентов. Кроме перечисленных типов отложений, здесь накапливается комплекс разнообразных рифовых образований (Красное море и Персидский залив), лагунных и прибрежно-морских хемогенных осадков.

В глубоководных обстановках приплатформенных участков морей или непрерывно, или на определенных этапах их развития накапливаются биогенные и хемогенные, как в Черном и Каспийском морях, или смешанные хемогенно-биогенные илы, как в Средиземном и Красном морях, содержащие в последнем бассейне прослои или корки арагонитовых литификатов, по-видимому связанных с гидротермальной активностью в рифтовой зоне. Так же как и на шельфе, в морях с нормальной соленостью формируются разнообразные кокколитовые, фораминиферовые, птероподовые и смешанные илы; при пониженной солености глубоководные известковые отложения мономинеральны и слагаются только кокколитами (Черное море).

В эпиплатформенных морях холодной климатической зоны известковые отложения не формируются, за исключением ограниченных участков на мелководьях, где образуются ракушняковые банки и некоторые экзотические типы отложений — балянусовые пески (Белое море).

В морях орогенных впадин и прискладчатых областях краевых прогибов в условиях преимущественно терригенной седиментации, несмотря

на высокие темпы накопления карбонатного материала, известковые осадки формируются, как правило, только в прибрежных районах шельфа и занимают при этом ограниченные площади. В глубоководных осадках карбонатный материал также находится в виде примеси. В аридной климатической зоне здесь накапливаются только известковые глины и иногда мергелеподобные илы. Для данного типа бассейнов мало свойственны хемогенные отложения, за исключением Персидского залива, где в прииранской части отлагались арагонитовые илы. Терригенные карбонаты в морях орогенных впадин и краевых прогибов часто не уступают биогенным, а в Персидском заливе мергелеподобные осадки содержат большое количество терригенного кальцита и доломита.

ЛИТЕРАТУРА

Белое море. Седиментогенез и история развития в голоцене. М.: Наука, 1977. 235 с.

Геология Азовского моря. Киев: Наук. думка, 1974. 247 с.

Геология Балтийского моря. Вильнюс: Мокслас, 1976. 316 с.

Сорокин В. М. О хемогенных карбонатах в осадках Черного моря // Литология и полезн. ископаемые. 1978. № 5. С. 87—91.

Сорокин В. М. Минералогия карбонатов в осадках Южного Каспия // Изв. вузов. Геология и разведка. 1979. № 2. С. 97—100.

Сорокин В. М., Конюхов А. И., Щербаков Ф. А. Позднечетвертичное карбонатонакопление в Красном море // Там же. 1985. № 5. С. 42—50.

Сорокин В. М., Куприн П. Н., Щербаков Ф. А. Карбонатонакопление на континентальной террасе северной части Черного моря. — Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология 1975. № 6. С. 75—79.

Сорокин В. М., Соколов В. Н., Шлыков В. Г. Хемогенное карбонатонакопление во внутриконтинентальных морях // Литология и полез. ископаемые. 1984а. № 3. С. 113—116.

Сорокин В. М., Соколов В. Н., Шлыков В. Г. Позднечетвертичное карбонатонакопление во внутриконтинентальных морях // Материалы XXVII МГК: Тез. докл. М.: Наука, 1984б. Т. 2. С. 200.

Сорокин В. М., Соколов В. Н., Шлыков В. Г. Генетические типы карбонатов в глубоководных осадках Средиземного моря // Изв. вузов. Геология и разведка. 1986. № 5. С. 55—59.

Сорокин В. М., Шевченко А. Я. Карбонато- и кремненакопление на континентальной террасе в позднечетвертичное время // Геолого-геофизические исследования болгарского сектора Черного моря. София: Изд-во БАН, 1980. С. 266—275.

Шимкус К. М. Осадкообразование Средиземного моря. М.: Наука, 1984. 240 с.

УДК 551.71/72:552.58(571.5)

Т. А. ДОЛЬНИК, Т. Н. ТИТОРЕНКО, М. М. ВЕЛЬКОВ

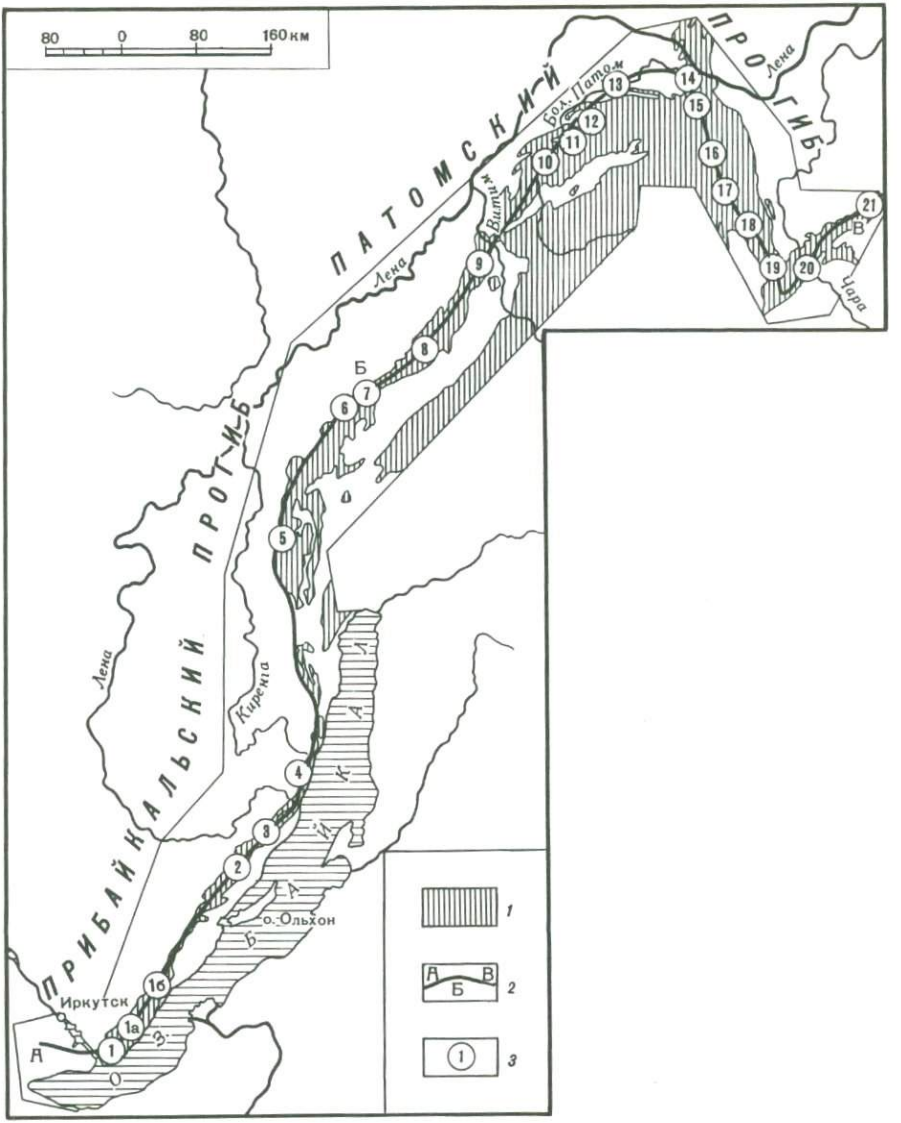
ОРГАНОГЕННЫЕ ПОСТРОЙКИ РИФЕЯ БАЙКАЛЬСКОЙ ГОРНОЙ ОБЛАСТИ И НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИХ РАЗМЕЩЕНИЯ

Ископаемые органогенные постройки, сложенные строматолитами, встречаются во многих структурно-фациальных зонах Байкальской горной области, в различных частях разреза рифея [Королюк, 1960, 1962, 1968; Королюк и др., 1975; Дольник, Воронцова, 1971, 1974; Дольник, 1978а, б, 1979, 1982; Хабаров, 1982; и др.]. Распределение их на площади и в разрезе весьма неравномерно. Районы распространения органогенных построек сложны для геологического картирования, и при проведении геолого-съемочных работ крупного масштаба их необходимо специально изучать, без чего нередко невозможно понять геологическое строение территории. Слои с органогенными постройками могут быть использованы в качестве маркирующих горизонтов, они помогают расшифровать характер складок (нормальное или запрокинутое залегание), представляют большой интерес для восстановления палеогеографии региона и прогнозирования целого ряда полезных ископаемых — полиметаллов, бокситов и др., вместилищами которых они нередко оказываются.

По морфологии среди органогенных построек рифея преобладают простые образования — биогермы и биостромы, которые характеризуются небольшими размерами: высота их 0,5—15 м, диаметр 0,5—10 м, редко до 50 м.

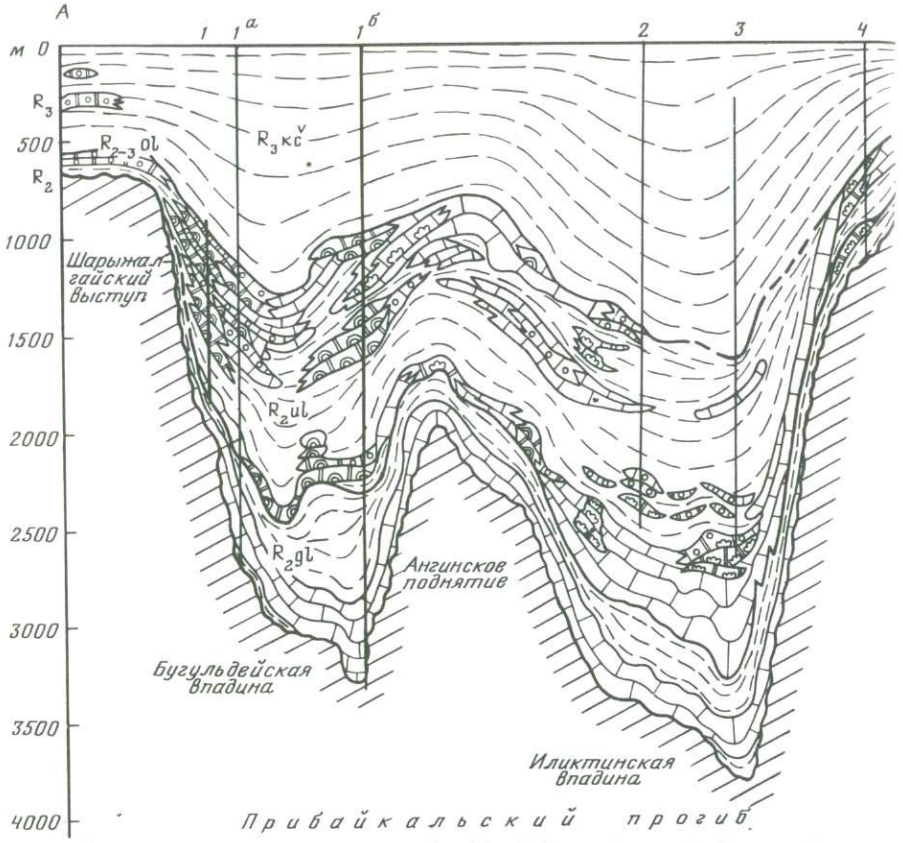
В разрезах рифея рассматриваемого региона выделяются три крупных этапа формирования органогенных построек: два среднерифейских и верхнерифейский. В нижнерифейских отложениях органогенные постройки практически неизвестны, за исключением Чая-Миньской зоны в Прибайкалье и Ийско-Бирюсинской в Присаянье. В первой, в основании чайской свиты, установлены небольшой мощности постройки, которые возникли на покровах эффузивов [Дольник, Никольский, 1974]. В Присаянье строматолиты, не поддающиеся определению, отмечены нами в отложениях ирсымской свиты.

В среднем рифее органогенные постройки распространены значительно более широко, чем в нижнем, но распределены они по разрезу и площади неравномерно. Они приурочены к двум стратиграфическим уровням



Р и с. 1. Обзорная карта

1 — выходы рифейских отложений; *2* — линии палеогеологических профилей; *3* — опорные разрезы (использованы данные И. К. Королюк, Т. А. Дольник, Г. А. Воронцовой, Н. К. Коробейникова, В. Ю. Шенфиля, В. К. Головёнка, В. Д. Белогура, С. А. Пермякова, Ю. А. Новокшенова и другие материалы ПГО «Иркутск-геология»): 1 — падь Кадильная; 1а — р. Голоустная; 1б — р. Куртун; 2 — р. Правая Иликта; 3 — Большой Анай; 4 — реки Толокай — Правая Тонгода; 5 — р. Миня; 6 — р. Правая Рассоха; 7 — р. Чая; 8 — р. Малая Чуя; 9 — р. Большая Чуя; 10 — р. Большой Патом; 11 — р. Тонода; 12 — р. Челончен; 13 — Большая Таймендра, р. Танарак; 14 — р. Дербедянка; 15 — р. Малый Патом; 16 — р. Молво; 17 — р. Жуя; 18 — р. Ченча; 19 — р. Джелинда; 20 — р. Сень; 21 — р. Токко

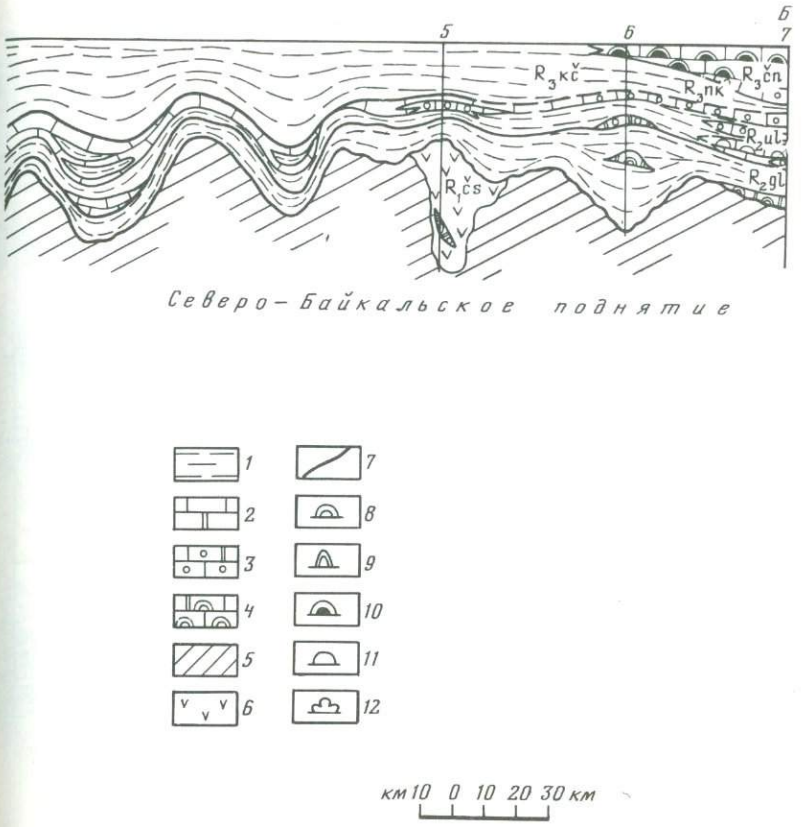


Р и с. 2. Палеогеологический профиль рифея Прибайкальского прогиба с размещением органогенных построек (по современным выходам). Положение профиля см. на рис. 1

Отложения: *1* — терригенные и глинистые, *2* — хемогенные карбонатные (известняки, доломиты), *3* — известняки и доломиты с микрофитолитами, *4* — известняки и доломиты строматолитовые, *5* — нижнерифейские, и дорифейские; *6* — эффузивы; *7* — границы свит; типы строматолитов: *8* — столбчатые ветвящиеся, *9* — конофитоны, *10* — желваковые, желваково-столбчатые, *11* — пластовые, *12* — тип постройки не известен. **Свиты.** Верхний рифей: kč — качергатская, čn — ченчинская, nk — никольская, tr — торгинская; средний—верхний рифей: ol — олхинская; средний рифей: ul — улунтуйская, gl — голоустенская, vl — валюхтинская, br — баракунская, sn — сеньская, dž — джемкуканская, km — кумахулакская, nč — ничатская, mr — мариинская, bg — бугарихтинская, blg_1 — нижняя часть баллаганахской серии; нижний рифей: čs — вулканогенно-осадочные отложения со строматолитовыми постройками чайской свиты

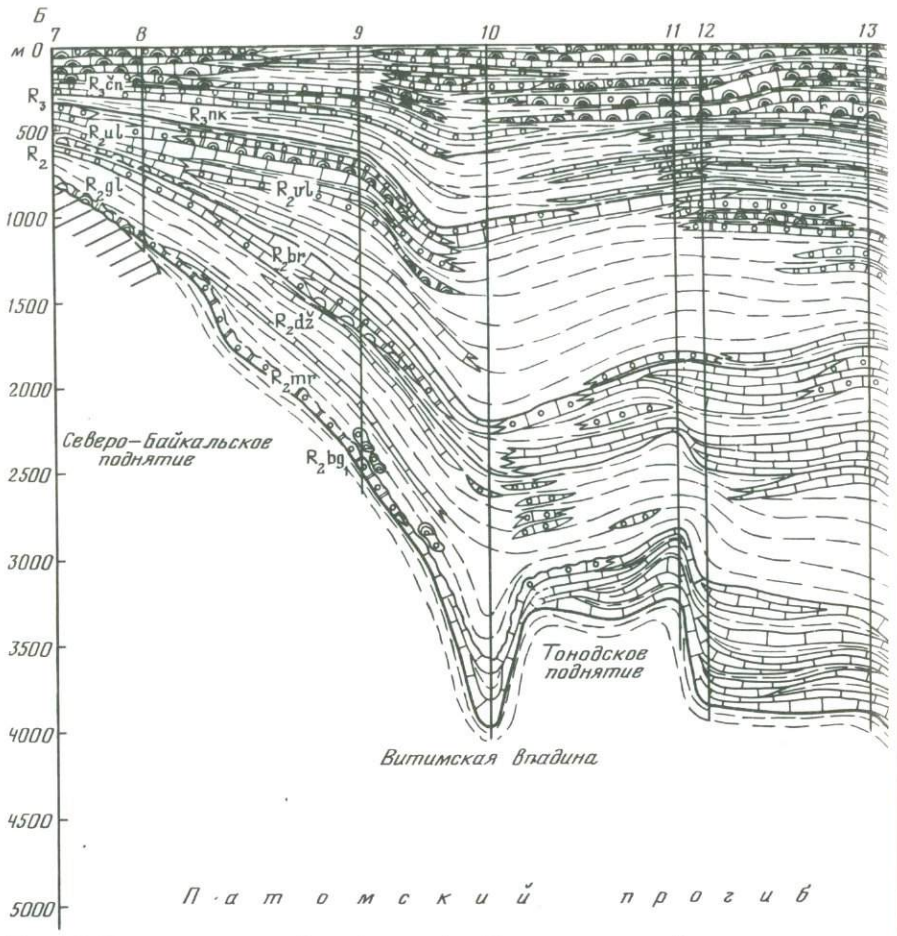
(снизу): голоустенско-мариинско-бульбухтинскому и улунтуйско-валюхтинско-сеньскому. На обоих стратиграфических уровнях постройки отмечается в одних и тех же зонах (рис. 1, 2, 3).

В Прибайкальском прогибе постройки голоустенско-мариинско-бульбухтинского уровня приурочены к голоустенской свите, которая характеризуется карбонатно-терригенным составом. Органогенные постройки наблюдаются в доломитах в основании или в нижней части свиты (реки



Рассоха, Чая) и установлены только в пределах Северо-Байкальского поднятия в зоне перехода к Патомскому прогибу (см. рис. 1, 2). Они представлены маломощными биостромами (до 4 м) с пластовыми строматолитами Stratifera goloustenella Dol. и, возможно, биогермами (форма построек не установлена из-за слабой обнаженности) с очень мелкими столбчатыми строматолитами Compactocollenia tchajensis Dol. [Дольник, Воронцова, 1974; Дольник, 1982]. В долине р. Чая отчетливо устанавливается, что водоросли, образовавшие мелкие столбчатые постройки, развивались на каменистом дне бассейна, обволакивая обломки габброидов чайского интрузивного комплекса, на котором с размывом залегают доломиты голоустенской свиты.

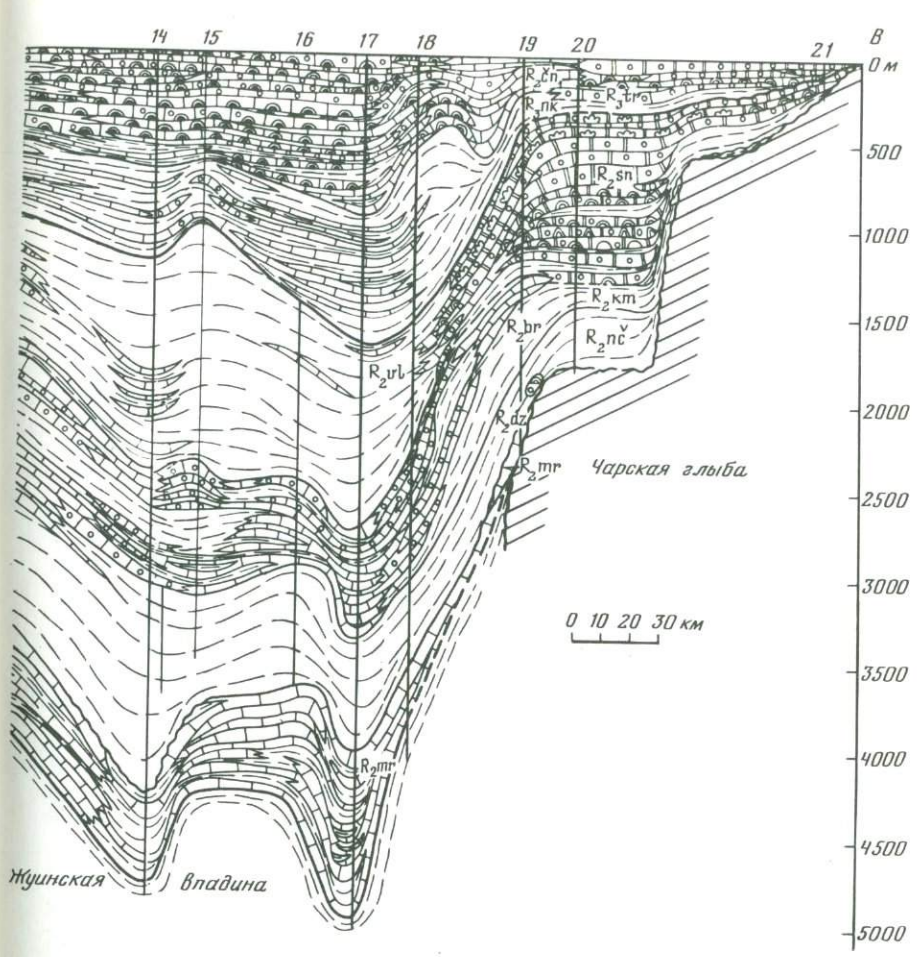
В Патомском прогибе постройки рассматриваемого уровня связаны с мариинской и бульбухтинской свитами и приурочены только к юго-западному и северо-восточному его бортам, где эти свиты имеют преимущественно доломитовый состав (см. рис. 3). Определить первоначальную мощность органогенных построек мариинской свиты не представляется возможным, так как они размыты и находятся в основном в гальке конгломератов джемкуканской и ничатской свит, которые в периферийных



Р и с. 3. Палеогеологический профиль рифея Патомского прогиба с размещением органогенных построек (по современным выходам) Положение профиля см. на рис. 1

Условные обозначения см. на рис. 1, 2

частях прогиба трансгрессивно перекрывают отложения мариинской свиты. В гальке конгломератов установлены почти исключительно столбчатые строматолиты: Baicalia mariinica Dol., B. cf. reticulata Dol.,Compactocollenia cf. sarmensis Korol., Conophyton cf. garganicus Korol. и др. По обилию галек и валунов органогенных карбонатных пород можно предполагать, что мощность строматолитовых построек мариинского времени была значительной. Возможно, она была близка мощности таковых в бульбухтинской свите, которая является стратиграфическим аналогом мариинской. Бульбухтинская свита (на профиль не попадает) представляет собой сланцево-карбонатную толщу, в которой чередуются строматолитовые, микрофитолитовые и хемогенные карбонатные породы и сланцы



[Жаднова, 1961; Дольник, 1978б, 1982]. Отложения бульбухтинской свиты, очевидно, находились дальше от береговой линии, чем отложения мариинской свиты, и не подверглись разрушению в джемкуканское время. Мощность преимущественно органогенной средней части свиты около 600 м. Предполагаемая мощность отдельных пачек с прослоями строматолитов более 100 м. Форма и размеры органогенных построек не изучены из-за слабой обнаженности. Строматолиты представлены в основном столбчатыми формами и разнообразны по морфологии. Преобладают столбчатые строматолиты группы Baicalia, среди которых по типу микроструктур выделяются Baicalia impexa Dol., B. reticulata Dol., B. bulbuchtensis Kom., а также встречаются Anabaria visenda Dol., Conophyton garganicus Korol., Kussiella (?) netcherica Dol., Katavia (?) istanachica Dol., Colonella sp., Parmites sp. Часть этих форм (три формы) установлена в гальке джемкуканских (ничатских) конгломератов по периферии нагорья.

Постройки улунтуйско-валюхтинско-сеньского уровня распространены в обоих прогибах — в Патомском и Прибайкальском. В Патомском прогибе они установлены у юго-западного и северо-восточного бортов. В юго-западной части прогиба органогенные постройки приурочены к улунтуйской свите сланцево-известково-доломитового состава (р. Чая), а также к доломитовой баракунской и сланцево-терригенно-доломитовой валюхтинской свитам (реки Большая и Малая Чуя, Витим). Строматолиты этого участка образуют маломощные биостромы (1,5—5 м), которые в отдельных разрезах группируются в пачки (до 25 м), где они чередуются с хемогенными карбонатными породами. Протяженность биостромов не определена из-за слабой обнаженности — предположительно первые километры. Набор форм строматолитов в юго-западной части прогиба ограничен и состоит из трех формальных видов пластовых (Stratifera baracunica Dol., S. sarmensis Dol., Gongylina uluntuica Dol.) и двух столбчатых (Baicalia hirta Dol., B. valuchtenia Dol.). Большинство форм строматолитов распространено локально, встречено в одном разрезе, и только Baicalia valuchtenia присутствует в нескольких разрезах Патомского прогиба и в Прибайкальском прогибе (падь Кадильная).

В северо-восточном борту прогиба строматолиты приурочены к сеньской свите доломитового состава (реки Джелинда, Сень, Чара и др.), где они образуют ряд биостромов в нижней и верхней частях свиты, сложенных в основном столбчатыми строматолитами. Морфология построек и протяженность отдельных горизонтов изучены недостаточно из-за слабой обнаженности. Ориентировочная протяженность отдельных горизонтов до 10 км. Строматолитовые доломиты чередуются в разрезах с микрофитолитовыми и хемогенными. Набор строматолитов этого участка разнообразен. Здесь установлены семь столбчатых форм — Baicalia (?) tcharica Dol., B. nitchatica Dol., B. aff. lacera Semich., Conophyton metula Kir., Svetliella (?) senica Dol., Parmites aimicus (Nurh.) Schap., Colonella sp., и пластовые Stratifera bogajuctica Dol.

В Прибайкальском прогибе строматолиты рассматриваемого уровня распространены шире, чем в Патомском, приурочены к сланцево-карбонатной улунтуйской свите и сосредоточены в двух впадинах — Бугульдейской и Иликтинской. Наиболее мощные органогенные постройки, сложенные строматолитами, установлены на бортах Бугульдейской впадины. Здесь (разрезы пади Кадильной, р. Куртуна) отмечаются горизонты со строматолитами (до 45 м мощности), которые чередуются в разрезах с микрофитолитовыми и хемогенными карбонатными породами, образуя толщи типа биоритмитов[1] до 500 м мощности (рис. 4, II, *Д*). Типичными биоритмитами эти толщи вряд ли могут считаться, так как в отличие от таковых характеризуются значительно более грубым чередованием строматолитовых, микрофитолитовых и хемогенных карбонатных пород, без четко выраженных закономерностей в чередовании. Вместе с тем такая закономерность является одной из наиболее характерных черт биоритмитов [Королюк и др., 1975, с. 52]. В разрезах Бугульдейской впадины строматолиты представлены разнообразными столбчатыми формами: Baicalia baicalica Kryl., B. valuchtenia Dol., B. aff. reticulata Dol.,B. aff.

[1] Термин употребляется в понимании И. К. Королюк [Королюк и др., 1975].

mariinica Dol., Compactocollenia sarmensis Korol., Conophyton cadilnicus Korol., C. kurtunica Korol., C. cf. garganicus Korol., Masloviella columnaris Korol., Katavia molca Dol., Minjaria buguldeica Schenf., Tungusia sp.

Разрез верхней части улунтуйской свиты пади Кадильной можно рассматривать в качестве примера строения биоритмита (?) улунтуйско-валюхтинско-сеньского уровня. В разрезе общей мощностью 540 м выделяется несколько крупных ритмов (50—70 м), нижние части которых сложены карбонатными породами со строматолитами и микрофитолитами, а верхние — сланцами или узорчатыми доломитами. Характерной особенностью нижних частей ритмов является их значительная мощность (до 45 м). Соотношение строматолитовых и микрофитолитовых пород различно. В одних ритмах преобладают строматолиты, в других — микрофитолиты. В мощных строматолитовых пачках наблюдается чередование различных формальных видов столбчатых строматолитов — Baicalia baicalica Kryl., B. valuchtenia Dol., Conophyton cadilnicus Korol. Для органогенных частей ритмов характерны темно-серая и серая окраска, для неорганогенных — светло-серая и зеленовато-серая.

Характер размещения строматолитов в разрезе пади Кадильной детально описан И. К. Королюк [1962], которая считала, что мощные сближенные пачки строматолитовых известняков образуют в этом разрезе рифоподобные постройки, а весь Кадильнинский массив предположительно относила к настоящим рифам [Королюк, 1968]. Ориентировочная протяженность этого массива 20—30 км.

Разрез улунтуйской свиты, близкий к разрезу пади Кадильной, наблюдался в долине р. Куртуна, но терригенные породы в этом разрезе занимают бóльший объем. Протяженность Куртунского органогенного массива ориентировочно определяется в 30—40 км. Органогенные массивы Кадильной и Куртуна к юго-западу и северо-востоку довольно резко выклиниваются, сменяясь хемогенными карбонатными породами и сланцами (см. рис. 2).

В Иликтинской впадине органогенные постройки менее распространены и значительно хуже изучены. Они не образуют таких мощных рифоподобных толщ, как постройки Бугульдейской впадины, а распространены на отдельных участках. Постройки образованы столбчатыми строматолитами Collumnacollenia uluntuica Korol. и Compactocollenia sarmensis Korol. Эти строматолиты слагают в разных частях разреза биогермы от 2×2 м до 50×20 м, которые образуют органогенные толщи максимальной мощностью до 260 м (р. Иликта), нередко залегают среди сланцев и слагают обособленные, резко выклинивающиеся органогенные тела [Королюк, 1962].

В верхнем рифее органогенные постройки распространены наиболее широко в Патомском и Присаянском прогибах, а в Прибайкальском — в современном срезе — полностью отсутствуют. Нами описываются в основном строматолиты Патомского прогиба (см. рис. 2, 3), где в верхнем рифее в известняковой ченчинской свите они формировали линейно вытянутые гряды биогермов, прослеживающиеся вдоль всей структуры. Распределение фациальных зон в пределах бассейна фиксируется по количественному соотношению строматолитовых, микрофитолитовых, хемогенных карбонатных и терригенных пород [Дольник, 1969; Дольник,

Титоренко, 1979; Хабаров, 1982]. Органогенные постройки верхнего рифея в отличие от среднерифейских имеют однообразный, устойчивый для всего Патомского прогиба набор строматолитов. Это биогермы и биостромы, сформированные главным образом желваковыми и желваково-столбчатыми строматолитами группы Tinnia, в которой по типу микроструктур выделяются три формальных вида — Tinnia patomica Dol., T. punctata Dol., T. tchaja Dol. Столбчатые и пластовые строматолиты встречаются весьма редко, особенно последние. Столбчатые строматолиты установлены только в центральной части биогермной зоны, но количество формальных видов их также ограничено. Здесь определены строматолиты, принадлежащие трем группам: Patomia ossica Kryl., P. ambigua Dol., Lenia jacutica Dol., Inzeria tchentcha Dol., I. gigantea Dol.

Если в среднем рифее мощные толщи биоритмитов имеют локальное распространение, то в верхнем рифее они распространены чрезвычайно широко, слагая узкую зону (до 30 км), которая прослеживается вдоль Патомского прогиба почти непрерывно на расстояние около 1000 км (см. рис. 1). Характер строения биоритмитов верхнего рифея детально рассматривался И. К. Королюк [1968].

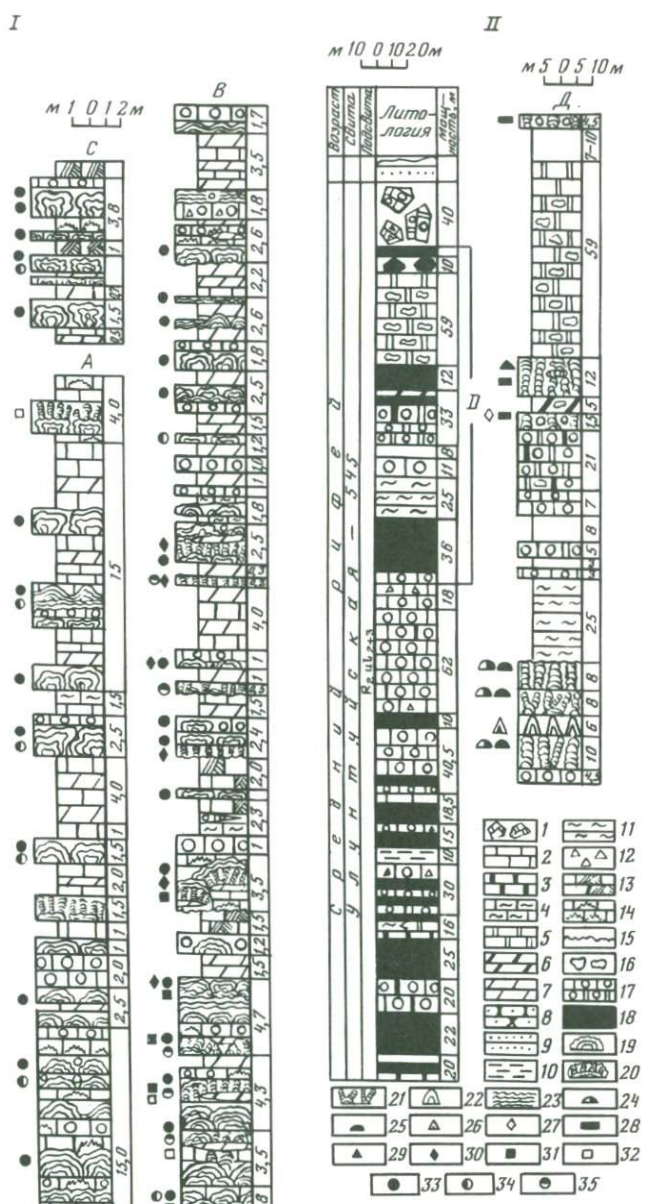
Постройки строматолитов в биоритмитах верхнего рифея так же, как и в среднем, чередуются с микрофитолитовыми и хемогенными карбонатными породами (рис. 4, I, *А*, *В*, *С*). Ритмы имеют двучленное строение, нижние члены ритмов сложены хемогенными известняками и мергелями, нередко косослоистыми; верхние — органогенными, преимущественно строматолитовыми породами. В нижней части ченчинской свиты органогенная часть отдельных ритмов имеет значительную мощность (до 27 м), резко подчиненные линзы и горизонты хемогенных известняков и мергелей выделяются нечетко. Вверх по разрезу мощности органогенной и неорганогенной частей ритма сближаются. Строматолиты представлены только желваковыми формами. В средней части толщи мощность отдельных частей ритма по-прежнему соизмерима, но увеличивается разнообразие строматолитов — наряду с желваковыми появляется ряд столбчатых форм, более четко обособляются горизонты микрофитолитовых известняков, отмечаются признаки движения водной среды, что отражается в появлении косослоистых известняков и мергелей. Наблюдаются следы подводных размывов. В верхней части толщи увеличивается количество

——→

Р и с . 4. Характер биоритмитов верхнего и среднего рифея

Биоритмиты: I — ченчинской свиты (р. Лена, у пос. Тинного), II — верхней части улунтуйской свиты (падь Большая Кадильная)

1 — делювиальные отложения; известняки: *2* — массивные, *3* — доломитовые, *4* — глинистые; доломиты: *5* — массивные, *6* — известковые; *7* — мергели известковые; песчаники: *8* — кварцевые, *9* — полимиктовые; сланцы; *10* — глинистые, *11* — филлитовидные; *12* — брекчия; *13* — косая слоистость; *14* — стилолитовые швы; *15* — поверхность выветривания; *16* — породы пятнистые, узорчатые; известняки и доломиты: *17* — с микрофитолитами, *18* — строматолитовые; типы строматолитов: *19* — желваковые, *20* — желваково-столбчатые, *21* — столбчатые ветвящиеся, *22* — конофитоны не ветвящиеся, *23* — пластовые. Формальные роды и виды строматолитов: Столбчатые: *24* — Baicalia valuchtenia Dol., *25* — B. baicalia Kryl., *26* — Conophyton cadilnicus Korol., *27* — Masloviella sp., *28* — Katavia molca Dol., *29* — Minjaria buquldeica Schenf., *30* — Lemia jacutica Dol., *31* — Inseria tchentcha Dol., *32* — Patomia ambigua Dol., *33* — Tinnia patomica Dol., *34* — T. punctat Dol., *35* — T. tchaja Dol.; *А*—*Д* — характер элементарных ритмов (см. текст)


I
II
м 1 0 1 2 м
м 10 0 10 20 м
м 5 0 5 10 м
A
B
C
Д
Лито-логия
Мощность, м
Возраст свиты
Индекс свиты
Средняя Юра — Среднеюрская
Ранняя Юра
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35

косослоистых неорганогенных пород, а строматолиты представлены, так же как и внизу, только желваковыми формами. В целом отложения ченчинской свиты характеризуются присутствием красноцветных пород, красноцветная окраска характерна как для хемогенных, так и для органогенных разновидностей.

Сравнение органогенных построек среднего и верхнего рифея позволяет сформулировать некоторые выводы:

1. Строматолитовые постройки различных стратиграфических уровней характеризуются разным литологическим составом. Для голоустенско-мариинско-бульбухтинского уровня характерен доломитовый состав построек, для улунтуйско-валюхтинско-сеньского в разных участках бассейна установлен то доломитовый, то известковый состав, но доломитовый преобладает. Кроме того, для улунтуйско-валюхтинско-сеньского уровня характерен смешанный известково-доломитовый состав строматолитов и вмещающих пород. Постройки верхнего рифея в Патомском прогибе имеют преимущественно известковый состав, но это не является типичным для всего верхнерифейского уровня. В Присаянском прогибе, где органогенные постройки на этом уровне распространены так же широко, как в Патомском, и сложены в основном теми же столбчатыми и желваковыми формами строматолитов, они имеют доломитовый состав.

2. Распределение построек (на площади) на разных уровнях различно. Постройки среднего рифея распределены более или менее локализовано. В Прибайкальском прогибе они приурочены к центральным и бортовым частям Бугульдейской и Иликтинской впадин и быстро выклиниваются к Шарыжалгайскому и Северо-Байкальскому поднятиям, сменяясь хемогенными карбонатными породами, реже органогенными микрофитолитовыми и сланцами. Эти палеоподнятия, четко вырисовывающиеся по мощностям и изменению фаций (см. рис. 2), соответствуют краевым приплатформенным участкам палеобассейна — зоне хемогенного карбонатонакопления. Ангинское поднятие было, вероятно, менее дифференцированным и находилось дальше от береговой линии, что фиксируется постепенным изменением фаций и присутствием в пределах этого поднятия мелких построек строматолитов. В Патомском прогибе органогенные постройки среднего рифея приурочены только к краевым частям прогиба. Отсутствие их в центральной части прогиба, вероятно, связано с относительной глубоководностью этих участков, осадки в которых накапливались ниже зоны фотосинтеза. Это фиксируется фациальными изменениями — доломиты, к которым приурочены строматолиты, распространены только в краевых частях прогиба. По направлению к центру они сменяются известняками и сланцами. Первые иногда содержат микрофитолиты.

В верхнем рифее в Патомском прогибе формировались линейно-вытянутые органогенные постройки (гряды органогенных построек). Суммарная мощность построек сокращается к палеоподнятиям. К северному и южному краю бассейна они быстро выклиниваются, сменяясь к северу терригенными осадками (ченчинская свита р. Витим), а к югу — хемогенными глинистыми известняками и мергелями с редкими микрофитолитами (имняхская свита Бодайбинского района).

Вместе с тем характер изменения органогеных построек поперек прогибов изучен слабо из-за недостаточной обнаженности. Имеющиеся

данные о резком выклинивании построек при приближении к Шарыжалгайскому и Северо-Байкальскому поднятиям и отсутствие их в скважинах, пробуренных вблизи нагорья, свидетельствуют о том, что постройки приурочены к узкой зоне, благоприятной для распространения водорослей-строматолитообразователей, и резко выклиниваются как в сторону платформы, так и к внутренним районам Байкальской горной области.

3. Набор видов строматолитов в постройках связан с характером распределения построек по латерали. Локально распространенные постройки среднего рифея в различных участках прогиба слагаются разными морфологическими родами и видами строматолитов. Только отдельные виды строматолитов имеют широкое площадное распространение и встречаются в нескольких участках — Compactocollenia sarmensis Korol., Baicalia valuchtenia Dol., но основная масса форм имеет локальное площадное распространение. Причина такого незначительного распространения большинства форм строматолитов объясняется, очевидно, расчлененностью бассейна осадконакопления. В каждом участке бассейна могли существовать свои условия, благоприятные для развития различных палеобиоценозов.

Постройки верхнего рифея, вытянутые вдоль бортов Патомского прогиба, сложены на всем протяжении одним набором формальных родов желваковых строматолитов, что, вероятно, связано с однотипными условиями в пределах всей площади.

4. Распределение различных типов органогенных построек говорит о существенном тектоническом расчленении Прибайкальского и Патомского прогибов в среднем рифее и об относительном выравнивании прогибов в позднем рифее. Крупные обособленные рифоподобные тела в основном развиваются на склонах палеоподнятий.

ЛИТЕРАТУРА

Геологическая съемка в районах развития отложений с органогенными постройками // Методическое пособие по геологической съемке м-ба 1 : 50 000. Л.: ВСЕГЕИ, 1982. 327 с.

Дольник Т. А. Стратиграфия и строматолиты рифея, венда и нижнего кембрия Северо-Байкальского и Патомского нагорий: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Иркутск, 1969. 27 с.

Дольник Т. А. Новые формы строматолитов в отложениях верхнего докембрия южного обрамления Сибирской платформы // Новое в стратиграфии и палеонтологии позднего докембрия Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1978а. С. 105—128.

Дольник Т. А. Новые данные о возрасте бульбухтинской свиты Патомского нагорья // Там же. 1978б. С. 128—149.

Дольник Т. А. Органические остатки в докембрийских отложениях зоны сочленения Патомского нагорья и Алданского щита // Палеонтология докембрия и раннего кембрия: Тр. Всесоюз. симпоз. Л.: Наука, 1979. С. 68—71.

Дольник Т. А. Строматолиты опорных разрезов докембрия окраины Саяно-Байкальской горной области: (Справочное руководство). Иркутск: Вост.-Сиб. кн. изд-во, 1982. 183 с.

Дольник Т. А., Воронцова Г. А. Ченчинская свита Байкало-Патомского нагорья и ее органические остатки // Материалы по геологии Сибирской платформы и смежных областей. Иркутск: Вост.-Сиб. кн. изд-во, 1971. С. 145—166.

Дольник Т. А., Воронцова Г. А. Биостратиграфия верхнего докембрия и нижних горизонтов кембрия Северо-Байкальского и Патомского нагорий. Иркутск: Вост.-Сиб. кн. изд-во, 1974. 96 с.

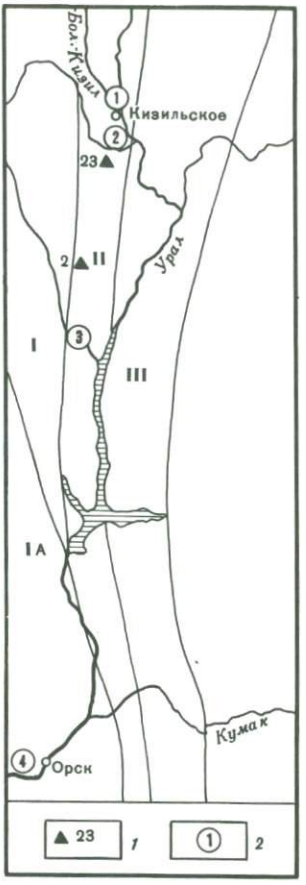
Дольник Т. А., Никольский Ф. В. Органические остатки акитканской серии: (Северо-Байкальское нагорье) // ДАН СССР. 1974. Т. 215, № 4. С. 871—874.
Дольник Т. А., Титоренко Т. Н. Микрофитолиты различных фациальных зон среднего рифея Патомского нагорья // Палеонтология докембрия и раннего кембрия. Л.: Наука, 1979. С. 45—53.
Жаднова Т. П. Стратиграфия северо-востока Патомского нагорья // ЦНИГРИ. 1961. Вып. 38. С. 49—85.
Королюк И. К. Строматолиты нижнего кембрия и протерозоя Иркутского амфитеатра // Тр. ИГИРГИ. 1960. С. 112—161.
Королюк И. К. Сравнительная характеристика формаций рифея и кембрия Прибайкалья. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 128 с.
Королюк И. К. Биогермные образования Западного Прибайкалья // Ископаемые рифы и методика их изучения. Свердловск, 1968. С. 55—71.
Королюк И. К., Михайлова М. В., Равикович А. И. и др. Ископаемые органогенные постройки, рифы, методы их изучения и нефтегазоносность. М.: Наука, 1975. 235 с.
Хабаров Е. М. Верхнерифейские органогенные постройки периферии Патомского нагорья // Карбонатные формации Сибири и связанные с ними полезные ископаемые. Новосибирск: Наука, 1982. С. 83—86.

УДК 551.351:552.54:551.735 (470.55/57)

И. А. ЩЕКОТОВА

К ВОПРОСУ О СТЕПЕНИ РИФОГЕННОСТИ ВИЗЕЙСКО-БАШКИРСКОЙ КАРБОНАТНОЙ ТОЛЩИ МАГНИТОГОРСКОГО СИНКЛИНОРИЯ

В эвгеосинклинальной зоне Урала имеется ряд мощных карбонатных толщ: в центральной части Тагильского синклинория силурийско-девонского, а в Магнитогорском синклинории поздневизейско-башкирского возраста. Карбонатные отложения Магнитогорского синклинория были объединены Л. С. Либровичем [1936] в кизильскую свиту. В литературе неоднократно рассматривались вопросы расчленения и сопоставления основных стратиграфических подразделений кизильской свиты с одновозрастными отложениями, развитыми в Приуралье и на восточной окраине Русской платформы [Лутфуллин и др., 1974; Кочеткова и др., 1977]. Имеется также значительное количество работ, посвященных литологии свиты и распространению основных фаций визейско-башкирских отложений в центральной части Магнитогорского синклинория [Лутфуллин, 1975; Иванова, 1975]. Наименее выясненным остается вопрос о степени рифогенности этой толщи. Зачастую все массивные известняки кизильской свиты называются рифогенными. Работами Я. Л. Лутфуллина и Р. М. Ивановой было установлено, что органогенные постройки составляют лишь часть свиты, однако их характер, строение и количество в толще оставались невыясненными. Задачей настоящей статьи является выяснение особенностей строения и степени рифогенности верхневизейско-башкирской карбонатной толщи, развитой в эвгеосинклинальном прогибе, описание конкретных органогенных построек, а также определение формационного типа всей толщи.



Р и с. 1. Схема расположения разрезов визейско-башкирской карбонатной толщи

1 — скважины Уральской площади; *2* — разрезы: 1 — по р. Большой Кизил, 2 — по р. Худолаз, 3 — по р. Малый Уртазым, 4 — у пос. Хабарный; структурно-фациальные зоны: I — Ирендыкская, Ia — Таналык-Аккермановская, II — Кизильская, III — Магнитогорская

Отложения верхневизейско-башкирской карбонатной толщи образуют в центральной части Магнитогорского синклинория меридиональную полосу длиной 330 км, от р. Шартымки на севере до р. Суундук на юге, шириной 15—20 км, принадлежащую трем структурно-фациальным зонам — Ирендыкской, Кизильской и Магнитогорской (рис. 1). В основании и кровле толщи отмечаются перерывы в осадконакоплении. Подстилается она вулканогенно-осадочными толщами березовской свиты турнейско-средневизейского возраста, перекрывается обломочными известняками и конгломератами карбонатно-терригенной уртазымской свиты московского яруса. Восточнее Магнитогорской зоны карбонатная толща замещается одновозрастными карбонатно-терригенными и терригенными толщами, западнее Ирендыкской зоны визейско-башкирские отложения не известны.

Для карбонатной толщи характерна изменчивость, наиболее резко выраженная вкрест простирания. Преимущественно карбонатный состав и наибольшую стратиграфическую полноту имеет она в Кизильской структурной зоне, где лишь местами, например на р. Большой Уртазым, в ней отмечаются пачки диабазов. Иногда в основании толщи залегает пачка полимиктовых гравелитов мощностью 1—25 м. К западу и востоку от Кизильской структурной зоны отложения толщи отличаются меньшей мощностью и выпадением из разреза значительной части кизильской свиты. В Ирендыкской зоне кизильская свита имеет карбонатно-вулканогенный состав. На известняки приходится около половины мощности разреза (600 м при общей мощности свиты свыше 1100 м), они слагают органогенные постройки на склонах вулканических островов. В Магнитогорской зоне в свите преобладают терригенные толщи с прослоями глинистых известняков и мергелей, среди которых светлые органогенные известняки слагают отдельные пачки и линзы.

Верхневизейско-башкирская карбонатная толща изучалась нами только в пределах Кизильской структурно-фациальной зоны в естественных обнажениях по рекам Большой Кизил, Худолаз, Малый Уртазым и по керну скважин Уральской площади. Кроме того, проводились исследо-

вания на биогермном массиве у пос. Хабарный на р. Урал, соотношение которого с основной полосой осталось неясным. Привязка изученных разрезов к стратиграфическим горизонтам, выделенным Н. М. Кочетковой, Я. Л. Лутфуллиным и В. В. Архиповой, сделана по микрофауне в наших сборах Г. Д. Киреевой и Е. Г. Миняевой.

Общая мощность толщи в Кизильской структурной зоне составляет около 2000 м, мощность отдельных стратиграфических горизонтов колеблется от 970 (ладейнинский горизонт) до 50—70 м (акавасский горизонт). По литологическим особенностям известняков, наличию и количеству органогенных построек, комплексу породообразующих организмов вся толща может быть разделена на три части (рис. 2 см. вкладку).

Нижнюю часть толщи в Кизильской структурной зоне составляют отложения губашкинского и ладейнинского горизонтов. Ее мощность 480—1600 м. Представлена она преимущественно слоистыми известняками с резко подчиненными по мощности органогенными постройками. Слоистые известняки относительно однообразные: полидетритовые, криноидные, брахиоподовые. Часто среди них отмечаются прослои органогенных песчаников. Количество последних увеличивается в ладейнинском горизонте (рис. 3). Для пород нижней части толщи характерны микрослоистость, кавернозность. В известняках губашкинского горизонта содержится большое количество мелких конкреций желтоватых и серых кремней размером до 5 см.

Наиболее распространенными в нижней части толщи являются полидетритовые известняки. Детрит в них в основном зоогенный: членики криноидей, обломки сетчатых мшанок, створки остракод и брахиопод, распространены в них также мелкие фораминиферы. Известняки содержат обедненный набор остатков водорослей конинкопор, шартымофикусов, кальцифолиумов, реже унгдарелл, березеллид и обломки неопределенных дазикладаций.

В криноидных известняках, кроме члеников криноидей, встречаются обломки их стеблей, створок крупных и мелких брахиопод, одиночных кораллов; из водорослей в них отмечаются обрывки березеллид и кальцифолиумов.

Органогенные песчаники сложены окатанным и гранулированным детритом криноидей, брахиопод, пелеципод; часты в них мелкие фораминиферы. В слоистых известняках встречен богатый комплекс макрофауны: они содержат большое количество различных брахиопод — толсто- и тонкостенных; крупных — размером до 10 см, иногда до 15—20 см и мелких — до 2—2,5 см. Отдельные прослои, в которых количество брахиопод резко увеличивается, превращаются в брахиоподовые ракушняки, образованные толстостенными створками (со стенкой до 2 см) гигантопродуктусов и стриатифер, лежащими выпуклой стороной вниз. Часто встречаются одиночные кораллы и мелкие обломки колониальных, список которых, приведенный в работе Р. М. Ивановой [1975], включает Clisiophyllum, Syringopora и Litostrotion. Одиночные кораллы образуют массовые поселения — биостромы.

Органогенные постройки в нижней части карбонатной толщи в Кизильской зоне встречены спорадически только в ладейнинском горизонте. Постройки в большинстве разрезов мелкие: плоские маломощные

Известняки	Типы известняков	Горизонты					
		Губашкинский	Ладейнинский	Нижнегубахинский	Усть-сарбайский	Сюранский	Акавасский
Биогермные	Гирванелловые		±				
	Ортонелловые			±			+
	Ортонеллово-гирванелловые				±		
	"Кружевные"		+				+
	"Ленточные"					+	
	Серпулово-остракодово-ленточные					±	
	Строматолитовые				+		
	Донецелловые					+	+
	Березеллидово-донецелловые						+
	Шартымофикусовые			+			
	Серпулидовые						+
	Остракодово-серпулидовые					+	+
	Палеонубекуляриевые		±		+		
	Палеонубекуляриево-гирванелловые				+		
Тафогермные	Остракодовые				±		+
	Остракодово-гирванеллово-палеонубекуляриевые						+
	Пелециподовые						+
	Брахиоподовые	±	+ +	+		±	+
	Брахиоподово-пелециподово-фораминиферовые						+
Детритовые	Полифитные			+			+ +
	Шартымофикусовые			+ +			
	Кальцифолиевые		+ +	+			
	Предонецелловые			±	±		
	Донецелловые					±	+
	Полидетритовые	+ +	+ +	+	+ +	+	+ +
	Криноидные	+ +	+				
	Спикуловые				±		
	Шламовые	±		±	±	+	
Обломочные	Органогенно-обломочные				+	±	+
	Карбонатная брекчия растрескивания					+	+
	Карбонатные песчаники	+	+ +	±		+	
Биохемогенные и хемогенные	Комковатые				±		+
	Сферо-сгустковые		±	±	±	+	
	Оолитово-онколитовые			±		±	
	Мелкозернистые			±		+	
Вторичные породы	Доломиты		+	+			
	Силициты				±		

+ + 1 + 2 ± 3

Рис. 3. Распространение пород в визейско-башкирской карбонатной толще

1 — широко распространенные; *2* — распространенные; *3* — встречающиеся в малых количествах

коралловые биостромы высотой 0,2 м и длиной до 30 м (реки Большой Кизил и Худолаз), вскрытые скважинами палеонубекуляриевые и гирванелловые биогермы, достигавшие мощности более 2 м (интервал 1512—1514 м в скв. 23 и 1041—1043 м в скв. 2). Крупные органогенные постройки отмечены в разрезах по рекам Большой и Малый Уртазым. На р. Большой Уртазым Я. Л. Лутфуллиным [1975] отмечены биогермные известняки мощностью до 52 м, контактирующие с диабазами. В Малоуртазымском разрезе, имеющем сложное строение и большое количество тектонических нарушений, биогермные известняки, по нашим наблюдениям, слагают куполовидные тела высотой 15—20 м и длиной 150—200 м. Купола имеют сложное пятнистое строение: среди преобладающих водорослевых биогермных известняков встречаются линзы детритовых и брахиоподовых известняков, а также седиментационной карбонатной брекчии. Биогермообразователями являются сильно перекристаллизованные неопределимые водоросли и сетчатые мшанки, колонии которых встречаются в виде целых «корзинок».

Отложения нижней части толщи развиты также в Ирендыкской и Магнитогорской зонах. В Ирендыкской зоне они представлены толщами диабазов, глинистых сланцев, слоистых и биогермных известняков, общей мощностью до 1000 м. В Магнитогорской зоне биогермные известняки небольшой мощности отмечались Я. Л. Лутфуллиным [1975] среди базальтов и слоистых известняков.

Средняя часть карбонатной толщи объединяет отложения нижнегубахинского и усть-сарбайского горизонтов серпуховского яруса. В Кизильской структурной зоне отложения средней части толщи отличаются быстрой фациальной изменчивостью — представлены они либо полидетритовыми известняками с прослоями органогенных песчаников и оолитовых известняков, либо фитодетритовыми известняками. Органогенные постройки встречены только в одном разрезе — по р. Большой Кизил. Резко различаются разрезы и мощностями — мощность серпуховских отложений на Худолазе 260 м, в скв. 23 — около 800 м, а на р. Большой Кизил — около 600 м.

В разрезе по р. Большой Кизил средняя часть толщи сложена коричневато-серыми, бежевыми и коричневыми известняками. В нижней половине нижнегубахинского горизонта они толстослоистые, в верхней — неяснослоистые и массивные, в усть-сарбайском горизонте — средне- и тонкослоистые. Преобладают в разрезе нижнегубахинского горизонта известняки фитодетритовые: кальцифолиевые, шартымофикусовые. Водоросли иногда на выветрелой поверхности известняков образуют войлокоподобную массу из белых фарфоровидных нитей. Кроме водорослей-породообразователей, в известняках содержатся предонецеллы, обрывки унгдарелл, березеллиды, часто встречаются биогермные ортонелловые и ортонеллово-бевокастриевые желваки, а также желвачки палеонубекулярий. Среди водорослевых известняков прослеживаются прослои полидетритовых известняков и брахиоподовых ракушняков. Усть-сарбайский горизонт сложен слоистыми мелкодетритовыми, шламовыми и спикуловыми, часто окремнелыми известняками. Присутствие спикуловых известняков, т. е. развитие губок при почти полном исчезновении известковых водорослей в Кизильском разере в усть-сарбайское время,

возможно, связано с большим количеством свободного кремнезема, поступавшего в бассейн осадконакопления из соседних областей в результате усиления вулканической деятельности.

Органогенные постройки в виде оротонелловых, шартымофикусовых биогермов встречаются в верхней половине нижнегубахинского горизонта. Один из шартымофикусовых биогермов имеет куполовидную форму, крупные размеры (длину в основании 80 м и видимую высоту 12—15 м). Шартымофикусовые биогермные известняки резко отличаются от детритовых большей протяженностью и хорошей сохранностью нитей шартымофикусов и предонецелл, а также наличием определенной ориентировки нитей, т. е. преобладанием в шлифах либо продольных, либо поперечных сечений. В породе отсутствуют обломки других водорослей и зоодетрит (рис. 4, см. вклейку).

В основании усть-сарбайского горизонта сосредоточены гирванелловопалеонубекуляриевые и строматолитовые биогермы. Биогермы мелкие, часто имеют караваеобразную форму с диаметром в основании 10—20 и высотой 3—5 м. Слоистые известняки, вмещающие биогермы, либо облекают, либо притыкаются к органогенным постройкам (рис. 5, *а, б*). Иногда гирванеллово-палеонубекуляриевые биогермы сопровождаются шлейфом карбонатной брекчии, состоящей из обломков неправильной формы и различного размера (1—10 см), сцементированных мелкодетритовыми неясносгустковыми или палеонубекуляриевыми известняками с гороховидными конкрециями кремней. Помимо брекчии, многочисленные конкреции коричневых и черных кремней содержатся также и во вмещающих слоистых известняках усть-сарбайского горизонта.

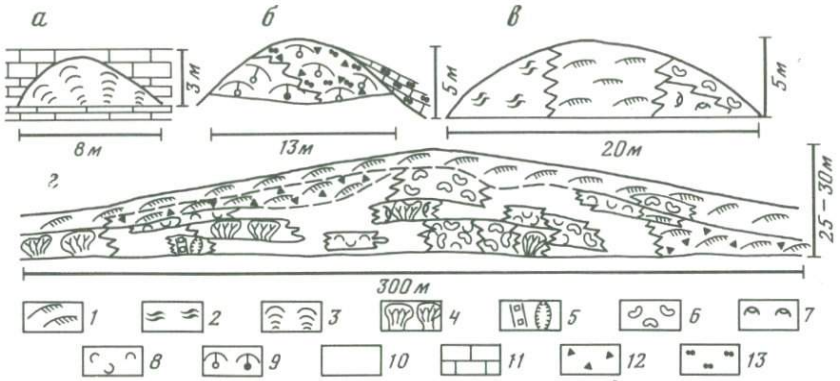
В Ирендыкской структурной зоне средняя часть карбонатной толщи кизильской свиты представлена только биогермными известняками нижнегубахинского горизонта мощностью 60 м; все более верхние горизонты отсутствуют.

В Магнитогорской зоне средняя часть толщи представлена слоистыми известняками, развитыми только на севере зоны. Кроме того, в усть-сарбайском горизонте известняки становятся более глинистыми и среди них встречаются прослои мергелей. В более южных районах зоны карбонатные отложения кизильской свиты замещаются терригенными отложениями гусихинской свиты.

Отложения верхней части карбонатной толщи, имеющие башкирский возраст, развиты не повсеместно. Наиболее полные размеры имеются на севере Кизильской структурной зоны (по рекам Шартым, Большой Кизил, Худолаз, в скв. 2 и 23). На юге Кизильской зоны, а также в Ирендыкской и Магнитогорской зонах породы верхней части толщи не известны.

Верхняя часть формации в разрезе по р. Большой Кизил представлена неяснослоистыми и массивными серыми, иногда темно-серыми известняками, относящимися к сюранскому и акавасскому горизонтам, и четкослоистыми известняками с прослоями известняковых гравелитов и песчаников, относящимися к горизонту р. Белой.

Отложения сюранского горизонта в Кизильском разрезе плохо обнажены и представлены разрозненными куполовидными выходами неяснослоистых и массивных известняков, слагающих органогенные пост-



Р и с. 5. Строение органогенных построек в разрезе по р. Большой Кизил

Биогермы, усть-сарбайский горизонт: *а* — строматолитовый, *б* — палеонубекуляриевый; *в* — биогерм, образованный перекристаллизованными строматолитовыми (?) известняками («ленточными», и «кружевными»), сюранский горизонт; *г* — крупный биогермный массив, акавасский горизонт. Известняки: *1* — «кружевные», *2* — «ленточные», *3* — строматолитовые, *4* — ортонелловые, *5* — березеллидово-донецелловые, *6* — серпулидовые, *7* — пелециподовые, *8* — остракодовые, *9* — палеонубекуляриевые, *10* — полидетритовые, *11* — слоистые мелкодетритовые; *12* — карбонатная брекчия; *13* — гороховидные конкреции кремней

ройки. Одна из них представляет собой биостром, прослеживающийся на протяжении 150 м и имеющий высоту до 10 м. Сложен он сильно перекристаллизованными известняками ленточной структуры. Образованы известняки, скорее всего, пластовыми строматолитами. Иногда «ленточные» известняки брекчированы и дают обломки в виде пластин длиной 20—40 и толщиной до 5 см, сцементированные светлыми комковатыми известняками. Один из биогермов, хорошо выраженный в рельефе и образующий четко выделяющийся, отпрепарированный в результате эрозии массив диаметром около 20 и высотой 5 м, имеет более сложное строение (см. рис. 5, *в*). В построении биогерма принимают участие, кроме «ленточных» (строматолитовых?), серпулидовые и тафогермные остракодовые и пелециподовые известняки.

Акавасский горизонт характеризуется пятнистым линзовидным распределением различных типов известняков: водорослевых, криноидно-водорослевых, полидетритовых, сферово-сгустковых и тонкозернистых. Среди них широко распространены тафогермные известняки — палеонубекуляриево-остракодовые, остракодовые, серпулово-остракодовые, пелециподовые, брахиоподово-пелециподово-фораминиферовые и брахиоподовые. В известняках встречены, кроме того, многочисленные брахиоподы, одиночные кораллы, единичные аммониты.

Особенностью органогенных построек акавасского горизонта является их сложное строение и образование различными биогермообразователями. Так, в разрезе по р. Большой Кизил закартирована крупная органогенная постройка протяженностью около 300 м и высотой до 30 м (см. рис. 5, *г*). Основными биогермообразователями являются водоросли (гирванеллы, ортонеллы, донецеллы, перекристаллизованные водоросли неустановленного систематического положения — «кружевные», «ленточ-

ные», «кустистые»), а также серпулиды и гидроидные организмы (рис. 6, см. вклейку). Среди биогермных известняков встречаются линзы детритовых водорослевых и тафогермных (остракодово-серпулидовых и остракодовых) разностей. Верхняя часть органогенной постройки фиксируется плащом биогермных известняков, условно названных нами «кружевными» и образованных сильно перекристаллизованными водорослями (см. рис. 6). Наличие карбонатной брекчии на склонах биогермного массива, сидеритовых микроконкреций, трещин высыхания в известняках верхней части постройки позволяет предполагать мелководные условия образования биогерма, вплоть до его осушения. Кроме описанного биогермного массива, в разрезе встречается значительное количество мелких водорослевых биогермов — березеллидово-донецелловых и полифитных.

Необходимо отметить, что не только биогермные известняки, но и все известняки акавасского горизонта в Кизильском разрезе характеризуются наиболее богатым комплексом водорослей и остатков фауны: кроме уже перечисленных водорослей-биогермообразователей, встречаются многочисленные коактилумы, березеллиды, херакеллы, унгдареллы, а также водоросли, не определенные автором.

В разрезе по р. Худолаз отложения верхней части формации представлены слоистыми фораминиферово-сгустковыми, фораминиферово-водорослевыми и водорослевыми известняками с прослоями брекчиевидных и оолитовых известняков, которые сменяются известняковыми гравелитами и органогенными песчаниками горизонта р. Белой, лежащими в кровле кизильской свиты. Шартымский разрез толщи завершается органогенными известняками с многочисленными линзами и конкрециями кремней, принадлежащих горизонту р. Белой и уклукаинскому [Стратиграфия..., 1973].

Органогенные постройки в Худолазском и Шартымском разрезах отмечаются только в сюранском горизонте. Особенностями органогенных построек верхней части карбонатной толщи являются их относительно крупные размеры, сложное строение, богатый комплекс организмов-биогермообразователей и в особенности водорослей.

Верхней границей толщи всюду служит поверхность регионального перерыва: отложения верхнебашкирского подъяруса во всех разрезах, за исключением шартымского, отсутствуют, а на карбонатных отложениях кизильской свиты залегают полимиктовые песчаники и конгломераты уртамызской свиты московского яруса.

Приведенное описание карбонатной толщи характеризует ее на западном борту и в центральной части Магнитогорского синклинория — в Ирендыкской, Кизильской и Магнитогорской структурных зонах. Несколько иное строение имеет карбонатная толща, выделяемая также в кизильскую свиту, на окраине западного борта синклинория в Присакмарской (или Таналык-Аккермановской) зоне. Карбонатная толща представлена там преимущественно рифовыми известняками мощностью 300 м и включает отложения от ладейнинского до усть-сарбайского горизонтов, выше которых после перерыва в осадконакоплении залегает маломощная пачка брекчированных известняков горизонта р. Белой [Кочеткова и др., 1981]. Нами в Присакмарской структурной зоне был осмотрен рифовый массив, известный в геологической литературе как массив у пос. Хабарный. Рифовый массив детально изучался М. Э. Яни-

шевским [1910—1911] и был кратко описан А. А. Султанаевым [1965]. В 1979 г. массив был вскрыт в карьере шестью горизонтами на глубину 30 м и на протяжении почти 1 км. Автором были осмотрены западная и южная стенки карьера на двух нижних горизонтах.

Западная стенка вскрывает ядро рифового массива. Сложено оно массивными белыми и светло-бежевыми афанитовыми известняками (часто фарфоровидными, а на сколах полупрозрачными). Участками известняки крупнокавернозные, пустоты в них заполнены битуминозным веществом. Известняки преимущественно биогермные, водорослевые: предонецелловые, кальцифолиево-предонецелловые, кальцифолиевые и донецелловые. Среди биогермных известняков пятнами распространены другие разности известняков — детритовые (водорослевые, поликомпонентные, шламовые) и сгустковые. Южный и северный края западной стенки карьера сложены биогермно-детритовыми и детритовыми известняками. Во всех известняках, слагающих ядро массива, отмечаются многочисленные мелкие брахиоподы, одиночные кораллы, мелкие аммониты, гастроподы, трилобиты, членики и обломки стеблей криноидей, целые колонии сетчатых мшанок. Как показали исследования под микроскопом, в биогермных известняках часты корковые мшанки.

Южная стенка карьера, скорее всего, вскрывает склон рифового массива, сложенный преимущественно мелко- и крупнодетритовыми известняками, перечисленными в порядке их распространенности — поликомпонентными, криноидными, мшанковыми, водорослевыми (кальцифолиевыми), неясносгустковыми и небольшим количеством органогенных песчаников. Среди известняков часты брахиоподовые банки размером 2×2,5 м. Характерной особенностью почти всех групп фауны, обитавшей на склоне рифового массива, является ее гигантизм, что было отмечено еще в 1910—1911 гг. М. Э. Янишевским: стриатиферы и продуктиды в банках достигают в длину 25 см, диаметр одиночных кораллов 8—10 см, а члеников криноидей — 2 см.

В заключение для определения формационной принадлежности толщи подчеркнем ее основные особенности:

1. Развитие в центральной части Магнитогорского синклинория в виде узкой полосы. Преимущественно карбонатный состав в центре полосы развития толщи и наличие вулканогенных отложений в ее краевых частях.

2. Огромная мощность (до 2000 м) химически чистых, образовавшихся в мелководных условиях известняков, в то время как мощность одновозрастных отложений на востоке Русской платформы составляет всего 700—900 м.

3. Широкое распространение в толще биогермных известняков (до 30% всей мощности толщи), слагающих разнообразные органогенные постройки.

4. Чрезвычайная изменчивость степени насыщенности органогенными постройками даже близких разрезов из одной структурно-фациальной зоны.

5. Неравномерное распределение органогенных построек по разрезу — не на определенном стратиграфическом уровне, а на большом по мощности и стратиграфическому диапазону отрезке свиты.

6. Органогенные постройки нижней и средней частей карбонатной толщи образованы чаще всего одним биогермообразователем и имеют простое строение. Органогенные постройки верхней части толщи имеют более сложную морфологию, крупные размеры и образованы как фитогенными, так и зоогенными биогермными известняками.

7. Быстрая изменчивость мощности одновозрастных частей толщи в соседних разрезах.

8. В краевых частях площади развития верхневизейско-башкирской карбонатной толщи (в Ирендыкской и Магнитогорской зонах), помимо обогащения ее вулканогенным материалом, наблюдаются резкое уменьшение мощности отдельных горизонтов и увеличение объема перерыва в кровле толщи. Известняки распространяются в виде отдельных изолированных линз, слагая органогенные постройки на склонах вулканических островов.

9. Развитие водорослей, рост биогермов и накопление осадков кизильской свиты происходили в мелководной, но относительно спокойной обстановке, в условиях почти постоянного компенсированного опускания геосинклинального прогиба, что подтверждается наличием шартымофикусовых и донецелловых биогермов, относительно слабым распространением карбонатных песчаников и отсутствием оолитовых известняков. Наличие карбонатных брекчий на склонах крупных органогенных построек определено тем, что эти постройки периодически поднимались до глубин с повышенной гидродинамической активностью. Эти условия определили богатство водорослевых комплексов, биогермных пород, разнообразие и относительно крупные размеры органогенных построек.

Все вышесказанное позволило выделить верхневизейско-башкирскую карбонатную толщу в особую формацию из группы рифогенных, названную нами также кизильской.

Распространение основного, преимущественно карбонатного тела формации связано с центральной частью Магнитогорского синклинория, а именно с Кизильской структурной зоной. В более западных Ирендыкской и Присакмарской зонах, а также в восточной Магнитогорской зоне развиты краевые части кизильской рифоидной формации. В силу того что она имеет целый ряд признаков рифогенных формаций, но отличается от других типов этой группы (рифовой, банково-рифовой, формации биогермных массивов) общим незначительным объемом органогенных построек относительно общей массы формации и большей мощностью слоистых чистых известняков, включающих рассеянные биогермные и биостромные тела, верхневизейско-башкирская Кизильская формация отнесена нами к новому типу рифоидных формаций.

В связи с усилением во всем мире поисков нефти и газа в складчатых областях мощные карбонатные отложения кизильской рифоидной формации Магнитогорского синклинория являются перспективным объектом для поисков нефти и газа.

ЛИТЕРАТУРА

Иванова Р. М. Литологические особенности разрезов и условия осадконакопления средне-поздневизейского и раннебашкирского времени в центральной части Магнитогорского синклинория // Каменноугольные отложения Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1975. С. 110—126.

Кочеткова Н. М., Лутфуллин Я. Л., Архипова В. В. Башкирские отложения Магнитогорского мегасинклинория // Стратиграфия палеозоя Южного Урала. Уфа: БФ АН СССР, 1977. С. 78—100.

Кочеткова Н. М., Лутфуллин Я. Л., Пазухин В. Н. Схема стратиграфии и корреляции нижнекаменноугольных отложений Южного Урала. Уфа: БФ АН СССР, 1981. 56 с.

Либрович Л. С. Геологическое строение Кизило-Уртазымского района на Южном Урале // Тр. ЦНИГРИ. 1936. Вып. 81. 208 с.

Лутфуллин Я. Л. История геологического развития центральной части Магнитогорского мегасинклинория в каменноугольном периоде // Стратиграфия и геология карбона Южного Урала и восточной окраины Русской платформы. Уфа: БФ АН СССР, 1975. С. 145—155.

Лутфуллин Я. Л., Кочеткова И. М., Архипова В. В. Расчленение и корреляции каменноугольных отложений центральной части Магнитогорского мегасинклинория // Стратиграфия и палеонтология. 1974. Вып. 24. С. 28—38.

Стратиграфия и фауна каменноугольных отложений реки Шартым (Южный Урал). Львов: Вища шк., 1973. 184 с.

Султанаев А. А. Рифовые образования в карбоне Урала // Геология угленосных формаций и стратиграфия карбона СССР. М.: Наука, 1965. С. 298—311.

УДК 552.54:651.73

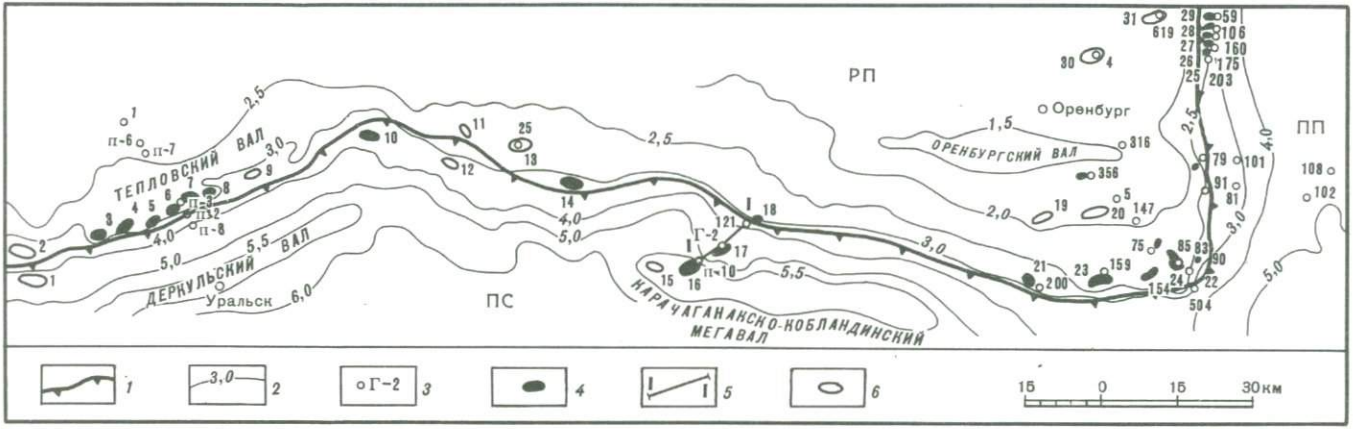
В. С. МИЛЬНИЧУК, А. В. ЯРОШЕНКО

КАРБОНАТНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ВЕРХНЕГО ПАЛЕОЗОЯ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ПРИКАСПИЙСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ

По разрезам глубоких скважин северо-восточной части Прикаспийской синеклизы изучены карбонатные отложения двух структурно-формационных комплексов верхнего палеозоя: фаменско-башкирского ($D_3fm - C_2b$) и московско-артинского ($C_2m - P_1ar$).

Отложения нижнего структурно-формационного комплекса ($D_3 - C_2$) имеют однотипные разрезы в пределах трех структурно-тектонических зон: Русской плиты, северо-восточной части Прикаспийской синеклизы, южной части Предуральского прогиба (рис. 1). Наибольшие фациальные различия и изменения мощности характерны для верхнедевонской части разреза. В скв. 17 Оренбургской отложения девона отсутствуют, и под карбонатными отложениями карбона установлены терригенные осадки ордовика [Шпильман и др., 1984].

Разрезы нижнего и среднего карбона сходны по литолого-фациальной характеристике и мощностям отдельных стратиграфических подразделений на всей изученной территории. В скважинах 619 Салмышской и 4 Калганской среди известняков и доломитов нижнего карбона присутствует довольно мощная терригенная толща нижне-среднего визе. Южнее в



Р и с. 1. Структурная схема юго-восточной части Восточно-Европейской платформы по горизонту $П_I$ (кровля P_{1ar})

РП — Русская плита; *ПС* — Прикаспийская синеклиза; *ПП* — Предуральский прогиб; *1* — бортовой уступ Прикаспийской синеклизы по поверхности P_{1ar}; *2* — изогипсы кровли P_{1ar}, км; *3* — глубокие скважины; *4* — органогенные постройки; *5* — линии геологических профилей; *6* — структуры (цифры на рисунке: 1 — Переметнинская, 2 — Цыгановская, 3 — Ульяновская, 4 — Гремячинская, 5 — Восточно-Гремячинская, 6 — Западно-Тепловская, 7 — Тепловская, 8 — Восточно-Тепловская, 9 — Усовская, 10 — Павловская, 11 — Кузнецовская, 12 — Чинаревская, 13 — Ташлинская, 14 — Иртекская, 15 — Кобландинская, 16 — Карачаганакская, 17 — Аксайская, 18 — Карадаиловская, 19 — Черниговская, 20 — Комаровская, 21 — Каменная, 22 — Нагумановская, 23 — Бердянская, 24 — Копанская, 25 — Шубинская, 26 — Раздольская, 27 — Украинская, 28 — Чебеньковская, 29 — Совхозная, 30 — Калганская, 31 — Салмышская)

разрезах Прикаспийской синеклизы песчаники и алевролиты этой толщи замещаются известняками глинистыми с тонкими прослоями аргиллитов известковистых. Известняки содержат нормально морскую фауну фораминифер (скв. 85 Копанская) и по составу относятся к органогенным мелкофораминиферовым, водорослево-фораминиферовым, комковато-сгустковым и микрозернистым разностям. Сопутствующая фауна представлена в основном бентосом — иглокожими, остракодами, кораллами. Зональные комплексы фораминифер сохраняют четкую стратиграфическую приуроченность по латерали.

По фациальным признакам отложения позднего девона-раннего карбона можно отнести к осадкам открытого моря. На фоне общей стабильности условий осадконакопления выделяются участки с тенденцией к некоторому осолонению. Как правило, эти участки приурочены к присводовым частям валов и зон поднятий, развивавшихся в течение каменноугольного этапа конседиментационно. Так, в скважинах 17 Оренбургской и 85 Копанской в разрезе окского надгоризонта преобладают доломиты, в верхней части — с прослоями сульфатов. Фациальная обстановка формирования такого комплекса пород может быть определена как условия шельфовой лагуны. Заметно обедняется систематический состав палеоценозов, исчезают представители нормально морской фауны, преобладают остракоды и синезеленые водоросли. В пределах внутреннего бортового уступа в разрезах карбонатных формаций раннего карбона на крупных валообразных поднятиях, например Карачаганакско-Кобландинском, описаны фации крупных морских банок, сформированные в основном водорослевыми биоценозами при участии криноидей и брахиопод.

Разрезы башкирского яруса имеют однотипную литологическую характеристику во всех упомянутых выше структурно-тектонических зонах, но отличаются разным стратиграфическим объемом. Наибольшая стратиграфическая полнота разрезов отмечается на юго-востоке Русской плиты. В северо-восточной части Прикаспийской синеклизы разрезы башкирского яруса характеризуются резким сокращением стратиграфической полноты и мощности. Наиболее четко это проявляется в зонах сводовых поднятий. Так, в скв. 25 Ташлинской башкирский ярус начинается с краснополянского горизонта, в скв. Иртек 106 — с северо-кельтменского, в скв. 5 Красноярской — с черемшанского. На небольшом отрезке изученной территории в 20 км в направлении с севера на юг мощность башкирского яруса сокращается почти в 20 раз — от 204 м в скв. 85 Копанской до 11 м в скв. 504 Нагумановской (см. рис. 1).

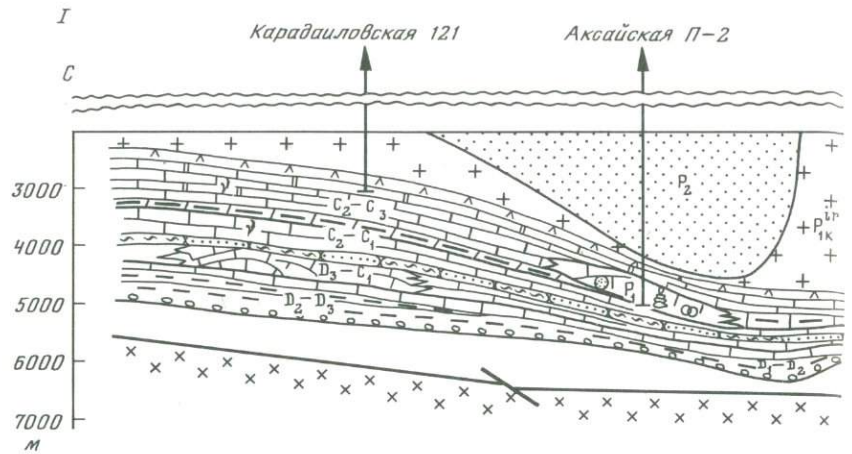
Предполагается, что изменение стратиграфической полноты и мощности башкирского яруса в сравнительно близко расположенных скважинах связано с тектоническими движениями в пределах Уральской геосинклинали, которые обусловили региональный подъем в конце башкирского века всей юго-восточной части Восточно-Европейской платформы. Наибольшая амплитуда восходящих движений приурочена к зонам сводовых поднятий.

Повсеместно башкирские отложения характеризуются однородным литологическим составом и представлены органогенными известняками со стабильным набором органогенных фрагментов, среди которых преоб-

ладают эоштафелловые комплексы фораминифер в сообществе с сифоновыми и багряными водорослями. Химическая чистота известняков, степень сохранности форменных элементов и другие признаки позволяют предполагать формирование башкирских отложений в условиях открытого мелководного шельфа с нормальной гидродинамикой вод и развитием на неровностях дна и отмелях аккумулятивных банок, биостромов и мелких биогермов, переходящих по простиранию в слоистые известняки.

Граница между башкирским и московским ярусами имеет трансгрессивный характер. С московского века начинается формирование второго структурно-формационного карбонатного комплекса (C_2—P_1). Этому времени отвечает перестройка структурного плана юго-востока Восточно-Европейской платформы. Как морфологически выраженные отрицательные структуры обособляются Предуральская депрессия и Прикаспийская синеклиза. Инверсионные движения во второй половине каменноугольного времени привели к уничтожению части отложений, сформированных ранее, и изменению фациальной структуры палеобассейна. Субмеридиональное распределение фациальных зон ранне-среднекаменноугольного времени, включающее смену осадков с запада на восток от биогенных карбонатов, формирующихся в условиях мелководного шельфа и открытого моря, до более глубоководных отложений, соответствующих окраине шельфа и верхней части континентального склона, сменяется субширотной ориентировкой фаций позднекаменноугольного и раннепермского времени.

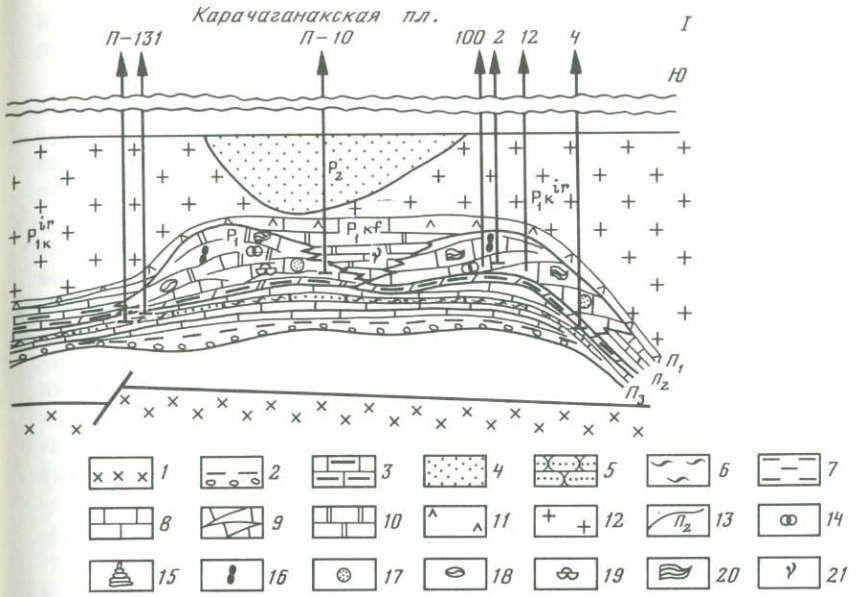
Верейский горизонт московского яруса залегает несогласно на различных горизонтах башкирского яруса. Состав осадков верея изменяется с запада на восток от преимущественно песчано-глинистого до терригенно-карбонатного с нормальноморской фауной фузулиноидей. В этом же направлении увеличивается мощность отложений горизонта от 20—30 до 100 м. Каширский горизонт московского яруса представлен преимущественно глинисто-карбонатными породами, мощность его изменяется от 40 до 150 м. В ряде скважин он отсутствует (скв. 25 Ташлы, П—2 Чинаревская). Количественное содержание карбонатных пород возрастает в юго-восточном направлении. В скважинах Оренбургского вала в разрезе горизонта преобладают мелководные органогенные известняки с прослоями раковинных песчаников. В этих разрезах присутствует фауна фузулинид, брахиопод, много водорослей. Восточнее наблюдается сокращение мощности каширских отложений до 15 м (скв. 356 Оренбургская) вплоть до полного выпадения их из разреза (скв. 91, 81) (см. рис. 1). Такая же закономерность в изменении мощности характерна для позднемосковского времени — подольского и мячковского. Мощность отложений меняется от 50—60 до 100—200 м, состав — от известняково-доломитового с реликтами разнообразной бентосной фауны до собственно известковых осадков с прослоями темных глин, характеризующих обстановку нормальноморского бассейна с богатой фауной высокоспециализированных фузулиноидей. В ряде скважин Оренбургского вала каширско-подольские отложения отсутствуют. В северной части Прикаспийской синеклизы область отсутствия значительной части осадков московского яруса соответствует зоне поднятий, унаследованно развивавшихся в течение каменноугольного периода — Ташлинской, Чинаревской, Кошинской (см. рис. 1).



Р и с. 2. Геологический профиль по линии I—I (положение см. на рис. 1)

1 — фундамент; *2* — терригенные грубообломочные отложения $D_1—D_2$; *3* — карбонатно-глинистые отложения $D_2—D_3$; *4* — терригенные отложения P_2; *5* — песчаники; *6* — алевролиты; *7* — аргиллиты; *8* — известняки; *9* — известняки биогермные; *10* — доломиты; *11* — ангидриты; *12* — соли; *13* — границы отражающих горизонтов; биота: *14* — мшанки, *15* — онколиты, *16* — тубифиты, *17* — иглокожие, *18* — фузулиниды, *19* — брахиоподы, *20* — строматолиты; *21* — органогенный детрит

В позднем карбоне активизация движений в Уральской геосинклинали приводит к возникновению Уральских гор и формированию у их подножия обломочных толщ моласс. В восточной, пригеосинклинальной части Предуральского прогиба происходит формирование сероцветной молассы с остатками морской фауны. Условия осадконакопления характеризуются чрезвычайной мелководностью. Происходят периодические размывы и переотложение ранее сформированных осадков. Для этого района характерны наибольшие амплитуды стратиграфических перерывов и спорадическое распространение отложений позднего карбона—ранней перми (скв. 108 Предуральская). К западу мощность молассы уменьшается, состав ее становится более тонкообломочным и грубозернистые осадки по простиранию переходят в темные, тонкослоистые глинистые и мергелистые отложения (мощность 20—30 м), область распространения которых фиксирует центральную зону Предуральской депрессии. Наибольшей стратиграфической полнотой характеризуются разрезы западной части Предуральского прогиба, Оренбургского вала, Черниговской и Комаровской площадей, где касимовский и гжельский ярусы представлены известняками микрозернистыми, доломитами, глинами и мергелями. В разрезе касимовского яруса по фауне фузулиноидей выделяются три фаунистические зоны, а в разрезе гжельского — две, средняя зона нередко выпадает из разреза. В южной части Предуральского прогиба отложения верхнего карбона распространены спорадически. В скважинах 81, 91 Оренбургских, в пределах Каменно-Бердянской зоны и на Чинаревско-Ташлинском участке стратиграфическому интервалу от по-



дошвы верея до подошвы ассельско-артинских отложений соответствует пачка карбонатно-кремнистых пород мощностью 20—30 м, не содержащая определимых остатков фауны, кроме некоторых планктонных фораминифер и радиолярий, не имеющих точной стратиграфической привязки. Ассельский ярус присутствует повсеместно, за исключением некоторых районов центральной и внутренней бортовой зон прогиба, где отложения ассельского и сакмарского ярусов были размыты в последующие века (в скв. 81 в основании артинского яруса присутствует галька известняков с фауной ассельского и сакмарского возраста). Стратиграфическая полнота разрезов ассельского яруса меняется в зависимости от тектонических особенностей развития отдельных структур, к которым приурочены изученные разрезы. Так, в пределах Оренбургского вала нижняя фаунистическая зона ассельского яруса отсутствует в ряде скважин на востоке структуры. Полностью выпадают ассельские отложения в скв. 156 Черниговской, частично — в скв. 136 Комаровской. Доказательством того, что ассельский ярус в ряде районов ложится на эродированную поверхность позднекаменноугольных отложений, являются разрезы Западно-Тепловских скважин. В ряде скважин ассельский ярус лежит на перекристаллизованных яснозернистых карбонатах, преимущественно доломитах верхнекаменноугольного возраста. Породы содержат реликты фауны иглокожих, высокопористы и кавернозны. Формирование их, несомненно, связано с наложенными процессами гипергенеза [Ярошенко, 1983].

Ассельская трансгрессия привела к установлению в пределах исследуемой территории нормальноморского режима и развитию стенобионтных организмов — фузулиноидей, брахиопод, кораллов, мшанок. В разре-

зах этого времени преобладают биоморфные известняки с прослоями детритовых разностей. На морфологически приподнятых участках дна возобновился процесс рифообразования.

Биогермы более раннего времени известны повсеместно в пределах северной части Прикаспийской синеклизы. Девонско-раннекаменноугольные биогермы — биостромы и банки — осложняют Карачаганакскую «карбонатную» платформу.

Каркасообразующими является альгофлора — синезеленые и зеленые, рифолюбами — иглокожие, брахиоподы, мелкие фораминиферы (рис. 2). Биогермы позднекаменноугольного времени осложняют мелкие и крупные структурные элементы внешней прибортовой зоны Прикаспийской синеклизы. Так, они фиксируются по керну в разрезах скважин Оренбургского месторождения. Слагающие породы представлены криноидными и криноидно-мшанковыми известняками, каркасообразующими в которых являются криноидеи и зеленые водоросли. Биогермы ассельского времени характеризуются большим морфологическим разнообразием, нередко группируются в отдельные гряды и фиксируют границу Прикаспийской синеклизы по отложениям подсолевого палеозоя [Кирюхин, 1982]. Такую цепочку образует Ульяновско-Тепловская гряда, биогермы Карачаганакско-Кобландинского мегавала (см. рис. 2) Севернее, на Усовской, Кузнецовской и других площадях, также известны отдельные рифы. Каркасообразующими в ассельских биогермах являются мшанки и трубчатые водоросли-тубифиты.

На границе ассельского и сакмарского веков обстановка седиментации изменилась в сторону некоторого обмеления палеобассейна. В разрезах Ташлинско-Кошинской группы структур, Оренбургского вала, Каменно-Бердянских структур преобладают детритовые разности пород с комплексом фораминифер, характерных для псевдоэндотировой фации, часты прослои и линзы доломитов. Южнее, в зоне бортового уступа синеклизы в это время накапливались карбонатные осадки с фауной фузулиноидей (Нагумановская зона).

Артинское время наследует тенденцию к регрессии и осолонению палеобассейна. Изменяется состав палеоценозов. На смену стенобионтным организмам приходят эврифациальные формы. Фузулинидовые сообщества, состоящие из высокоспециализированных форм, уступают место гломоспировым и хемигордиусовым ассоциациям. В палеоценозах увеличивается роль остракод, много строматолитов, есть гидрактиниды. В разрезах артинского яруса биоморфные разности известняков занимают подчиненное положение, преобладают детритовые раковинного состава. На западе исследованной территории в артинских разрезах встречаются онколитово-строматолитовые разности известняков, которые в присводовых частях структур слагают мелкие биогермы, сходные с банками. В зоне бортового уступа Прикаспийской синеклизы артинские строматолитовые и тубифитовые биогермы надстраивают ассельские рифы.

Проведенные исследования показали, что в пределах изученной территории на протяжении позднего палеозоя происходит эволюция карбонатонакопления. Для отрезка времени D_3—C_2 характерна однотипность условий осадконакопления для всех выделенных структурных зон. Состав и структурные особенности пород характеризуют условия нормально-

морской седиментации. В зонах палеоподнятий отмечается формирование мелких шельфовых биогермов — биостромов и банковых структур.

Среднекаменноугольное время было заключительным этапом орогенных движений в Уральской геосинклинали, что привело к резкой дифференциации обстановок осадконакопления. Контрастность фациального состава карбонатных отложений усиливается вверх по разрезу. В раннепермское время в связи с появлением разнообразных органогенных построек карбонатные отложения характеризуются полифациальным составом. Выделяются фации рифового гребня, плато, лагуны и др. Подмеченные особенности карбонатонакопления в пределах отдельных временных интервалов в значительной мере определяют развитие постседиментационных преобразований карбонатных пород и формирование в них коллекторской емкости.

ЛИТЕРАТУРА

Кирюхин Л. Г. Типы карбонатных построек в подсолевых отложениях Прикаспийской впадины и их нефтегазоносность // Геология нефти и газа. 1982. № 6. С. 18—22.

Шпильман И. А., Шпильман С. И., Ярошенко А. В. Соотношение структуры фундамента и осадочного чехла в зоне сочленения Прикаспийской синеклизы и Волго-Уральской области // Сов. геология. 1984. № 12. С. 5—15.

Ярошенко А. В. Особенности биофациальной структуры позднепалеозойского бассейна юго-востока Русской платформы // Тез. ВПО. Л.: ВСЕГЕИ, 1983. С. 69—70.

УДК 551.351:551.76:551.242.52

Б. П. НАЗАРЕВИЧ

ЭВАПОРИТОВАЯ И БИОГЕРМНАЯ СЕДИМЕНТАЦИЯ В МЕЗОЗОЕ НА МОЛОДОЙ ПЛАТФОРМЕ ЮГА СССР

Интерес исследователей к биогермным (рифовым) образованиям и эвапоритовым накоплениям во многом определяется тем, что ископаемые органогенные постройки являются нефтегазоносными объектами глобального масштаба, а весьма часто тесно связанные с ними соленосные толщи в значительной мере определяют условия возникновения и сохранения в них скоплений углеводородов. Усилению внимания к названным объектам способствует и то, что как современное, так и древнее биогермное и эвапоритовое осадконакопление в большинстве случаев служит ярким примером лавинной седиментации — явления, сопровождающегося, как указывает А. П. Лисицын [1982, 1984], приобретением осадочными образованиями особых свойств и часто вызывающего изостатическое прогибание земной коры и возникновение крупных линзообразных осадочных тел.

Достигнутый в последнее время несомненный прогресс в познании эволюции рифообразования и соленакопления в истории Земли стал возможным во многом благодаря выяснению форм и масштабов мезозойского биогермообразования и эвапоритонакопления на молодых платформах. В частности, для молодой платформы юга СССР (Скифская и Туранская плиты) установлено, что в ее мезозойской истории ярко проявились раннетриасовая и позднеюрская эпохи интенсивного биогермообразования и позднеюрская эпоха обширного и мощного накопления эвапоритов.

Широкое развитие верхнеюрских ископаемых органогенных построек в Крыму и на Северном Кавказе установлено давно, но долгое время считалось, что эти постройки связаны с флишевыми трогами. В результате нефтегазопоисковых работ, проводившихся в пределах Скифской и Туранской плит в последние 10—15 лет, выяснилось, что эти постройки являются лишь составной частью весьма протяженного рифово-биогермного пояса, сформировавшегося на южной окраине молодой платформы и окаймляющего с севера Альпийскую складчатую область на протяжении от Горного Крыма на северо-западе до Таджикской депрессии на юго-востоке.

В пределах этого пояса в течение поздней юры оформился латеральный ряд биогермных формаций, несколько различающихся по возрасту, структурной и палеогеографической позиции и характеризующихся многообразием морфологических типов органогенных построек и сопутствующих им генетических типов отложений.

Так, крупные органогенные постройки (мощностью в сотни, а иногда и до 1000—1500 м) преимущественно титонского или кимеридж-раннетитонского возраста, образующие гряды рифовых и биогермных массивов типа барьерных рифов с четко выраженным полосовидным расположением, намечают южную кромку позднеюрского платформенного шельфа в Крыму и на Северном Кавказе [Безносов и др., 1978]. Эта система служит, таким образом, непосредственным продолжением дугообразной полосы карбонатных построек окраин шельфа Южной и Центральной Европы, протянувшейся от Юрских гор Франции до Добруджи.

В Предкавказской части Скифской плиты наряду с этим широким развитием пользуются также и органогенные постройки позднеюрских окраинноплатформенных прогибов. Их наличие подтверждено бурением в Западном Предкавказье (Западно-Кубанский прогиб, Восточно-Кубанская впадина) [Седлецкий, Бойко, 1983], а также предполагается и в Восточном Предкавказье (восточный склон Минераловодского выступа, Кабардинская, Чеченская и Осетинская впадины).

В окраинной части Туранской плиты многочисленные, но относительно мелкие (десятки метров — до 200—300 м) органогенные постройки частично обнажаются на поверхности в Южном Узбекистане (Юго-Западный Гиссар) и прослеживаются в закрытых районах Западного Узбекистана (Бухаро-Хивинская область) и Юго-Восточной Туркмении. Эти постройки группируются в три субширотно ориентированные зоны, приобретающие в Юго-Западном Гиссаре субмеридиональное простирание. С севера на юг отмечается омоложение построек — к северной (Карабаирской) зоне приурочены верхнекелловейские постройки, к централь-

ной (Каракумской) — нижнеоксфордские и к южной (Уртабулакской) — верхнеоксфордские [Михеев и др., 1978; Ибрагимов и др., 1978].

Подобное расположение позднеюрских органогенных построек рифового и биогермного типа способствовало существенной изоляции от основного седиментационного бассейна альпийской области целой серии окраинно- и внутриплатформенных бассейнов. В сочетании с ярко выраженным аридным климатом и интенсивным прогибанием ряда депрессионных участков это привело к интенсивному накоплению эвапоритов, ставших важным элементом латерального и вертикального формационных рядов верхнеюрских отложений Скифской и Туранской плит.

На Скифской плите эвапориты участвуют в строении ряда изолированных формационных тел, к числу которых относятся галогенно-сульфатная формация Восточно-Кубанской впадины (верхний кимеридж—нижний титон), галогенно-сульфатно-карбонатная формация западной части Терско-Каспийского прогиба (верхний кимеридж—нижний титон), галогенно-сульфатно-карбонатная формация восточной части Терско-Каспийского прогиба (верхний кимеридж—нижний титон), сульфатно-карбонатная формация Кабардинской впадины (верхний титон), сульфатно-карбонатная формация Осетинской впадины (верхний титон) и сульфатно-карбонатно-терригенная формация Прикумской нефтегазоносной области (верхний кимеридж—титон). Первые три из перечисленных формаций обладают сходством строения, проявляющимся в приуроченности максимальной мощности формационных тел к центру седиментационных ванн и быстром их выклинивании по направлению к бортам этих ванн, в закономерном распределении основных групп пород в теле формаций — максимальной соленасыщенности в центральной, наиболее мощной их части и постепенном нарастании роли сульфатных, а затем и карбонатных и терригенных пород по направлению к краевым их частям и, наконец, в полноте процессов галогенеза, проявляющейся в обособлении мощных пачек галитов [Назаревич и др., 1980; Седлецкий, Бойко, 1983].

Образование этих формационных тел было обусловлено начавшимся со второй половины кимериджа интенсивным и резко дифференцированным прогибанием южной окраины Скифской плиты, приведшим к образованию трех солеродных ванн (Восточной-Кубинской и двух Терско-Каспийских), разделенных областью континентальной красноцветной терригенной седиментации (Центральное Предкавказье) и областью бассейнового карбонатонакопления (срединная часть Терско-Каспийского прогиба). Солеродные ванны морфологически составляли единое целое с бассейном Большого Кавказа, но были отгорожены от него подводным барьером, обеспечивавшим резкое осолонение и возможность садки сульфатного и галогенного материала.

В пределах Туранской плиты в кимеридже—титоне обособляется ряд в той или иной степени изолированных седиментационных бассейнов (Балхано-Копетдагский, Восточно-Туркменский, Арало-Каспийский, Гиссаро-Таджикский), среди которых особо выделяется Восточно-Туркменский не только громадной площадью, исчислявшейся сотнями тысяч квадратных километров, но и высокой напряженностью и завершенностью процессов галогенеза.

В его пределах происходит образование единой сульфатно-галогенной формации (гаурдакская серия), имеющей местами мощность свыше 1000 м (Амударьинская синеклиза) и содержащей наряду с громадными запасами поваренной соли мощные горизонты калийных солей, а также промышленные месторождения серы.

Таким образом, тесная пространственная и генетическая сопряженность верхнеюрских биогермных и эвапоритовых образований молодой платформы юга СССР позволяет рассматривать их в качестве единого Северо-Кавказско-Таджикского биогермно-эвапоритового пояса. С этим поясом связаны многочисленные месторождения нефти и газа Туркмении и Узбекистана, но его нефтегазоносный потенциал остается еще далеко не исчерпанным.

Важным достижением 10—15 последних лет является также установление широкого развития нижнетриасовых биогермных образований в восточной части Скифской плиты на территории Восточного Предкавказья. Сформировавшаяся здесь на протяжении оленека доломитово-известняковая толща нефтекумской свиты представляет совокупность многообразных по форме и размерам ископаемых органогенных построек, разделенных генетически разнородными образованиями как самой нефтекумской свиты, так и перекрывающей или частично замещающей ее аргиллитово-известняковой толщи култайской и демьяновской свит.

Отличительными чертами нефтекумской свиты служат [Назаревич и др., 1983]: а) совместное присутствие в разрезах биоморфных, преимущественно биогермных известняков, биохемогенных зернистых известняков и доломитов, обломочных известняков; б) быстрая сменяемость по вертикали и латерали одних типов пород другими, приводящая к обособлению участков с различным соотношением биогермных, слоистых и обломочных накоплений, а также мозаичное в плане и зубчатое в латеральном сечении сочленение участков с разным разрезом; в) резкая изменчивость мощности, обусловливающая при слабо расчлененном основании свиты сильную расчлененность ее поверхности.

Органогенные постройки обособляются как участки, для которых характерны: а) увеличенная по сравнению с прилегающими участками мощность; б) преобладание биогермных известняков и доломитов, массивность пород и отсутствие в них седиментационной слоистости; в) чередование биогермных пород с афанитовыми известняками и доломитами; г) светлая окраска пород и отсутствие в них терригенной примеси; д) повышенная пористость и кавернозность пород, частое заполнение пустот инкрустационными выделениями кальцита, перекристаллизация и доломитизация с сохранением реликтовых органогенных структур; е) наличие среди органогенных остатков организмов-каркасообразователей и цементаторов (различные синезеленые водоросли и продукты их жизнедеятельности), а также сопутствующих организмов-«рифолюбов» (иглокожие, офиуры, брахиоподы и др.). Обособление построек подчеркивается закономерной связью между мощностью и строением нефтекумской свиты — участкам пониженной мощности (до 200—300 м) неизменно сопутствует слоистый разрез, сложенный зернистыми и органогенно-обломочными в той или иной мере глинистыми известняками, тогда как участкам повышенной мощности (свыше 300—400 м) пов-

семестно отвечает массивный биогермный разрез. Отмечается и сопряженность повышенных мощностей култайской и демьяновской свит с пониженными мощностями нефтекумской свиты, при этом нарастание мощности култайской и демьяновской свит не просто следует за уменьшением мощности нефтекумской свиты, а компенсирует закономерно связанное с изменением состава и строения разрезов уменьшение мощности.

По сочетанию указанных признаков выделяются различные типы органогенных построек — простые и сложные биостромы и биогермы, крупных размеров (мощность до 500—600, а иногда и до 1000 м) сложные биогермные и рифовые массивы. В их размещении отображается раннетриасовая субширотная структурно-фациальная зональность. Центральное положение занимает область развития биогермного комплекса, обрамленная с севера и юга (?) нефтекумской свитой со слоистым известняково-алевролитово-аргиллитовым разрезом (отложения нормального открытого морского бассейна с ясно выраженными признаками относительной глубоководности и некомпенсированной седиментации). В этой области намечаются с юга на север следующие зоны: 1) зона с вулканогенно-карбонатным разрезом свиты — здесь развиты на разных уровнях биостромные тела и мелкие простые биогермы, усложняющие строение туфово-доломитово-известняковой толщи нефтекумской свиты, но не нарушающие слоистого в целом ее характера; 2) зона массового развития крупных органогенных построек — на большей части ее площади фиксируются изолированные сложные биогермные и рифовые массивы, по северному краю обособляется протяженная гряда наиболее крупных органогенных построек; все постройки в этой зоне отвечают полному объему нефтекумской свиты, отделяясь друг от друга участками со слоистым или обломочным разрезом свиты; 3) зона «крупной морской банки» с известняковым преимущественно слоистым разрезом нефтекумской свиты, в пределах которой обнаруживаются лишь в верхах свиты мелкие изолированные органогенные постройки типа простых и сложных биогермов; эта «банка» ограничивалась с юга уступом, с которым было связано формирование гряды органогенных построек вдоль северной периферии предыдущей зоны. Морфология же северного ограничения банки и господствовавшие там условия седиментации остаются неясными из-за отсутствия достаточного числа скважин, но можно предполагать наличие и здесь в нефтекумское время морфологически выраженного уступа морского дна, обращенного в сторону открытого бассейна — в таком случае следует ожидать существования и вдоль северной границы данной зоны еще одной гряды органогенных построек, не обнаруженной до сих пор бурением.

Выявлением нижнетриасовых ископаемых органогенных построек Восточного Предкавказья, содержащих значительные скопления углеводородов, как бы восполняется пробел в наших знаниях об истории раннемезозойского рифообразования. Если, как отмечает Дж. Л. Уилсон [1980, с. 230], «пермский рифовый комплекс, окружающий Делаверский прогиб в Западном Техасе и Нью-Мексико..., и среднетриасовые (ладинские) доломиты Южных Альп представляют собой наиболее крупные в мире и наиболее изученные древние карбонатные постройки», то ранний триас до недавнего времени представлялся как глобальная пауза в рифо-

образовании. Нижнетриасовый биогермно-рифовый комплекс Скифской плиты в установленных на сегодня размерах хотя и уступает этим грандиозным сооружениям, но тем не менее служит ясным свидетельством того, что на протяжении конца перми и всего триаса напряженное биогермообразование, по существу, являлось непрерывным процессом, осуществлявшимся в отдельные отрезки этого времени лишь в разных регионах.

ЛИТЕРАТУРА

Безносов Н. В., Дьяконов А. И., Кабанова З. В. и др. Геология и перспективы нефтегазоносности рифовых комплексов Крымско-Кавказской области // Геология и нефтегазоносность рифовых комплексов юга СССР. М.: ВНИГНИ. 1978. С. 116—115. (Тр. ВНИГНИ; Вып. 210).

Ибрагимов А. Г., Убайходжаев Т. И., Алимухамедов Н. Х., Докунихин В. Ф. Геология и нефтегазоносность рифовых комплексов Узбекистана и методика поисков в них залежей нефти и газа // Там же. С. 22—37.

Лисицын А. П. Лавинная седиментация // Лавинная седиментация в Океане. Ростов н/Д: Изд-во Ростов. ун-та, 1982. С. 3—59.

Лисицын А. П. Лавинная седиментация в морях и океанах // Литология и полез. ископаемые. 1984. № 5. С. 3—28.

Михеев И. Г., Фортунатова Н. К., Вето В. И., Бояринова Л. А. Строение и распределение верхнеюрских рифовых комплексов в Южном и Западном Узбекистане // Геология и нефтегазоносность рифовых комплексов юга СССР. М.: ВНИГНИ, 1978. С. 54—68. (Тр. ВНИГНИ; Вып. 210).

Назаревич Б. П., Назаревич И. А., Фадеева Л. В. Формации верхнеюрских отложений Центрального и Восточного Предкавказья // Типы осадочных формаций нефтегазоносных бассейнов. М.: Наука, 1980. С. 261—286.

Назаревич Б. П., Назаревич И. А., Швыдко Н. И. Нижнетриасовые отложения Скифской плиты — формации и нефтеносность // Осадочные бассейны и их нефтегазоносность. М.: Наука, 1983. С. 123—151.

Седлецкий В. И., Бойко Н. И. Особенности развития Азово-Кубанского осадочно-породного бассейна в позднеюрскую эпоху в связи с нефтегазоносностью // Там же. С. 72—80.

Уилсон Дж. Л. Карбонатные фации в геологической истории. М.: Недра, 1980. 464 с.

УДК 551.351.5:551.79(571.6)

Е. В. КРАСНОВ

ОРГАНОГЕННЫЕ ПОСТРОЙКИ В ПАЛЕОГЕОЛОГИЧЕСКИХ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЯХ

(по материалам зоны перехода от Тихого океана к Восточной Азии)

Анализ распространения, литолого-фациального состава, геохимических характеристик и происхождения карбонатных отложений играет весьма важную роль в выявлении закономерностей эволюции земной коры в зоне перехода от океана к континенту. Будучи, как правило, сложными органогенными или биохемогенными образованиями, они отражают весьма специфические условия осадконакопления, тектонические,

палеогеографические и палеоклиматические обстановки древних бассейнов.

Рифогенные образования в бассейнах Тихого океана широко распространены на вулканических поднятиях (атоллы и атолловидные постройки). Барьерные же рифы возникали на краях континентального шельфа, в сводовых частях поднятий и рифтовых наложенных прогибах. Береговые рифы, биогермы, биостромы и другие типы простых органогенных построек характерны для платформенных эпиконтинентальных морей. Настоящая статья посвящена рассмотрению динамики рифогенного карбонатонакопления в ходе геологического развития зоны перехода от структур Тихого океана к структурам Восточной Азии.

Древнейшие биогенные карбонатные образования широко представлены в обрамлении Сибирской и Китайской платформ, на Ханкайском, Буреинском, Омолонском и других массивах в виде сравнительно маломощных (до 1000—1500 м) слабодислоцированных толщ биогермных и биостромных известняков и доломитов верхнего протерозоя, образованных в результате жизнедеятельности известьвыделяющих синезеленых водорослей и бактерий. Раннекембрийские археоциатовые и археоциатово-водорослевые биогермы и биостромы известны среди песчано-сланцевых отложений Ханкайского массива, в Шевлинской перикратонной структурно-фациальной зоне, окаймлявшей Сибирскую платформу, Джагдинской эвгеосинклинали Монголо-Охотской складчатой области. В центральных районах Верхояно-Чукотской складчатой области (среднее течение р. Колымы) кембрийские и ордовикские карбонатные отложения образовались, по-видимому, в миогеосинклинальной обстановке при почти полном отсутствии одновозрастных вулканогенных осадков. На окраинах Верхояно-Чукотской области известны сопряженные с карбонатными отложениями трахибазальты и аспидные сланцы эвгеосинклинального типа.

Со среднего ордовика биогенное карбонатонакопление распространено на громадных пространствах Северо-Востока СССР [Краснов и др., 1975]. Основные рифостроящие организмы раннего палеозоя — гидроидные и коралловые полипы, губки, водоросли — образовали постройки (в основном биогермы, биостромы и их сочетания) на дне мелководных эпиконтинентальных морей, перекрывших докембрийские структуры субплатформенного типа в Верхояно-Колымской, Охотско-Омолонской и Чукотской зонах. Биогенные карбонатные отложения умеренной мощности (до 1000 м) перемежаются здесь с грубообломочными и пестроцветными отложениями без каких-либо признаков вулканизма. По направлению к Колыме и Чукотке мощность карбонатных пород ордовика возрастает до 1500—2000 м, однако вулканиты и флиш здесь также неизвестны.

В силуре карбонатонакопление резко сокращается. В лландоверийском веке гидроидно-строматопоровые биостромы и биогермы с участием кораллов и известковых водорослей известны лишь из районов современной Верхояно-Колымской зоны (Омулевские горы, хребет Большой, Туоннах). Отметим также коралловые известняки на юго-востоке о-ва Хонсю в Японии. В силурийских постройках наряду с кораллами большую роль продолжали играть высокомагнезиальные известковые во-

доросли, формировавшие заросли на глубинах до 100 м (в зоне фотосинтеза). Наиболее крупный бассейн биогенного карбонатонакопления располагался в Сетте-Дабанском прогибе между Охотским массивом и Сибирской платформой. Рифогенные известняки и доломиты с остатками кораллов и брахиопод, достигающие 2500 м мощности, залегают здесь на базальтах.

В девоне органогенные карбонатные образования продолжают накапливаться в Сетте-Дабанском прогибе, в бассейне, существовавшем на месте Омулевских гор, в меньшей степени — в прогибах Ольджое-Селемджинской зоны и Баджальского антиклинория. Состав девонских рифостроителей близок силурийскому, но в нем существенно возрастает роль мшанок, иглокожих и других групп преимущественно кальциевых беспозвоночных.

Эйфельские и живетские маломощные биостромы известны на всем протяжении от района Шантарских островов до Чукотки, но с франского века карбонатонакопление на Северо-Востоке Азии резко сокращается. Турнейский век — время формирования преимущественно кальцитовых, реже слабо магнезиальных биостромов и биогермов хребта Сетте-Дабан. Турнейские рифы выявлены Л. И. Красным [1976] в Юдомо-Майском мелководном прогибе на юго-восточном окончании Сибирской платформы. Коралловые, брахиоподовые и криноидные известняки часто битуминозные, местами с остатками раковинного кальцита моллюсков, в отдельных разрезах их мощность достигает 350—400 м. По представлениям Л. И. Красного, здесь существовал барьерный риф протяженностью около 300 км, разграничивавший отдельные тектонические блоки на краю платформы. Кроме прерывистых рифогенных построек каменноугольного возраста, в Юдомо-Майском районе отмечаются кольцевые атолловидные сооружения, напоминающие современные одиночные рифы Полинезии, возникающие на вершинах и склонах подводных вулканических гор.

Конец ранней — начало поздней перми в прогибах, окаймлявших Колымский и Омолонский массивы, характеризуются исключительно маломощными постройками типа биостромов (коралловые заросли в виде «подводных лугов»), едва возвышавшимися над морским дном на 1—1,5 м. Сихотэ-Алинская складчатая область в карбоне и перми оказалась ареной рифообразования и накопления карбонатного материала организмами — водорослями, фораминиферами, кораллами, криноидеями. В составе морских вулканогенно-осадочных отложений Южного Сихотэ-Алиня рифы эвгеосинклинального типа развиты [Киреева, 1971, 1974, 1978; Киреева и др., 1976] в области Главного и Прибрежного антиклинориев. Широко представлены крупные известковые массивы, приуроченные к зонам разломов северо-восточного простирания и сводовым частям геоантиклинальных поднятий. Мощность отдельных линзовидных карбонатных тел измеряется десятками метров, а суммарная мощность такого крупного рифа, как массив горы Зарод, составляет 600—1200 м.

Е. А. Киреева [1978] отмечала, что среднее содержание Mg и Sr в известняках верхнего палеозоя Приморья значительно меньше, чем во вмещающих породах, что обнаруживает сходство с аналогичным распределением элементов в рифовых фациях девона провинции Альберты в Канаде. Приконтактовые зоны известняков с силицитами содержат

значительную примесь пирокластического материала, спикул кремневых губок. Мощность одновозрастных терригенных и кремнистых толщ значительно больше. Так, вблизи массива Зарод мощность кремнисто-спилитовой свиты Пантового Ключа составляет около 2000 м. Подобное сокращение мощности карбонатов отмечается и в бассейне р. Аввакумовки в Ольгинском районе Приморского края, в Кавалеровском блоке и в других местах.

Крупными рифами, в том числе атолловидными постройками геосинклинального типа на юге Сихотэ-Алиня, по А. П. Никитиной, Ф. Р. Лихту, Н. Г. Мельникову [Никитина, 1968; Лихт и др., 1970], являются пермские массивы в районе г. Находки и в бассейне р. Партизанской (Чертов Утес, Сестра, Брат и др.). Их основными строителями были известковые водоросли, сфинктозоа, мшанки, кораллы. По-видимому, формирование их на юге Сихоте-Алиня происходило в это время в островодужных бассейнах, осложненных разломами. Отдельные сводовые части поднятий достигали уреза воды, что приводило к конседиментационному разрушению, накоплению брекчий и конгломератов у их подножий. Весьма близки к приморским по составу рифостроителей и условиям образования верхнепалеозойские постройки Японских островов, что может указывать на структурно-тектоническую близость этих районов и сходство геологического развития.

Мезозой — эра дальнейшего сокращения площадей распространения органогенных построек на Дальнем Востоке. Лишь Южное Приморье и некоторые районы Китая в триасе были благоприятными для их образования. В среднем триасе впервые появляются рифостроящие кораллы с первично арагонитовыми скелетами, обедненные Mg, но обогащенные Sr. И хотя впоследствии в результате вторичных процессов арагонит почти полностью заместился в них кальцитом, кальций-магниевые отношения рифогенных пород в мезозое обнаруживают неизменную тенденцию к уменьшению.

В Приморье верхнетриасовые постройки, образованные водорослями, гидроидными полипами с редкими склерактиниями и мегалодонтидами, распространены в Дальнегорском рудном районе. Они характеризуются весьма сложным фациальным составом и залегают среди одновозрастных кремнистых и кремнисто-терригенных пород. Массивы образуют изолированные утесы, вытянутые цепочками вдоль осей антиклиналей и разрывных нарушений.

Некоторые исследователи, изучая известняки Дальнегорского района, пришли к выводу об отсутствии в триасе настоящих рифов. Однако состав организмов-строителей и крупные размеры построек (от 200 до 1000 м), наличие органогенных, обломочных и оолитовых структур, а также брекчий вокруг карбонатных массивов, линейное их расположение вдоль зон тектонических нарушений, сопряженность органогенных фаций — все это неопровержимо доказывает рифовую природу триасовых известняков и позволяет воссоздать условия их накопления между окраиной континента и океаном. Бассейны островных дуг были достаточно глубокими для вертикальной циркуляции вод, глубокие места в них соседствовали с отмелями, банками и рифами, что аналогично условиям осадконакопления в области современного Индонезийского архипелага.

Среди алевролитов и песчаников верхнего триаса, содержащих отпечатки монотисов, в ряде районов Дальнего Востока залегают брекчии известняков. Если происхождение контактов известняковых массивов может быть объяснено по-разному (тектоникой, оползнями) и в любом случае не имеет отношения к условиям существования триасовых организмов, то обнаружение известняковых глыб и брекчий среди одновозрастных терригенных осадков можно связать только с конседиментационным разрушением органогенных построек в бассейне с сильно расчлененным рельефом дна. Наличие среди вмещающих известняки пород спилитов, лав диабазов, диабазовых порфиритов и туфов, а также микроэлементный состав карбонатных пород указывают на их накопление в условиях повышенной вулканической активности, присущей ранним этапам геосинклинального развития Сихотэ-Алиня.

Рифы позднего палеозоя — раннего мезозоя Сихотэ-Алинской складчатой области контролируются долгоживущими глубинными разломами. Таков, например, крупный структурный шов между Главным синклинорием и Прибрежным антиклинорием. Время заложения контролирующей системы разломов относится к позднему палеозою, когда Сихотэ-Алинский трог дифференцировался на дочерние поднятия и прогибы. В начале мезозоя рифовые постройки увенчали гребни антиклиналей, крутые склоны которых были обращены на северо-запад, в сторону Главного синклинория.

Рифогенные постройки в конце позднеюрской эпохи были широко представлены на территории Японии: в поясе Титибу, внешней части Главного пояса Хонсю, Главном поясе Симато на Кюсю и Сикоку, внешнем поясе Китаками на севере Хонсю и Главном поясе Хидака на Хоккайдо. Представляют значительный интерес биогермы и биостромы с фауной кораллов и строматопороидей в набильской серии Восточного Сахалина. Возраст серии считался позднепалеозойским, что основывалось лишь на литологическом сходстве с палеозойскими отложениями Японии и материковой части Дальнего Востока. В постройках остринской свиты и нижнехойской подсвиты определены многочисленные остатки рифостроящих и рифолюбивых склерактиний. По родовому, а отчасти и по видовому составу кораллов, гидроидов и моллюсков набильский рифовый комплекс Сахалина обнаруживает наибольшую близость с позднеюрской (кимеридж-титонской) фауной группы Ториносу на о-ве Хонсю. Определенное сходство литологического состава и палеонтологических комплексов обнаруживается также между нижней частью набильской серии (остринской свитой) и группой Сорати на о-ве Хоккайдо [Савицкий, Краснов, 1970].

В остринской свите, в нижнехойской подсвите набильской серии Сахалина коралловые постройки залегают в виде линз, отдельных крупных глыб и мелких обломков среди основных эффузивов (диабазовых порфиритов) и кремнистых сланцев. Довольно часто встречаются крупные биогермы неправильной формы с неровными контактами, мелкие обломки органогенных известняков с обилием остатков рифостроящих организмов (в основном склерактиний и гидроидных). Контакт известняков со вмещающими эффузивами чаще всего горячий, со следами изменений. Сходные условия карбонатонакопления на Сахалине и в Япо-

нии сохранялись и в начале мелового периода. По-видимому, при сильных извержениях в этот период захоронялись как целые рифовые постройки, так и продукты их разрушения. Этим объясняется и своеобразная форма нахождения известняков в глинистых породах (отдельные глыбы, валуны, мелкие обломки, часто полуокатанные). Вероятно, известняковые обломки и глыбы поступали в более глубоководные и удаленные от построек части бассейна, где и захоронялись.

Сходство юрских и раннемеловых построек Сахалина и Японии объясняется их одновозрастностью и приуроченностью к единому этапу. Они развиты в кремнисто-вулканогенной формации эвгеосинклинального Хоккайдско-Сахалинского прогиба. Характер отложений остринской и хойской свит и, в частности, преобладание в них вулканогенных и кремнистых пород указывают на то, что в конце юрского периода и раннем мелу этот прогиб находился на раннегеосинклинальной стадии своего развития. На Сахалине максимальное погружение испытали центральные части Восточно-Сахалинских гор (мощность серии превышает 4000 м) к западу и востоку, по мере приближения к древним поднятиям, мощности верхней юры и нижнего мела здесь значительно сокращаются.

Полоса рифогенных построек конца юры — начала мела в виде гигантской прерывистой дуги длиной около 3000 км протягивалась с юга на север от о-ва Кюсю в Японии до Центрального Сахалина. Барьерный риф разделял совершенно различные по тектонической природе окраинные тихоокеанские геосинклинали и эпиконтинентальные бассейны, существовавшие на месте Японского моря. Пространственная приуроченность рифовой полосы к зоне длительно живущих глубинных разломов несомненна. Часть этой зоны в Юго-Западной Японии получила название «медианной тектонической линии». На ее продолжении в Хоккайдско-Сахалинском районе известны и ныне действующие грязевые вулканы, проявления минеральных и термальных вод, ртути, нефти и газа. В районе о-ва Ионы в Охотском море эта долгоживущая зона фиксируется локальным очагом развития теплолюбивых сообществ кораллов, гидроидных полипов и губок. Пространственная сопряженность построек различного возраста с зоной глубинных разломов Японии и Сахалина указывает на отсутствие сколько-нибудь значительных горизонтальных перемещений земной коры в этом притихоокеанском районе.

Вторая полоса биостромов и биогермов верхней юры — нижнего мела намечается по изолированным выходам в Центральной Корякии и на востоке Чукотки. В Корякском нагорье, на правобережье р. Койвэрэлан, в разрезе горы Семиглавой постройки залегают на базальтах и долеритах предположительно юрского возраста. Известняки оолитовые и коралловые, местами водорослевые, мощность их колеблется от 5 до 25 м, содержание $CaCO_3$ достигает 93%; местами они битуминозные, с примесью зерен глауконита. По определениям кораллов возраст известняков кимеридж-титонский. Сходные образования с остатками кораллов, моллюсков и морских ежей встречены в вулканогенно-осадочной толще южнее оз. Пекульнейского на Чукотке.

По своей природе органогенные образования Корякии и Чукотки представляются однотипными океаническими постройками, росшими на склонах подводных вулканов. Следует отметить, что их обнаружение

в столь высоких широтах противоречит палеомагнитным построениям, согласно которым северный полюс в конце палеозоя — начале мезозоя находился в северо-западной части Тихого океана. Приходится либо допустить значительное горизонтальное последующее перемещение участков дна океана с постройками в северном направлении, либо принять точку зрения Л. Б. Рухина [1955] об ином наклоне плоскости мезозойского экватора, под углом 30—40° к современному.

Так или иначе эти постройки, подобно современным, формировались первоначально в тропической и субтропической областях, ибо распространение организмов-рифостроителей во все времена лимитировалось температурой поверхностных вод. Этот вывод подтверждают многочисленные палеотемпературные измерения по изотопам кислорода и кальций-магниевым отношениям [Берлин и др., 1966].

На рубеже мезозоя и кайнозоя в морях Восточной Азии и северо-западной части Тихого океана произошло резкое понижение температур водных масс, что в целом привело к сдвигу северных границ распространения органогенных построек в южном направлении. В конце мелового периода, палеогене мелкие постройки (типа онкоидов и биостромных линз) с остатками губок, гидроидных полипов и фораминифер накапливались в отдельных районах Дальнего Востока (о-в Хоккайдо, о-в Монерон, Камчатка). В четвертичном периоде северная граница коралловых рифов проходила по широте Токийского залива, а ныне она отодвинулась в районы Южной Японии.

Итак, в позднем докембрии и раннем палеозое органогенные постройки преимущественно образовывались в платформенных и субплатформенных прогибах, закладывавшихся на континентальной коре. В конце девона и раннем карбоне сформировались барьерные рифы и атолловидные постройки на структурах обрушения окраин Азии и одиночных вулканических поднятиях северо-западной части Тихого океана. В позднем палеозое — раннем мезозое постройки распространялись преимущественно в островодужных бассейнах, разделявших области континентальной и океанической коры. При этом, как и ранее, рифы барьерного типа тяготели к зонам глубинных разломов, а в океане продолжалось рифообразование в тропических и субтропических районах на вершинах одиночных вулканических поднятий. В конце мезозоя понижение температуры поверхностных вод привело к сдвигу распространения органогенных построек в южном направлении. Отдельные локальные центры их развития возникли, вероятно, за счет воздействия глубинного тепла.

ЛИТЕРАТУРА

Берлин Т. С., Найдин Д. П., Сакс В. Н. и др. Климаты в юрском и меловом периодах на Севере СССР по палеотемпературным определениям // Геология и геофизика. 1966. № 10. С. 17—31.

Киреева Е. А. О взаимоотношениях известняков и вмещающих пород в верхнепалеозойских отложениях Южного Сихотэ-Алиня // Вопросы литологии и геохимии вулканогенно-осадочных образований юга Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1971. С. 42—58.

Киреева Е. А. О стратиграфии верхнего палеозоя Южного Сихотэ-Алиня // Вопросы биостратиграфии советского Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1974. С. 19—32.

Киреева Е. А. Основные особенности органогенных известняков эвгеосинклинальных отложений Южного Сихотэ-Алиня // Вулканогенно-осадочные образования юга Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1978. С. 18—34.
Киреева Е. А., Бурилина Л. В., Афанасьева В. М. Основные особенности геологического развития Южного Сихотэ-Алиня в позднем палеозое // Геологические и палеонтологические аспекты развития Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 20—78.
Краснов Е. В., Преображенский Б. В., Савицкий В. О. Основные этапы развития рифостроящих организмов в геологической истории дальневосточных морей // Палеобиология донных беспозвоночных прибрежных зон моря. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1975. С. 175—192.
Красный Л. И. Раннекаменноугольные рифы Юдомо-Майского района // Геология и геофизика. 1976. № 3. С. 82—85.
Лихт Ф. Р., Мельников Н. Г., Никитина А. П. Стратиграфия и особенности осадконакопления верхнепермских отложений в Южном Приморье // Сов. геология. 1970. № 2. С. 100—103.
Никитина А. П. О выделении верхнего палеозоя в Южном Сихотэ-Алине // Там же. 1968. № 2. С. 107—110.
Рухин Л. Б. Климаты прошлого // Изв. ВГО. 1955. Т. 87, вып. 2. С. 105—119.
Савицкий В. О., Краснов Е. В. О присутствии морской верхней юры на Сахалине // Геология и геофизика. 1970. № 3. С. 12—21.

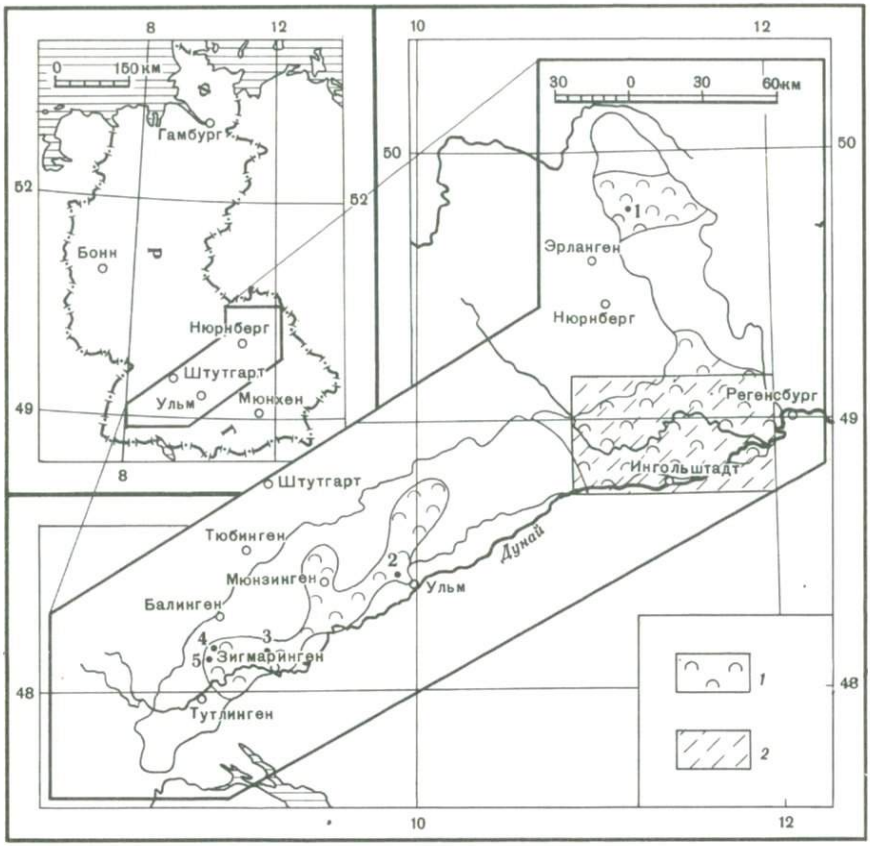
УДК 552.58:551.762.3

В. Г. КУЗНЕЦОВ

ВЕРХНЕЮРСКИЕ ГУБКОВО-ВОДОРОСЛЕВЫЕ РИФЫ ШВАБСКОГО И ФРАНКОНСКОГО АЛЬБА (южная часть ФРГ)

Губковые или, точнее, губково-водорослевые рифы верхней юры в южной части современной территории ФРГ (рис. 1) известны в геологической литературе уже более 100 лет. Сейчас подобные постройки выделены в оксфорде Центральной Польши, южной части Юрских гор в Швейцарии и Франции, Восточной Испании, оксфорде-кимеридже Добруджи в Румынии [Flügel, Steiger, 1981], верхнем бате Нормандии и оксфорде Йоркшира в Англии [Palmer, Fürsich, 1981], отмечены в оксфорде Горного Крыма (М. В. Михайлова, устное сообщение). В отечественной литературе рифы ФРГ специально практически не описаны, а материалы новейших исследований западногерманских геологов часто публикуются в региональных и местных изданиях и труднодоступны советским геологам. Настоящая статья подготовлена на основе анализа и обобщения ряда новых исследований, а также собственных наблюдений. Автор имел возможность лично познакомиться с этими специфическими образованиями в поле, а также изучая коллекции, пришлифовки и шлифотеки во время научной командировки в ФРГ в университетах Тюбингена, Эрлангена-Нюренберга и Штутгарта, Музее естествознания Штутгарта.

Подразделение верхнеюрских отложений Франконского и Швабского



Р и с. 1. Схема расположения губково-водорослевых рифов в юрских отложениях Швабского и Франконского Альба. Составлено по данным М. Гвиннера [Gwinner, 1976], Р. Мейера и Х. Шмидт-Калера [Meyer, Schmidt-Kaler, 1983], А. Цейсса [Zeiss, 1977] и др.

1 — области развития рифов (преимущественно верхний кимеридж — низы нижнего титона); *2* — район южной части Франконского Альба, показанный на схемах (см. рис. 10); цифрами на схеме обозначены: 1 — Мюллерфельзен; 2 — Херлинген; 3 — Цоллернальб; 4 — Унтерленнинген-Хохванг; 5 — Плеттенберг

Альба на два различных фациальных типа было установлено более 100 лет назад. Уже К. Гюмбель описывал «губковые фации» (schwammfacies) и фации полностью слоистых известняков или моллюсковые фации (Facies der wohlgeschichten Kalke oder Mollusken-Facies) [Gümbel, 1862, с. 197, 202]. В 1913 г. Е. Фишер [Fischer, 1913] ввел понятие «штотцен» (der Stotzen) для небольших губковых построек (аналогично современному пониманию термина «биогерм» большинством советских геологов), а затем А. Ролль [Roll, 1934] обозначил им окончательный материальный результат короткого или длительного развития построек. Этот термин используется иногда и ныне. Чаще же пишут о рифах и биогермах, причем, несмотря на ссылку на определение биогерма Каммингса и Шро-

ка, под биогермом обычно понимают относительно небольшую постройку, не имеющую обломочного шлейфа, т. е. не влияющую на характер седиментации в окружающих его участках моря.

Длительное время исследования германских рифов носили сугубо палеонтологический и стратиграфический характер, когда изучалась содержащаяся в них фауна (особенно губки), проводилось ее систематическое изучение, выяснялось стратиграфическое положение построек, проводилось их геологическое картирование [Fischer, 1913; Dorn; 1932; Roll, 1934; Schrammen, 1936 и др.].

В 1960—1970 гг. была проведена серия литологических и палеоэкологических исследований, выяснялись условия образования построек [Fritz, 1958, 1966; Wagenplast, 1972; Lang, 1964; Nitzopoulos, 1974; Gwinner, 1976; и др.]. В настоящее время акцент сделан на «микрофациальное» — весьма детальное литологическое, палеоэкологическое и частично геохимическое изучение, выполняемое под общим руководством профессора Е. Флюгеля. Некоторые результаты его опубликованы [Meyer, 1975; Flügel, Steiger, 1981; Meyer, Schmidt-Kaler, 1983; Schorr, Koch, 1985].

Известняки губковых рифов активно разрабатываются в карьерах. При этом наряду с применением их в разных отраслях промышленности и сельского хозяйства как обычных известняков, они широко используются в декоративных целях в строительстве в качестве облицовочного материала со своеобразным и интересным рисунком.

Стратиграфически губковое рифообразование приурочено к верхней, или «белой», юре — начинается в нижнем оксфорде, достигает максимума в среднем, частично верхнем кимеридже и затухает (или сменяется коралловым рифообразованием — см. ниже) в верхах верхнего кимериджа—титоне (рис. 2) [1]. В пределах Франконского и Швабского Альба верхнеюрские отложения обычно подразделяются на два фациальных типа — слоистые («банковые») «нормальные» фации известняков и мергелей и рифовые фации. Последние развиты достаточно широко, но не повсеместно, а локализуются в отдельные зоны, которые иногда называют барьерными рифами, или рифовыми линиями (Riffzug); зоны рифов разделяли бассейн на ряд «ванн», где шло накопление слоистых мергельно-известковых отложений. Мощности разнофациальных отложений часто существенно различны. Так, средний кимеридж (мальм-дельта по местной номенклатуре) в Швабии имеет обычно мощность 35—50 м, а в рифовой зоне она превышает 100 м. В верхнем кимеридже мощность слоистых отложений — 25—35, рифовых — 30—60 м [Geyer, Gwinner, 1964].

В зоне «барьерных рифов» развиты либо отдельные изолированные постройки типа биогермов мощностью от нескольких десятков сантиметров до 1—3 м, либо последние сливаются в более мощные образования в 12—20, а иногда 35—50 и даже 100—150 м, часто с очень крутыми

---

[1] По Международной шкале граница кимериджа—титона проходит примерно на границе отложений дзета-1 — дзета-2 [Geyer, Gwinner, 1984]. В местной же литературе и на геологических картах ее традиционно проводят в основании отложений дзета-1; это подразделение использовано и в настоящей работе.

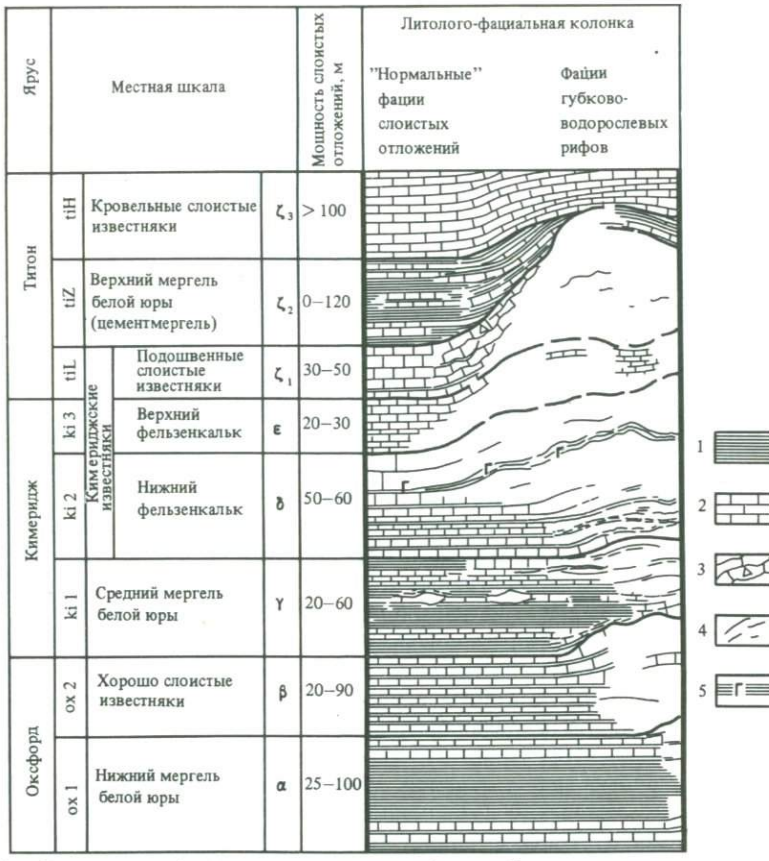


Рис. 2. Схематический фациально-стратиграфический разрез верхнеюрских отложений Швабского Альба, по М. Гвиннеру [Gwinner, 1976], упрощено

1 — мергели; известняки: *2* — слоистые, *3* — предрифового шлейфа; *4* — губково-водорослевые рифы; *5* — глауконитовый мергель на границе отложений δ_3 и δ_4

склонами. Именно в этом случае соотношения мощностей оказываются наиболее контрастными. Так, по данным П. Вагенпласта [Wagenplast, 1972, с. 82], в мальме дельта-1 (низы среднего кимериджа) в районе Цоллернальб мощности слоистых отложений составляют около 7, а рифовых — 25 м, в мальме дельта — 2 (средний кимеридж), эти мощности равны соответственно 7,5—8 и 23 м. Надо отметить, что детально изучены и подробно описаны обычно постройки не более 12—25 м мощностью. Более крупные, до 50—150 м, образования представляют собой, видимо, комплекс отдельных более мелких сливающихся и тесно связанных друг с другом построек.

В соответствии с общей тенденцией развития рифообразования в оксфордских отложениях чаще развиты маломощные иногда слоистые биогермы (о внутреннем строении — ниже), в среднем—верхнем кимеридже и даже низах титона мощности построек больше и выражены

они четче, сами постройки нередко сливаются и нарастают друг на друга. Так, по данным О. Гейера и М. Гвиннера, к концу кимериджа — началу титона, т. е. в конце эпохи максимального рифообразования, амплитуда колебания подводного рельефа достигала 100 и более метров [Gwinner, 1976; Geyer, Gwinner, 1964].

Рифовые и биогермные постройки образуют отчетливо выраженные холмовидные формы нередко с крутыми склонами с облеканием последних слоистыми отложениями, причем выравнивание рельефа происходит достаточно быстро. Последнее удается просто наблюдать у сравнительно небольших построек в пределах одного обнажения. Наличие субаквального рельефа во время образования крупных рифов также отчетливо документируется. Так, в окрестностях Мюнзингена (средняя часть Швабского Альба) рифы дзета—1 (низы титона) образуют подобие кольца, ограничивающего Мюнзингенский внутририфовый бассейн (подобные образования имеют специальное название «шюссель» — die Schüssel), где мощность слоистых отложений того же возраста на 50—60 м меньше. Выполняющие эту депрессию и выравнивающие рельеф вышележащие отложения нижнего титона — дзета—2 (цементмергель) в настоящее время существенно денудированы, и удается наблюдать отпрепарированный экспонированный рельеф конца кимериджа — начала титона. Поскольку осаждение этих выполняющих отложений шло в условиях неровного субаквального рельефа по склонам рифов происходили сползания и образование брекчий и текстур подводных оползней. Один из подобных примеров детально описан в этом же районе около Марбаха [Gwinner, 1962]. О наличии значительного подводного рельефа свидетельствует также характер залегания слоев между близко расположенными рифами, хорошо видимый на западном склоне Швабского Альба в районе Балинген, а также в долине верхнего течения р. Дунай, между Туттлингеном и Зигмарингеном. Кимериджские рифы образуют здесь живописные утесы высотой до 120—150 м[2], а заключенные между ними слоистые отложения круто наклонены от склонов рифов к межрифовым участкам, выполаживаясь в осевых частях этих депрессий и образуя «гирляндоподобное наслоение» («Girlandenschichtung»).

При изучении отдельных построек установлено, что в ряде случаев отдельные слои, в частности содержащие обильные остатки аммонитов, прослеживаются от слоистых фаций к склонам построек и покрывают их своды. Это указывает, что постройки не выходили выше уровня моря и завершали свое развитие, согласно перекрываясь нормально морскими отложениями. Подобные соотношения, естественно, характерны для относительно небольших построек, которые практически не влияли на осадкообразование в окружающих участках. Над крупными же сооружениями происходит не только облекание, но и утонение слоев мергелей, а чаще — их выклинивание. Вместе с тем известны случаи, когда реперные пласты морских отложений прослеживаются широко в разных фациях. Так, на границе дельта—3 и дельта—4 (верхи среднего кимериджа) имеется пласт глауконитового мергеля, который

[2] Отложения среднего и верхнего кимериджа — мальм дельта и эпсилон — в местной стратиграфической шкале называются Felsenkalke — «скальные известняки».

прослежен более чем на 400 км и согласно покрывает как рифовые, так и слоистые отложения.

Рифовые и биогермные образования (особенно наглядно это видно в обнажениях и карьерах для небольших построек) часто проседают, продавливаются в подстилающие отложения в результате дополнительного уплотнения последних под действием массивного карбонатного тела, образуя атектонические мульды. Вообще процессам вторичного уплотнения, различным масштабам такого уплотнения в различных фациях, вторичному перераспределению карбонатного материала из глинисто-мергелистых прослоев в первично карбонатные уделяется сейчас большое внимание [Ricken, 1985]. Предполагается, что существенно большее уплотнение внерифовых отложений способствует увеличению контрастности современного выражения рифов, поэтому цифры превышения рифовых образований над нерифовыми в 100—200 м не отражают первичный рельеф, который был существенно менее дифференцированным (А. Зейлахер, Б. Хеккелл).

Имеются также указания [Nitzopoulos, 1974], что дорифовый рельеф также существовал, но амплитуда его не превышала нескольких метров.

Даже у сравнительно небольших построек мощностью 10—12 м наблюдается внутренняя фациальная зональность [Nitzopoulos, 1974; Flügel, Steiger, 1981; Schorr, Koch, 1985]. Выделяемое под разными названиями ядро рифа (ядерная зона, биолититовые фации, фации губково-водорослевых баундстоунов и др.) сложено в массе своей биогермными породами с соответствующим комплексом фауны и флоры и окружено отложениями с отчетливо преобладающим обломочным и органогенно-обломочным строением известняков, иными формами организмов (биоаренитовая фация, фация туберолитовых и литокластовых пакстоунов и вакстоунов, переходные и краевые фации и др.). Это позволяет применять к данным образованиям (или по крайней мере значительной их части, так как имеются постройки без подобной зональности, без шлейфа, которые могут быть названы биогермами) термин «риф» в узком строгом смысле этого слова, хотя они и не разрушались волнами и тем более не выходили выше уровня моря (см ниже).

При характеристике пород, слагающих описываемые рифы и окружающие их отложения, последние 10—15 лет используется практически только американская терминология (Фолк, Данхэм). Биолититы центральных частей рифов (рис. 3, см. вклейку) представлены, согласно этой терминологии, губково-водорослевыми баундстонами, реже грейнстоунами и пакстоунами (интра-оо-био-пель-спариты, интра-био-пель-спариты). Для пород этих фаций характерно относительно высокое содержание каркасных и форменных элементов (обычно 60—80%), что всегда на 10—30% выше, чем во вмещающих породах (рис. 4 и 5). Соотношение основной массы соответственно обратное. Еще более существенны отличия по характеру этих элементов, в частности по соотношению каркасных, цементирующих и иных форм. Остатки губок составляют не более 10—20% общей массы этих элементов [3], но это всегда

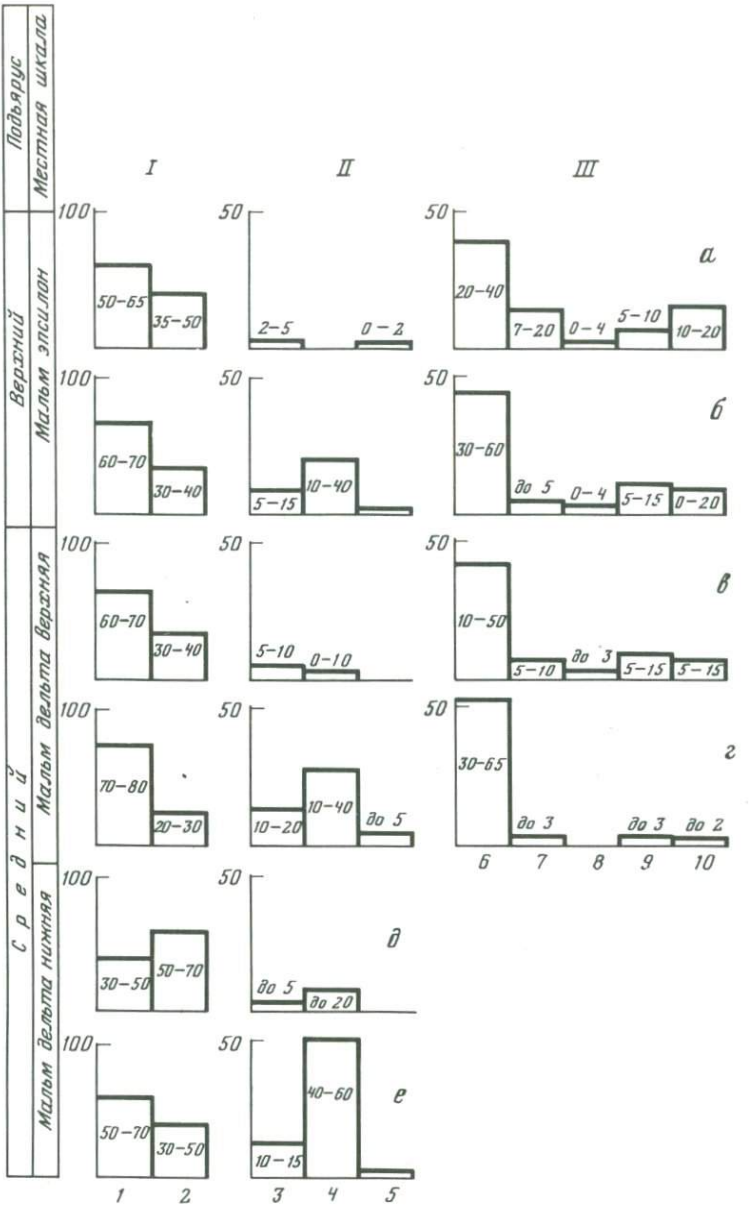
[3] В коллекциях Музея естествознания г. Штутгарта имеются и считаются типичными для центральной части рифа штуфы, где губки составляют примерно

выше, чем во вмещающих отложениях, где последние встречаются лишь в прилегающих к рифам участках. Основными по количественному содержанию и, вероятно, принципиальному значению являются различные водорослевые образования — слоистые типа строматолитов, тубифитесы, округлые или чаще неправильной формы корковые нарастания, бобовины, получившие название Aphanostromata [Nitzopoulos, 1974], нитевидные водоросли. В небольшом количестве присутствуют прирастающие фораминиферы. Обращает на себя внимание значительное развитие пеллет и пеллоидов — округлых образований размером 20—200 мкм, сложенных чрезвычайно мелкими кристалликами (<1 мкм), чаще встречающихся в рифах, нежели вне их. (На значительном удалении от рифов они не встречаются вовсе или весьма редки. В последнем случае порода в шлифе представляет собой однородную пелитоморфную массу без видимой текстуры. При изучении в сканирующем микроскопе преобладают кристаллические формы.) Это обстоятельство позволяет думать, что образование подобных сгустковых форм связано с определенными фациями и имеет биогенную природу. Подобное микросгустковое, «пеллетное» строение часто подчеркивается вторичными процессами — перекристаллизацией и доломитизацией, когда эти сгустки разделяются и цементируются яснокристаллическим спаритовым кальцитом. В связи с реконструкциями глубин образования данных рифов (см. ниже) выдвигается предположение о водорослево-бактериальном или даже бактериально-диагенетическом их образовании (Е. Флюгель, А. Зейлахер). На склонах рифов и во вмещающих отложениях за счет уменьшения или полного исчезновения обрастающих корковых и пеллетовых образований увеличивается количество интракластов и тубероидов (Tuberoids [Fritz, 1958]). Последние представляют собой неправильной формы бобовины размером 1—10 мм, где в микритовой массе обычно с корковой водорослевой текстурой включены различные фрагменты — обломки губок, интракласты, пеллеты и др.

Е. Флюгель и Т. Штайгер [Flügel, Steiger, 1981] считают, что их образование связано с разрушением и переотложением скелетов губок (при этом происходят их кальцитизация и вынос кремнезема), смешиванием их с другими форменными элементами и общей цементацией водорослями во время транспортировки к склонам, где они вместе с переработанными литокластами образуют пакстоуны. Литокласты чаще всего округлой формы и состоят из переработанных тубероидов, фораминифер, спикул, пеллоидов, погруженных в микритовую массу. Цементирующая основная масса во всех случаях (в центральной зоне рифов и на периферии) преимущественно микритовая.

Биота рифов достаточно разнообразна и в целом отличается от биоты вмещающих отложений (см. рис. 5). Доминантной группой многие исследователи считают кремневые губки, хотя количественно они, как правило, далеко не самые многочисленные. Присутствуют губки двух

треть объема породы. Все они относятся к среднему—верхнему кимериджу, т. е. эпохе максимального развития губковых рифов, когда количественное содержание губок, видимо, возрастало. Вместе с тем это все же отдельные штуфы, видимо, не характеризующие рифовое ядро в целом.



Р и с. 4. Эколого-литологическая характеристика кимериджских рифов и вмещающих их отложений южной части Франконского Альба. Составлено на основе полуколичественных определений Р. Мейера [Meyer, 1975]

1 — форменные и каркасные элементы; 2 — основная масса; 3 — губки; 4 — водорослевые корки; 5 — прирастающие фораминиферы; 6 — пеллеты (< 0,2 мм); 7 — интракласты (> 0,2 мм); 8 — ооиды; 9 — не прирастающие фораминиферы; 10 — остальные онкоиды. Соотношения, %: I — форменных элементов и основной массы, II — каркасо-

морфологических типов — кубковидные, рогообразные и пластинчатые, блюдцеподобные. Первые растут на первично твердом грунте (например, на корках афантостромат), но в прижизненном положении в породах практически не встречаются. Вторые формируются в виде пластин на мягких грунтах и сохраняются в прижизненном положении. Вместе с тем пластинчатые блюдцеобразные формы не лежат на грунте, а несколько возвышаются над ним, образуя как бы зонтик, под которым в обстановке практически полного покоя осаждается микритовый материал с теми или иными включениями. В начальной стадии развития колонии имеют кубкообразную или, точнее, воронковидную форму, а затем приобретают блюдцеобразную. О наличии свободного пространства между дном (осадком) и уплощенной частью колонии свидетельствуют обильные поселения мшанок, серпул, фораминифер и других организмов на их нижней поверхности. Верхняя же колонизуется водорослями, образующими или сплошные слоеподобные корки, или столбикообразные наросты. Вообще обрастания очень широко развиты и специально изучались П. Вагенпластом как с точки зрения систематического состава, так и экологически — какие организмы поселяются на каких и на какой поверхности (верхней, боковой, нижней). Среди обрастателей им указываются известковые водоросли, фораминиферы, известковые губки, мшанки, серпулы, брахиоподы, ламеллиобранхиаты [Wagenplast, 1972, с. 50—51, 68].

При просмотре штуфов, пришлифовок и прозрачных шлифов складывается впечатление, что остатки губок, будь то блюдцеобразные в прижизненном положении или в виде обломков, будь то кубковидные после падения на дно, служили тем биотопом, тем твердым участком дна, где предпочтительнее селились водоросли (рис. 6). Последние обитают и в других участках, но предпочитают выбирать твердый субстрат, где образуют довольно мощные корки, связывающие друг с другом и скрепляющие отдельные колонии губок и другие форменные элементы. Если это так, то роль губок в рифообразовании двояка. С одной стороны, это создание определенных сугубо локальных условий с очень спокойной гидродинамикой, а с другой — образование субстрата, где активно развиваются водоросли, играющие преимущественно роль цементаторов.

Если губки, мшанки, серпулы абсолютно преобладают или встречаются исключительно в рифовых фациях, то аммоноидеи, пелециподы и белемноидеи составляют основу биоты слоистых не рифовых отложений (табл. 1). По экологическому типу в рифах абсолютно преобладают прикрепляющиеся и сидячие формы, в частности пелеципод и фораминифер. Последние активно инкрустируют остатки других орга-

←

образующих организмов, III — форменных элементов; *а* — нерифовые отложения, плотный биоонкомикрит с различными ооидами; *б* — риф, губково-строматолитовый биолитит с биоонкомикритовой основной массой; *в* — нерифовые отложения, биоонкомикрит с интракластами, пеллетами и отдельными онкоидами; *г* — риф, губково-строматолитовый биолитит с редкими прирастающими фораминиферами и пеллет-микритовой основной массой; *д* — нерифовые отложения, пеллетсодержащие биомикрит с онкоидами, интракластами и не инкрустирующими водорослями; *е* — риф, губково-водорослевый биолитит с инкрустирующими водорослями и пеллетсодержащей основной массой

Рис. 5. Схематическое распределение типов пород, слагающих их компонентов, фауны в фациальном профиле верхнеюрских отложений по Г. Нитцопоулосу [Nitzopoulos, 1974], упрощено

низмов, тубероиды, лито- и биокласты. Напротив, в слоистых фациях преобладают плавающие (аммоноидеи, белемноидеи, планктонные фораминиферы) и подвижные (пелециподы) формы (табл. 2).

Вторичные изменения рифовых известняков часто весьма существенны. Интересна прежде всего история кремнезема. Кремневые губки встречаются почти исключительно только в рифовых фациях, и количество их здесь относительно велико. Но практически все они сейчас

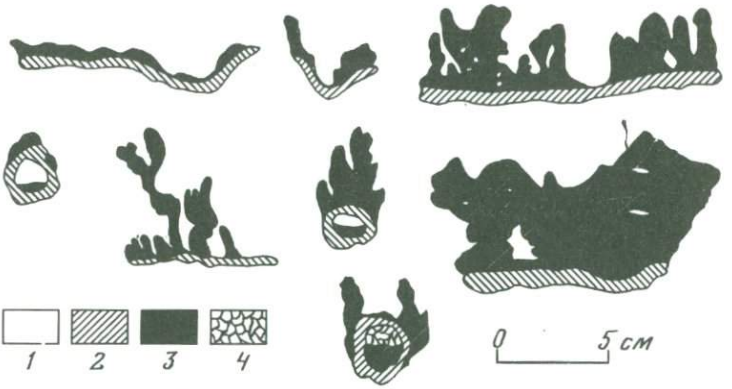


Рис. 6. Формы водорослевых обрастаний на кальцитизированных кремневых губках по М. Гвиннеру [Gwinner, 1976]

1 — микритовые известняки; *2* — кальцитизированные кремниевые губки; *3* — известковые корки; *4* — заполнение пустот поздним друзовым кальцитом

кальцитизированы и кремнезема в рифах по сути дела нет. Предполагается, что вынос кремнезема происходил в диагенезе и он переносился во вмещающие отложения, где образовывал конкреции. Например, у рифа Херрлинген кремнезем отчетливо концентрируется в его основании [Schorr, Koch, 1985]. Сотрудник Музея естествознания Штутгарта доктор Г. Дитл обнаружил интенсивное окремнение кораллов в предрифовом шлейфе коралловых рифов, надстраивающих губковые. По его мнению, кремнезем поступал сюда в наиболее пористые зоны при кальцитизации губок. В этом случае вынос кремнезема оказывается довольно поздним. В других случаях соотношения окремнения и рифов более сложны и, по справедливому замечанию М. Гвиннера, «...баланс продукции кремнезема губками и его количества в конкрециях не установлен» [Gwinner, 1976, с. 63], как не установлены пути его переноса и в общем случае пространственные закономерности размещения конкреций.

Важными процессами вторичного преобразования рифов являются их доломитизация и обратная дедоломитизация. Наблюдаются различные стадии и масштабы доломитизации. Так, нередки случаи, когда мелкие ромбики доломита разбросаны в микритовой основной массе и содержание доломита не превышает, видимо, 10—15%. В то же время довольно многочисленны случаи сплошной доломитизации части (так, в рифе Мюллерсфельзен — его верхней трети) или всей постройки с практически полной ликвидацией первичных структур и текстур и образованием крупных кристаллов доломита [Lang, 1964; Fritz, 1966; и др.]. В этом случае породы, как правило, приобретают желтоватый или даже бурый цвет в отличие от светло- и темно-серого цвета известняков. При этом доломитизация захватывает и вмещающие слоистые отложения, также видоизменяя их текстуру. В максимальной степени доломитизация развита в горизонтах дельта—4 и эпсилон (верхи среднего — низы верхнего кимериджа), где наряду с рифовыми доломитизация захватила и слоистые фации. Однако преимущественная избирательная

Таблица 1

Содержание различных групп организмов в рифовых и вмещающих их отложениях верхней юры Швабского Альба по П. Вагенпласту [Wagenplast, 1972] (учтено более 6000 ископаемых), %

Организмы	Фации		Организмы	Фации	
	Рифовые	Слоистые		Рифовые	Слоистые
Кремневые губки	8		Гастроподы		1
Серпулиды	39		Аммоноидеи	12	58
Мшанки	12		Белемноидеи		15
Брахиоподы	20	10	Всего	91	99
Пелециподы		15			

Таблица 2

Распределение экологических групп пелеципод в рифовых и вмещающих их отложениях верхней юры Швабского Альба по М. Гвиннеру [Gwinner, 1976], %

Экологические группы	Фации	
	Рифовые	Межрифовые
Прикрепляющиеся	78	3
Почти всегда прикрепляющиеся	11	1
Частично прикрепляющиеся в молодом возрасте, а также псевдопланктонные	5	90
Подвижные	6	6

доломитизация рифов в общем комплексе карбонатных отложений верхней юры несомненна. Причины и время доломитизации в целом не ясны, однако изотопные исследования позволяют предполагать, что она хотя бы частично связана с воздействием пресных вод [Fritz, 1966]. Наряду с доломитизацией отмечены частые случаи дедоломитизации с образованием очень крупнокристаллических известняков (Zucker Körniger Kalkstein), происходящей, видимо, под действием пресных поверхностных вод и сопровождающейся выщелачиванием и карстованием [Fritz, 1966]. Вообще карст в рифах развит довольно часто и значительно, вплоть до образования пещер.

Текстура рифовых пород в штуфе отчетливо пятнистая — более плотные собственно органогенные образования (губки, водорослевые корки, обрастающие организмы) формируют высокопористый каркас, внутренние полости которого выполняются по стенкам микритовым карбонатом — либо сплошным, либо брекчированным, либо содержащим округлые пеллетовые и подобные формы, и, наконец, оставшееся пространство заполняется относительно менее плотным микритовым и, видимо, тонкодетритовым материалом с землистым изломом. В целом подобные породы образуют массивные хорошо выделяющиеся в обнажениях и карьерах рифовые образования.

Однако на фоне этой общей массивности наблюдается и определенная слоистость, «цикличность», причем двух масштабов и, видимо, двух генетических типов. Первый тип связан с особенностями роста и смены разных организмов (рис. 7 см. вкладку). Начало «цикла» образуют ко-

лонии губок, обычно не связанные друг с другом, но располагающиеся более или менее горизонтально — блюдцевидные формы колоний изначально в положении роста, а кубковидные после падения на дно. Эти твердые скелеты обрастают разнообразными водорослевыми корками, в том числе строматолитами, и в результате образуется твердый мат с чрезвычайно неровной поверхностью. Третьим, завершающим элементом является микритовый карбонатный материал с тем или иным количеством пеллет, ооидов, туберолитов, интра- и биокластов [Nitzopoulos, 1974; Wagenplast; 1972]. Мощности подобных «циклитов» от 1—3 до 20—30 см, но границы очень нечеткие, неровные и намечаются лишь по субгоризонтальному положению колоний губок.

Цикличность второго типа имеет часто большую мощность, осложняется дополнительным привносом глинистого вещества, некоторыми изменениями в форме роста и площади развития губок и подробно описана на примере Мюллерсфельзенского рифа Франконского Альба [Flügel, Steiger, 1981]. Начало развития этой постройки связано с ростом первых губок, на которых образуются водорослевые корки, а также тубероиды (по рассмотренной выше схеме Е. Флюгеля и Т. Штайгера), которые движением воды перемещаются к краям популяции. Завершается первый цикл отложением известкового мергеля, который прерывает биогенную, биохемогенную и биокластическую седиментацию. Второй цикл развития данной постройки аналогичен по строению, но площадь развития губок и возможности их роста вверх, а следовательно, и мощность циклита больше. В третьем цикле площадь развития губок, напротив, сокращается, что ведет к соответствующему ограничению площади формирования водорослевых корок, но суммарная мощность циклита достигает 5—10 м. Морфологическая выраженность постройки существенно увеличивается. Завершается циклит мергелями. Четвертый циклит аналогичен по строению предыдущему, где в основании преобладают губки, а в кровле водоросли. В пятом, завершающем циклите площадь развития губок и водорослей увеличивается и нет четкого их вертикального разделения.

Важно однако не только эволюционное развитие конкретной постройки, а то, что подобная цикличность, известково-мергельное чередование типично практически для всех описываемых образований. Оно отчетливо проявляется на небольших объектах, где в обнажении видна вся постройка и возможна детальная послойная корреляция, но сохраняется и в существенно более крупных. Пласт микритового известняка, содержащего иногда то или иное количество детрита, пеллет и т. д. («банк» — по принятой в местной литературе терминологии), в каких-то местах замещается губково-водорослевым известняком; при этом мощность его несколько увеличивается. Соответственно покрывающий пласт мергеля над этим местом уменьшается в мощности, а иногда и выклинивается. В последнем случае непосредственно на биогермный известняк нижнего циклита залегает известняк следующего циклита. На их границе часто происходит стилолитообразование и в обнажении отчетливо видно как 5—15-сантиметровый пласт мергеля переходит в стилолитовый шов («замещается» стилолитом). Это замещение отчетливо видно, например, вдоль дороги Унтерленнинген — Хохванг около г. Нейфен.

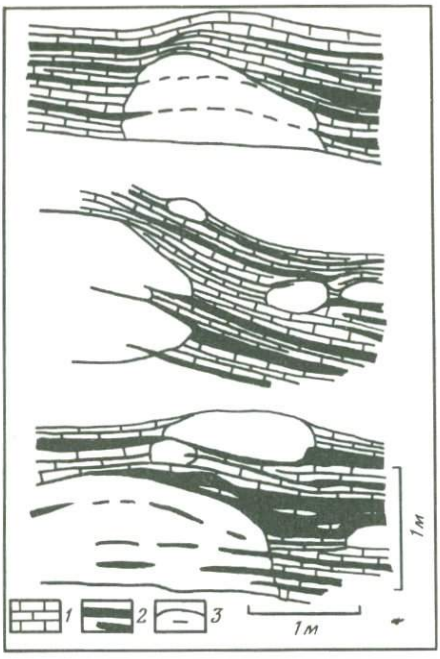


Рис. 8. Строение и соотношения губково-водорослевых биогермов друг с другом и с вмещающими отложениями. Зарисовки с фотографий. Швабский Альб, Плеттенберг. Оксфорд

1 — нерифовые известняки; *2* — мергели; *3* — биогермы

В начале следующего седиментационного цикла во время карбонатной седиментации здесь опять развиты губково-водорослевые известняки большей, чем вмещающие отложения, мощности и т. д. Со временем мощность всей постройки и ее превышение над окружающими осадками растет, мергельные пласты в верхней части постройки залегают под углом 15—30°, чаще не просто утоняются, а выклиниваются, но их положение в разрезе легко устанавливается при описании и картировании. В итоге возникает биогерм или риф с соответствующими этим понятиям морфологией и внутренней фациальной зональностью, но имеющий многослойное, многопластовое строение (рис. 8).

Мнения о палеогеографических условиях рифообразования у различных исследователей принципиально однотипны. Судя по комплексу фауны, наличию «тропических» и частично бореальных форм, бассейн располагался в зоне теплого климата между бореальными водоемами на севере и тропическим поясом на юге. Изучение палеотемператур по изотопам кислорода [Fritz, 1965] в общем подтверждает этот вывод — абсолютные значения колеблются от 18,6 до 24,8 °С. При этом отмечается отчетливое повышение температуры со временем от нижнего оксфорда до середины титона. Для среднего кимериджа, где имеются определения в разных фациях, палеотемпературы образования рифовых известняков выше, чем слоистых отложений. Комплекс стеногалинной фауны также достаточно определенно указывает на нормальноморскую соленость и хорошие связи с Мировым океаном.

Весьма разнообразны показатели глубины осадконакопления. По ассоциации фауны глубины рифообразования оцениваются величиной 40—100 м, а окружающих осадков — до 150—200 м. Другими словами, позднеюрский бассейн был достаточно глубоким, а рельеф его дна весьма расчлененным из-за биогенно образованных подводных гор. При этом наличие водорослей и особенно строматолитов, обычно считающихся показателями малых глубин, объясняется либо особой прозрачностью воды, пропускающей свет на такие глубины [Gwinner, 1976], либо

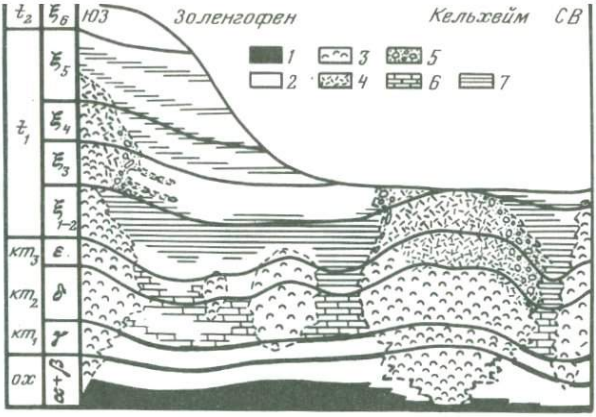


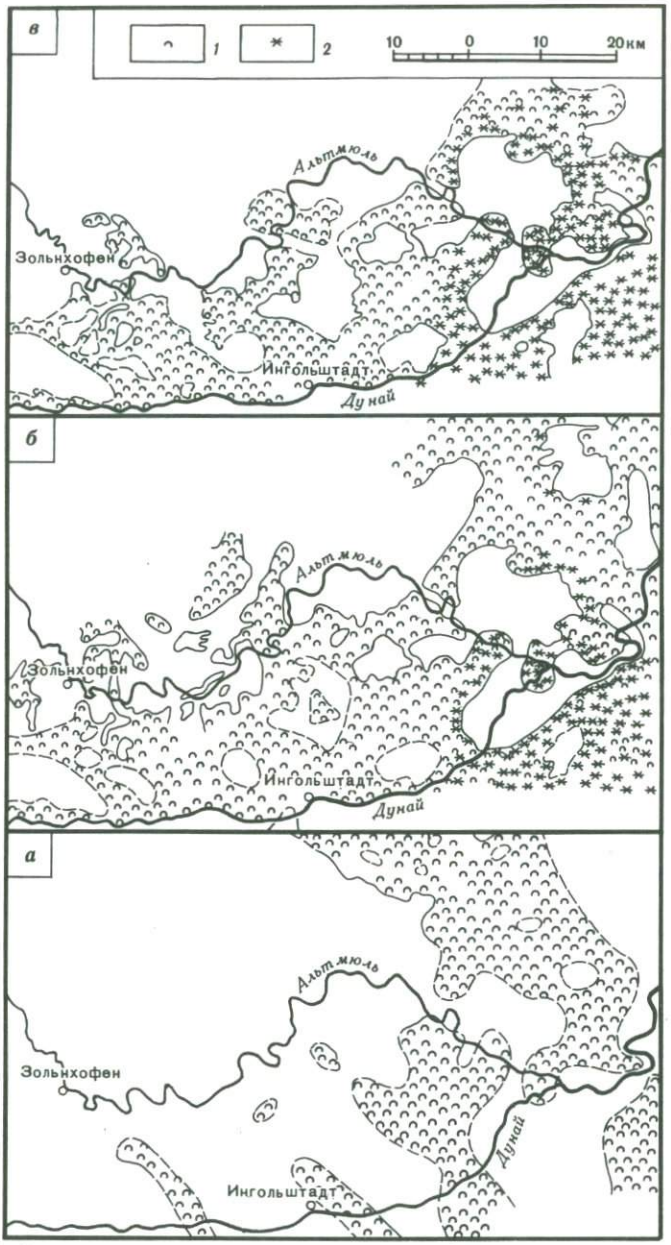
Рис. 9. Схема фациальных соотношений верхнеюрских отложений в южной части Франконского Альба, по Р. Мейеру [Meyer, Schmidt-Kaler, 1975], упрощено

1 — мергели; *2* — слоистые известняки и мергели; *3* — губково-водорослевые рифы; *4* — кораллово-гидроидные рифы; *5* — предрифовый шлейф; известняки: *6* — органогенные, *7* — плитчатые золенгофенские

нефотосинтезирующим характером этих водорослей и их ассоциацией с бактериями, что позволяет им существовать вне зависимости от освещенности [Flügel, Steiger, 1981]. О значительных глубинах, по крайней мере ниже базиса действия волн свидетельствуют также обилие микритового материала и отсутствие текстур взмучивания, переработки и т. д. Вместе с тем наличие тубероидов, биокластов, случаи перевернутого залегания колоний губок являются признаками относительной подвижности придонных вод и, возможно, временами, в периоды особо сильных штормов, достаточно интенсивной, что и вело к перевертыванию колоний. Можно думать, что различие палеотемператур образования одновозрастных рифовых и нерифовых отложений связано с разной глубиной, а следовательно, и разной температурой вод.

Считается также, что со временем происходило общее постепенное обмеление бассейна. Об этом свидетельствуют изменения характера фауны и увеличение значений абсолютной температуры. При этом на северо-востоке южного окончания Франконского Альба (рис. 9) в относительно приподнятой зоне это обмеление привело к смене на границе среднего и позднего кимериджа губково-водорослевых рифов кораллово-водорослевыми с хорошо выраженным обломочным шлейфом и лагунными отложениями в виде известных Золенгофеновских плитчатых известняков. На юго-западе, в более прогнутой зоне, благоприятные для коралловых рифов глубины были достигнуты лишь во второй половине раннего титона.

Как отмечалось выше, рифовые образования локализуются в определенные системы, цепи, причем их положение и ориентировка в пространстве отчетливо меняются. Так, в южной части Франконского Альба (рис. 10) в оксфорде — времени начала губково-водорослевого рифообразования — господствуют северо-запад — юго-восточные простира-



Р и с. 10. Схема пространственного размещения рифов разного возраста в южной части Франконского Альба, по Р. Мейеру [Meyer, 1983], упрощено

а — оксфорд (мальм альфа+бета); *б* — верхи верхнего кимериджа (мальм эпсилон—2); *в* — низы нижнего титона (мальм дзета—2); *1* — губково-водорослевые рифы; *2* — коралловые рифы

ния рифовых цепей. В раннем кимеридже появляются, а в среднем уже широко развиты юго-запад — северо-восточные простирания, а в раннем титоне — при завершении рифообразования они уже отчетливо преобладают. В принципе близкие соотношения устанавливаются и в Швабском Альбе, что отражено на картах работы М. Гвиннера [Gwinner, 1976]. Смена простираний преобладающего роста отмечается даже на относительно небольших постройках. Так, постройка середины верхнего кимериджа (эпсилон—2 местной схемы) мощностью 12 м у Херрлингена несколько западнее г. Ульм в Швабском Альбе имеет общее юго-восточное простирание, соответствующее одному из двух ведущих для этого времени. Однако даже за столь короткое время направление ее роста трижды менялось. В начальные этапы преобладали северо-восточные направления, которые затем сменились юго-западными, основными для данного объекта, а на завершающей стадии развития вновь проявились северо-восточные простирания (рис. 11).

Заканчивая краткую характеристику губково-водорослевых верхнеюрских рифов юго-западной части ФРГ следует еще раз подчеркнуть их специфику.

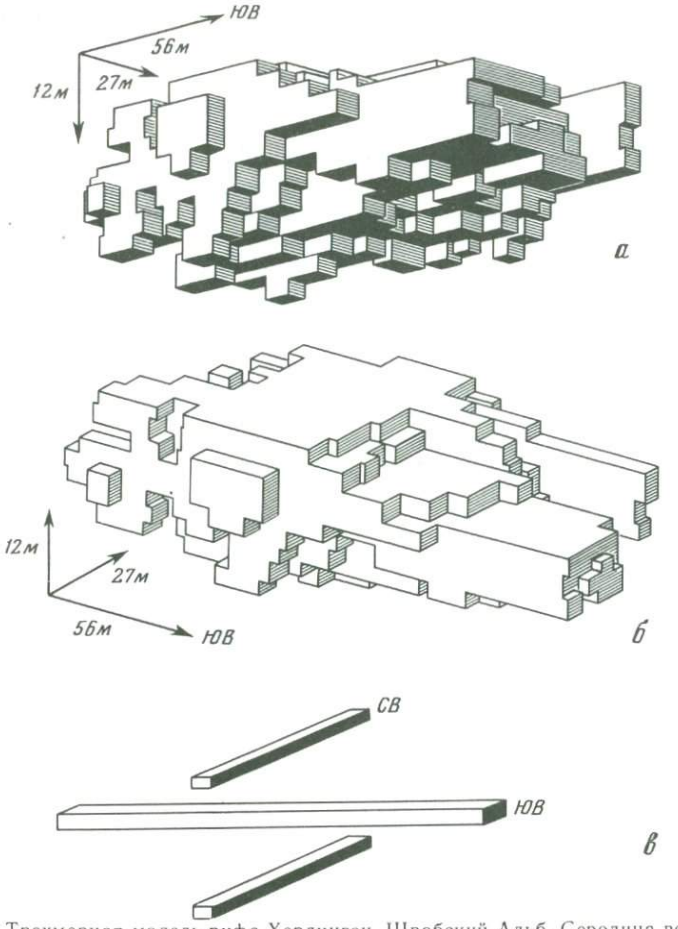
1. Своеобразие и ограниченность состава рифостроящих организмов. По-видимому, пока это единственный пример, где в образовании многочисленных и часто весьма крупных сооружений столь большое и, возможно, доминирующее значение имели губки, поскольку в других рифах, где известны губки, последние играют сугубо факультативную роль и представлены чаще известковыми формами. Вместе с тем непосредственный механизм участия губок в рифообразовании остается до конца не ясным. Каркасообразующее значение их, если и было, то весьма скромное. Скорее, они создавали определенные биотопы для развития водорослей, а может быть и бактериально-водорослевых сообществ, что в результате и привело к образованию рифов.

2. Отчетливо многослойный характер внутреннего строения, когда периоды рифового карбонатонакопления сменялись осаждением мергелей или прерывались вовсе, но в морской относительно глубоководной зоне и без вывода рифов над уровнем моря.

3. Слабо выраженная рифовая фациальная зональность, отсутствие лагун и ограниченность объема предрифовых шлейфов, малая роль грубообломочного карбонатного материала в их сложении.

4. Относительная глубоководность их образования. В связи с этим данные сооружения не были рифами в океанографическом смысле этого понятия, так как не образовывали волноломов, а представляли собой многочисленные и довольно высокие горы на дне относительно глубокого (150—200 м) моря. В то же время они являются рифами в геологическом смысле, поскольку имеют отчетливо выраженную холмовидную форму, отличаются от вмещающих отложений по литологической и палеонтологической характеристике и мощностям, имеют в той или иной мере выраженный предрифовый шлейф.

При всем своем своеобразии эти рифы, видимо, имеют некоторые общие черты с нижнекембрийскими археоциатовыми или, точнее, археоциатово-водорослевыми постройками. Прежде всего это бедность группового состава рифостроителей, морфологическая близость, конвергенция



Р и с. 11. Трехмерная модель рифа Херлинген. Швабский Альб. Середина верхнего кимериджа (эпсилон — 2) по М. Шорру и Р. Коху [Schorr, Koch, 1985]
а — вид снизу; *б* — вид сверху; *в* — смена направлений роста во времени

археоциат и кубковидных губок, незначительная роль тех и других как каркасообразователей, нахождение их остатков главным образом в неприжизненном положении, активное обрастание скелетных остатков водорослями преимущественно синезелеными и вероятное наличие водорослево-бактериальной ассоциации (симбиоз?). Во-вторых, это многослойная модель строения. Так, в постройках кембрия Восточной Сибири установлено утонение или полное выклинивание глинисто-мергельных пластов, в последнем случае в рифовом теле отмечается перерыв [Кузнецов, Дон, 1984; Кузнецов и др., 1984].

Принципиальное же отличие заключается в разной глубине образования: крайне мелководной для археоциатово-водорослевых построек и достаточно глубоководной для губково-водорослевых.

В целом же губково-водорослевые рифы, видимо, представляют собой особую боковую и тупиковую ветвь эволюции рифообразования.

При изучении описанных в настоящей статье рифов большую помощь оказали многие коллеги из указанных выше организаций. Автор считает своей приятной обязанностью выразить искреннюю благодарность за организацию и проведение геологических экскурсий, плодотворные дискуссии, показ коллекций и шлифотек, предоставление различных (часто неопубликованных) материалов профессорам О. Гайеру, М. Гвиннеру, А. Зейлахеру, Э. Флюгелю, геологам Г. Дителу, М. Краутеру, Б. Лангу, П. Риделю, Б. Хескеллу, С. Шпиглер.

ЛИТЕРАТУРА

Кузнецов В. Г., Дон О. В. Органогенные постройки кембрия Непско-Ботуобинской антеклизы (Сибирская платформа) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1984. Т. 59, вып. 5. С. 63—71.

Кузнецов В. Г., Дон О. В., Баташева И. В. Специфика строения природного резервуара нижнекембрийских органогенных построек // Геология нефти и газа. 1984. № 11. С. 44—49.

Dorn P. Untersuchungen über fränkische Schwammriffe // Abh. geol. Landesuntersuchung beyer. Oberbergamt. 1932. Bd. 1932. S. 13—14.

Fischer R. Geologische Untersuchungen des Lochengebietes bei Balingen // Geol. und Paläontol. Abh. 1913. Folge. N 11. S. 267—336.

Flügel E., Steiger T. An upper Jurassic spongealgal buildup from the Northern Frankenalb, West Germany European fossil Reef Models // SEPM Spec. Publ. 1981. N 30. P. 371—397.

Fritz G. K. Schwammstotzen, Tuberolithe und Schuttbreccien im Weißen Jura der Schwäbisden Alb // Arbeiten aus dem Geologisch-Paläontologischen Institut der Technischen Hochschule. Stuttgart, 1958. N 3. 120 S.

Fritz P. Zur Genese von Dolomit und Zuckerkörnigem Kalk im Weißen Jura der Schwäbischen Alb (Würtemberg). Mikroskopische Untersuchungen und Isotopenanalysen // Arbeiten aus dem Geologisch—Paläontologischen Institut der Technischen Hochschule Stuttgart. 1966. Neue Folge. N 50. S. 114.

Fritz P. O^{18}/O^{16} — Isotopenanalyse und Paläotemperaturbestimmungen an Belemniten aus dem Schwäbischen Jura // Geol. Rundschau. 1965. Bd. 54. S. 261—269.

Geyer O. F., Gwinner M. P. Einführung in die Geologie von Baden-Württemberg. Stuttgart, 1964. 244 s.

Geier O. F., Gwinner M. P. Die Schwäbische Alb und ihr Vorland // Summlung Geologischer Führer. Berlin; Stuttgart, 1984. Bd. 67. 278 s. 3 Aufgabe.

Gümbel C. W. Die Streiberger Schwammlager und ihre Foraminifereneinschlüsse // Jh. Ver. Vaterl. Naturkunde. 1862. Bd. 18. S. 192—238.

Gwinner M. Subaquatische Gleitungen und resedimentäre Breccien im Weißen Jura der Schwäbischen Alb (Württemberg) // Zeitschrift der Deutschen Geologischen Geselschaft. 1962. Bd. 113. S. 571—590.

Gwinner M. P. Origin of the Upper Jurassic Limestones of the Swabian Alb (Southwest Germany) // Contributions of Sedimentology. 1976. Vol. 5. P. 1—75.

Lang H. B. Dolomit und zuckerkörniger Kalk im Weißen Jura der mittleren Schwäbischen Alb (Württemberg) // Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abh. Abt. B. 1964. Bd. 120, N 3. S. 253—299.

Meyer R. K. Mikrofazielle Untersuchungen in Schwamm—Biohermen und Biostromen des Malm Epsilon (Ober—Kimmeridge) und obersten Malm Delta der Frankenalb // Geologische Blätter für Nord—Ost—Bayern. 1975. Bd. 25, Heft 4. S. 149—177.

Meyer R., Schmidt-Kaler H. Erdgeschichte sichtbar gemacht. Ein geologischer Führer durch die Altmühlalb. München, 1983. 260 s.

Nitzopoulos G. Faunistisch-ökologische, stratigraphische und sedimentologische Untersuchungen am Schwammstotzen—Komplex bei Spielberg am Hahne-

nkamm (Ob. Oxfordien, Südliche Frankenalb). Stuttgarter Beitrage zur Naturkunde Herausgegeben vom Staatlichen Museum für Naturkunde in Stuttgart. Geologie und Paläontologie. Ser. B. 1974. Bd. 1, N 16. S. 1—143.

Palmer T. J., Fursich F. T. Geology of sponge reefs from the Upper Bathonian of Normandy // Paleontology. 1981. Vol. 24, pt 1. P. 1—23.

Ricken W. Diagenetische Bankung: Zementbilanz, Geochemie und Fazies von Kalk—Mergel—Wechsenfolgen. Tübingen, 1985. 210 s.

Roll A. Form, Ban und Entstehung der Schwammstotren im suddentschen Malm // Paleontol. Zeitschrift. 1934. Bd. 16. S. 197—246.

Schorr M., Koch R. Fazieszonirung eines oberjurassischen Algen—Schwamm—Bioherms (Herrlingen, Schwabische Alb) // Facies. 1985. N 13. S. 227—270.

Schrammen A. Die Kieselspongien des Oberen Jura von Süddeutschland // Paläontolographica. 1936. Abt. A. Bd. 84. S. 149—194; Bd. 85 S. 1—114.

Wagenplast P. Ökologische Untersuchung der Fauna aus Bank- und Schwammfazies des Weißen Jura der Schwäbischen Alb // Arbeiten aus dem Institut für Geologie und Paläontologie an der Universität Stuttgart. 1972. Neue Folge. N 67. S. 1—135.

Zeiss A. Jurassic stratigraphy of Franconia // Stuttgarter Beitr. Naturk. 1977. Bd. 31. S. 1—32.

НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ КАРБОНАТНЫХ ФОРМАЦИЙ

УДК 551.351 + 553.982

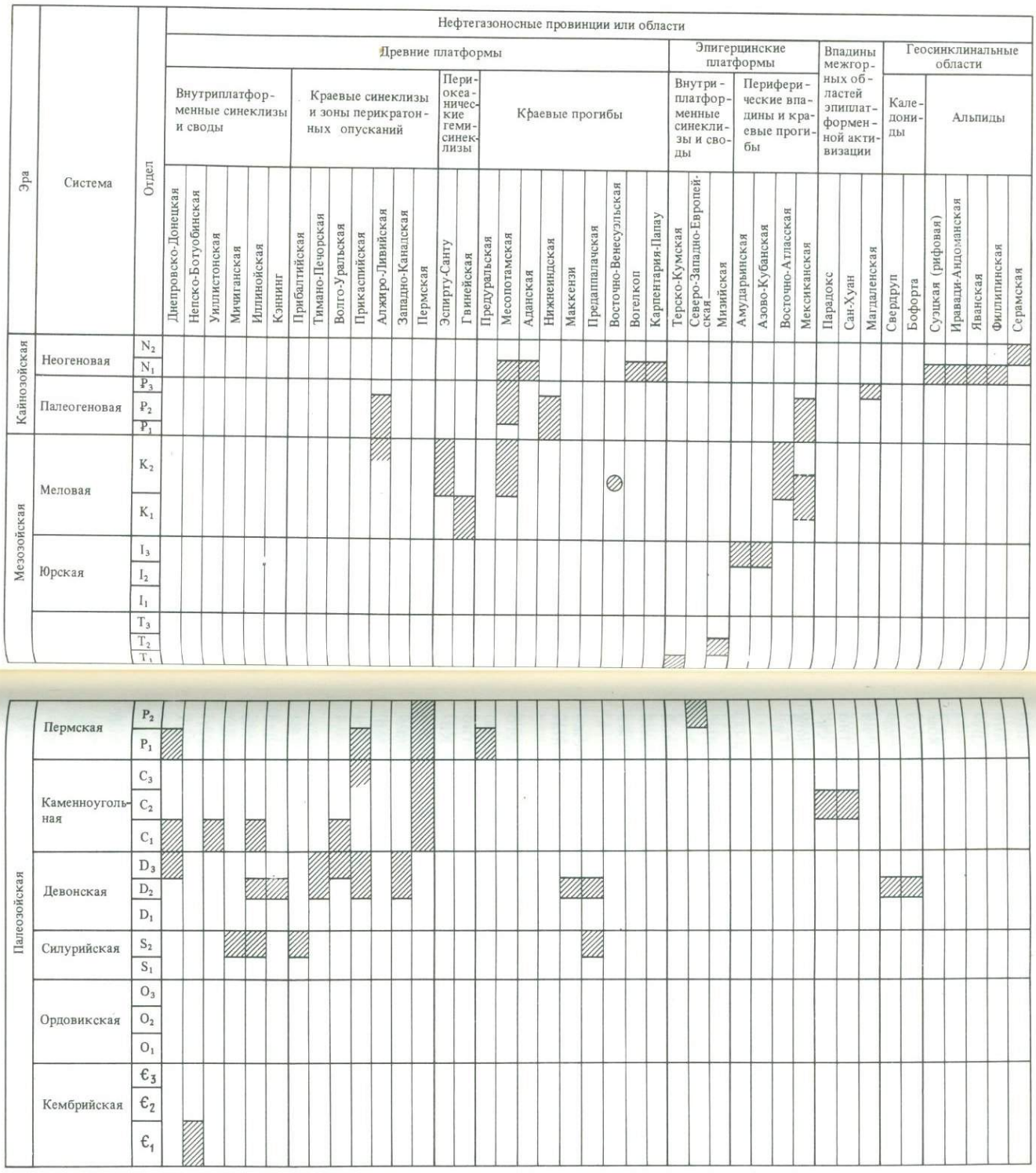
В. Г. КУЗНЕЦОВ

ЭВОЛЮЦИЯ СТРАТИГРАФИЧЕСКОГО И ТЕКТОНИЧЕСКОГО ПОЛОЖЕНИЯ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ РИФОВ

С рифовыми сооружениями по разным оценкам связано от 7—8 до почти 40% запасов углеводородов капиталистических и развивающихся стран. Учтенные в настоящей работе извлекаемые запасы углеводородов в рифах этих стран (в пересчете на нефть) составляют 12,3—13,5 млрд т, а согласно М. К. Калинко [1981], общие запасы нефти на 1981 г. составили 76432 млн т, газа — 46870 млрд м^3, т. е. в рифах сосредоточено порядка 10—11% углеводородного сырья. Учитывая обычно большую плотность запасов, часто высокие дебиты и коэффициент нефтеотдачи, поиски и разработка таких месторождений оказываются экономически весьма рентабельными. Продуктивность установлена в широком стратиграфическом интервале — от водорослевых биостромов рифея до рифов плейстоцена.

Анализу размещения нефтегазоносных рифов по стратиграфическому разрезу, а также их тектонической приуроченности и изменению последней во времени посвящена настоящая работа.

По данным Э. Б. Мовшовича и др. [1978], из 177 нефтегазоносных бассейнов, выявленных в мире к 1977 г., в 31 (17,5%) установлена нефтегазоносность рифов, причем этими авторами проанализировано 970 продуктивных рифов. Нами в анализ вовлечена 41 нефтегазоносная провинция и область, где установлены продуктивные рифы (рис. 1). Для подсчета запасов использованы опубликованные данные, главным образом по гигантским (более 500 млн т нефти начальных извлекаемых запасов или 500 млрд м^3 газа), крупнейшим (100—500 млн т), крупным (50—100 млн т) и средним (5—50 млн т) месторождениям. Ошибки при этом вряд ли принципиальны, поскольку известно, что основная доля общих запасов сосредоточена именно в таких месторождениях. Естественно, что проанализированы далеко не все нефтегазоносные рифы, особенно мелкие, не во всех случаях имеются точные данные о запасах и т. д. Ни в коей мере не абсолютизируя полученные выводы, особенно в распределении запасов, можно, однако, думать, что они в целом отражают общее положение на настоящей стадии изученности и главные тенденции эволюции в геологической истории Земли.



Р и с. 1. Тектоническое и стратиграфическое положение нефтегазоносных рифов в нефтегазоносных провинциях или областях
Кружком показано, что точное стратиграфическое положение неизвестно

Наиболее древние промышленные запасы установлены в нижнекембрийских отложениях, где органогенные постройки, видимо, впервые приобретают морфологическую выраженность и появляются настоящие рифы. Среди установленных — Марковское, Среднеботуобинское и другие месторождения юга Сибирской платформы.

Существенно расширяется нефтегазоносность рифов силура. В Советском Союзе установлена нефтеносность небольших рифовых построек верхнего силура в Прибалтийской провинции, связанной с краевой Польско-Литовской синеклизой древней платформы. Получен приток нефти из силурийского рифа этой провинции на шельфе о-ва Готланд. Известно более 300 мелких месторождений в Мичиганской и Иллинойской синеклизах и Предаппалачском герцинском краевом прогибе докембрийской Северо-Американской платформы. Суммарные извлекаемые запасы их вряд ли превышают 70—100 млн т.

Широка география нефтегазоносных рифов девона, где сосредоточены значительные запасы нефти и газа. Девонские продуктивные рифы СССР развиты достаточно широко в пределах Русской платформы. Главная область их распространения связана с меридиональной зоной активных прогибаний восточного края платформы — Тимано-Печорской и Прикаспийской экзогональными впадинами (синеклизами), а также Камско-Кинельской впадиной Волго-Уральской нефтегазоносной области. Морфологически слабо выраженные постройки биостромного и реже биогермного типа нефтеносны в Припятской внутриплатформенной впадине и, возможно, Днепровско-Донецкой впадине (ДДВ).

Среди зарубежных месторождений необходимо отметить прежде всего рифы Западно-Канадской провинции, охватывающей крупную краевую синеклизу древней Северо-Американской платформы и краевой прогиб альпийской складчатой зоны, где сосредоточены основные запасы Канады. Здесь в рифах среднего и верхнего девона обнаружено более 330 нефтяных и газовых месторождений, в том числе четыре с извлекаемыми запасами более 100 млн т (Суон-Хилс, Джуди-Крик, Редуотер, Западная и Восточная Пембина), 4 крупных и 20 средних по запасам месторождений. На се́верном продолжении перикратонного прогиба, куда входит Западно-Канадская провинция, нефтегазоносные рифы обнаружены в краевом прогибе Маккензи (месторождение Норман-Уэлс). Небольшие залежи нефти обнаружены в мелких рифах серии Онондейга среднего девона в Иллинойской синеклизе и на платформенном склоне Предаппалачского краевого прогиба герцинид. Показана нефтегазоносность верхнедевонских рифов области Кэннинг, приуроченной к внутренней синеклизе Австралийской платформы. Наконец, два рифовых месторождения (Бент-Хорн и Мейогиак) зафиксированы в миогеосинклинальной зоне каледонской—раннегерцинской Франклинской геосинклинали на севере Арктического архипелага Канады (в карбоне на этой территории заложились наложенные синеклизы Свердруп и Бофорта).

Всего в семи зарубежных провинциях в девоне обнаружено более 350 рифовых месторождений с суммарными запасами порядка 1200—1500 млн т; все крупные и крупнейшие месторождения (всего восемь) располагаются в пределах Западной Канады.

Нефтегазоносные рифы карбона сосредоточены на Северо-Американ-

ском континенте и Русской платформе. В Советском Союзе промышленная газоносность нижнего карбона установлена в Донбассе и Днепровско-Донецкой впадине — внутриплатформенном авлакогене, где рифообразование приурочено к концу платформенного развития и началу интенсивных прогибаний грабенового типа (рифтогенеза), а также в Камско-Кинельской впадине Волго-Уральской провинции. Открыто несколько продуктивных рифов в Прикаспийской синеклизе, причем развитие их продолжалось и в перми, поэтому формируется обычно единый каменноугольно-нижнепермский резервуар с большой высотой газовых и газоконденсатных залежей. Продуктивные нижнекаменноугольные рифы известны во внутренней Уиллистонской синеклизе докембрийской платформы, где открыто семь мелких месторождений в свите Ратклифф, в краевой Западно-Техасской (Пермской) синеклизе, где на северо-западном склоне свода Бенд установлено около 50 мелких месторождений в одиночных рифах; ряд мелких залежей открыт в рифах Иллинойской синеклизы.

Несколько более высока продуктивность рифов среднего карбона. В отложениях дисмойнского яруса верхов среднего карбона в межгорных впадинах Парадокс и Сан-Хуан, расположенных в пределах срединного массива Колорадо с докембрийским основанием, испытавшим ларамийскую и альпийскую эпиплатформенную орогению, известно около 50 месторождений, из которых одно — среднее по запасам. Два средних месторождения установлены в Пермской синеклизе. Во всех случаях залежи связаны с водорослевыми, морфологическими относительно слабо выраженными постройками.

Верхнекаменноугольные рифы серии Циско-Каньон нефтегазоносны в Пермской синеклизе и связаны главным образом с атоллом Хорсшу, где открыто более 30 месторождений, из которых 7 средних, а месторождение Келли-Снайдер (Скарри) имело начальные извлекаемые запасы 235,6 млн т (по другим данным — 149,6 млн т). Всего в пяти нефтегазоносных областях Северной Америки установлено около 150 месторождений в каменноугольных рифах с суммарными начальными извлекаемыми запасами около 410—430 млн т.

Нефтегазоносные рифы нижней перми установлены на востоке Русской платформы в зоне активных прогибаний — Прикаспийской впадине и Предуральском краевом прогибе, а также в ДДВ. Продуктивные рифы за рубежом локализованы в двух провинциях, связанных соответственно с Западно-Техасской краевой синеклизой докембрийской платформы и Северо-Западно-Европейской синеклизой эпигерцинской платформы. В первой из них нефтегазоносны нижнепермские рифовые системы Кемнитц и Эбо серий Леонард и Вулфкемп с извлекаемыми запасами 56,2 млн т, а также ряд более мелких одиночных рифов этого возраста. Главные же запасы связаны с верхнепермскими рифами серий Гуадалупе и Сан-Андреас рифовых систем Кэпитен и Сан-Андреас. В этой провинции известно 24 рифовых месторождения, из которых Эйтс (Йейтс) относится к категории крупнейших с извлекаемыми запасами порядка 216 млн т, 3 крупных и 7 средних. В Северо-Западно-Европейской провинции выявлено около 20 преимущественно мелких месторождений в водорослевых и мшанково-водорослевых рифах верх-

ней перми в циклах Штассфурт и Лейне цехштейна в Великобритании, Нидерландах, ФРГ, ГДР и ПНР.

В целом в двух провинциях установлено около 50 месторождений, из которых 1 крупнейшее, 3 крупных и 7 средних; суммарные запасы пермских рифовых месторождений составляют 550—700 млн т.

Своеобразием первой половины мезозоя является очень редкая и бедная нефтегазоносность рифов. Нижнетриасовые рифы (нефтекумская свита) нефтеносны в Терско-Кумской нефтегазоносной области Восточного Предкавказья в пределах Восточно-Манычского прогиба и Прикумской зоны поднятий эпигерцинской Скифской плиты. По-видимому, рифовым является среднетриасовое Долнодыбникское месторождение Ломской депрессии Мизийской эпигерцинской плиты.

Более богатыми являются верхнеюрские рифы. Газоносны рифы Амударьинской нефтегазоносной области СССР и прилегающих районов Афганистана, приуроченных к сложно построенной краевой синеклизе Туранской плиты, примыкающей к альпийской складчатой зоне. Промышленная нефтегазоносность верхнеюрских рифов установлена также в Азово-Кубанской нефтегазоносной области в пределах Индоло-Кубанского краевого прогиба Западного Предкавказья, на стыке эпигерцинской Скифской плиты с альпийской геосинклинальной зоной Большого Кавказа.

Нефтегазоносность меловых рифов чрезвычайно высока. Главные месторождения связаны с верхами нижнего (апт—альб) и верхним мелом. География нефтегазоносных рифов и их тектоническое положение существенно расширяются.

Наиболее богатыми являются рифы провинции Мексиканского залива — своеобразной впадины эпигерцинской платформы с субокеанической корой в центральной части, окруженной герцинскими и ларамийскими складчатыми сооружениями и включающей ряд краевых прогибов. В пределах Соединенных Штатов более 30 месторождений обнаружено в нижнемеловых рифовых системах Эдвардс и Слайго, а также одиночных рифах этого возраста. Суммарные запасы этих рифов составляют, по-видимому, около 50 млн т. В пределах Мексики нефтегазоносен гигантский атолл Голден-Лайн, включающий Старый, Новый и Морской Золотые Пояса, где открыто 53 нефтяных и газонефтяных месторождения с суммарными запасами более 500 млн т. Среди них Серро-Асуль с начальными извлекаемыми запасами порядка 164 млн т, 3 крупных и 6 средних месторождений. Вторая рифовая зона Поса-Рика включает более 15 месторождений, в том числе крупнейшее месторождение Поса-Рика, извлекаемые запасы которого оцениваются от 180 до 320 млн т (в пересчете на нефть). Наконец, в последние годы открыты нефтегазоносные рифы еще двух областей. Во впадине Веракрус нефтеносны рифовые и предрифовые фации апта и турона, в районе п-ова Юкатан и примыкающего к нему с запада шельфа высокой продуктивностью отличаются средне-верхнемеловые рифы зоны Ла-Реформа, где уже разведано 26 месторождений с доказанными извлекаемыми запасами более 4,1 млрд т, причем запасы только 7 находящихся на суше месторождений оцениваются в 2 млрд т [Майерхофф, 1978]. Таким образом, все наиболее продуктивные районы: Тампико-Тукспан, куда входят Голден-

Лайн и Поса-рика, Веракрус и Кампече-Юкатан с зоной Ла-Реформа — связаны с системой альпийских краевых прогибов и периферических впадин эпигерцинской платформы, частично переработанных альпийскими движениями с образованием системы надвигов (прогиб Веракрус). Суммарные запасы нефти в меловых рифах провинции Мексиканского залива составляют не менее 5 млрд т.

Вторыми по значимости являются верхнемеловые рифы Месопотамской провинции, расположенные в пределах краевого прогиба, заложенного на границе докембрийской платформы с альпийской складчатой системой. В Турции и Сирии в рифах свит Шираниш и Массив (сеноман-маастрихт) открыто более десяти месторождений, из которых два относятся к крупнейшим (Карачок и Суэдия), одно крупное и четыре средних. Их суммарные запасы находятся, видимо, на уровне 400—420 млн т.

В других провинциях нефтяные и газовые месторождения в рифах единичны. Это группа приокеанических провинций на древних платформах, примыкающих к Атлантическому океану: Эспириту-Санту в Бразилии, где открыто, по-видимому, крупное месторождение Гароупа, Гвинейская, где в Анголе обнаружено мелкое месторождение Муленвос, Восточно-Венесуэльская, расположенная в пределах альпийского краевого прогиба на границе альпид и докембрийской платформы, где получена нефть из мелового рифа Квириквири. Мелкое по запасам месторождение Джабель-Онк в рифе коньякского яруса открыто в Восточно-Атласской провинции в пределах эпигерцинской платформы, активизированной в альпийском цикле. Известны меловые рифы в Алжиро-Ливийской провинции, но они развивались и в палеоцен-эоцене, где и сосредоточены основные запасы.

Таким образом, в меловых отложениях семи провинций открыто более 120 месторождений, среди которых 6 гигантов, 4 крупнейших, 5 крупных и 10 средних, с общими суммарными запасами на уровне 5,3—5,5 млрд т.

Весьма широко распространены нефтегазоносные рифы в кайнозое. Одним из крупнейших районов их развития является Алжиро-Ливийская провинция, где рифообразование, связанное с краевой грабенообразной впадиной Сирт, начиналось в конце мела, продолжалось в течение палеоцена и эоцена. Точное число рифовых месторождений здесь не известно, но по крайней мере шесть из них обладают запасами более 100 млн т (Дефа, Зелтен, Интизар А и Д, Ваха, Гиало), а суммарные извлекаемые запасы находятся на уровне не менее 1300—1400 млн т.

В Месопотамской провинции на геосинклинальном борту альпийского краевого прогиба известно гигантское месторождение Киркук и два крупнейших — Бай-Гасан и Джамбур, в которых рифовый резервуар эоцена—нижнего миоцена смят в крутые складки, что и привело к формированию емких ловушек. Видимо, аналогично строение и ряда других иракских и иранских месторождений, где резервуар свиты Асмари часто имеет рифовую природу. Суммарные запасы достоверно установленных рифовых месторождений не менее 2800—3000 млн т.

На Ближнем Востоке открыто мелкое нефтяное месторождение в нижнемиоценовом рифе Булгурдак в Аданской области Турции (краевой

прогиб альпид) и три, видимо, мелких месторождения в верхнемиоценовых рифах свиты хаммам-фараон в Суэцком грабене — рифовой геосинклинальной зоне.

Целая серия рифовых месторождений, нередко достаточно крупных, установлена в провинциях и областях нефтегазонакопления Южной и Юго-Восточной Азии. В Нижнеиндской провинции, располагающейся в пределах альпийского краевого прогиба, выявлено три газовых месторождения в верхнепалеоценовых — нижнеэоценовых рифах, одно из которых — Суи — относится к крупнейшим. В Иравадийско-Андаманской провинции на северо-западном побережье о-ва Суматра в пределах альпийской геосинклинальной зоны в нижне-среднемиоценовом рифе открыто крупнейшее газовое месторождение Арун, с извлекаемыми запасами 425 млрд $м^3$. В настоящее время идет полоса открытий месторождений в миоценовых рифах в территориальных водах Филиппин, Малазии, Индонезии, относящихся к Южно-Китайскоморской провинции, расположенной в современной геосинклинальной зоне. В Серамском синклинории этой провинции установлено мелкое нефтяное месторождение даже в плейстоценовом рифе Була-Леман. В нефтегазоносной области Вогелкоп (Салавати), расположенной в пределах альпийского краевого прогиба докембрийской платформы, выявлены девять мелких нефтяных месторождений в верхнемиоценовых рифах, а в области Карпентария-Папуа той же тектонической зоны установлены два средних газовых месторождения в миоценовых рифах.

Известны небольшие рифовые месторождения и в Америке. В Магдаленской провинции (межгорная впадина альпид) выявлены пять продуктивных олигоценовых рифов. Во впадине Кампече-Юкатан провинции Мексиканского залива установлена промышленная нефтегазоносность предрифовых фаций палеоцена-эоцена [Майерхофф, 1978].

В целом в кайнозойских рифах 13 провинций и областей нефтегазонакопления различного, но часто геосинклинального типа сосредоточено 4800—5100 млн т углеводородов, причем наряду с нефтяными имеются, особенно в Южной и Юго-Восточной Азии, весьма крупные газовые (газоконденсатные) и нефтегазовые месторождения. Среди месторождений одно гигантское, семь крупнейших и по крайней мере восемь крупных.

Анализ приведенного фактического материала, который в обобщенном виде сведен в таблице (см. рис. 1) и на рис. 2, позволяет сделать ряд выводов о стратиграфической приуроченности нефтегазоносных рифов и стратиграфическом распределении в них запасов углеводородов, а также о связи их с различными тектоническими структурами и изменениях их тектонического положения в течение геологической истории.

Отмечается определенная направленность и в то же время цикличность распределения углеводородов по стратиграфическому разрезу. Устанавливается отчетливое возрастание запасов в рифах более молодых отложений, причем одновременно существует тенденция увеличения относительной доли углеводородов в рифах по отношению к общим запасам. Так, в рифах палеозоя и мезозоя заключено порядка 8—10% общих запасов углеводородов этих эратем, а в рифах кайнозоя уже около 18%.

На фоне этой тенденции отчетливо проявляются три максимума запасов: в рифах среднего—верхнего девона, несколько меньший в верх-

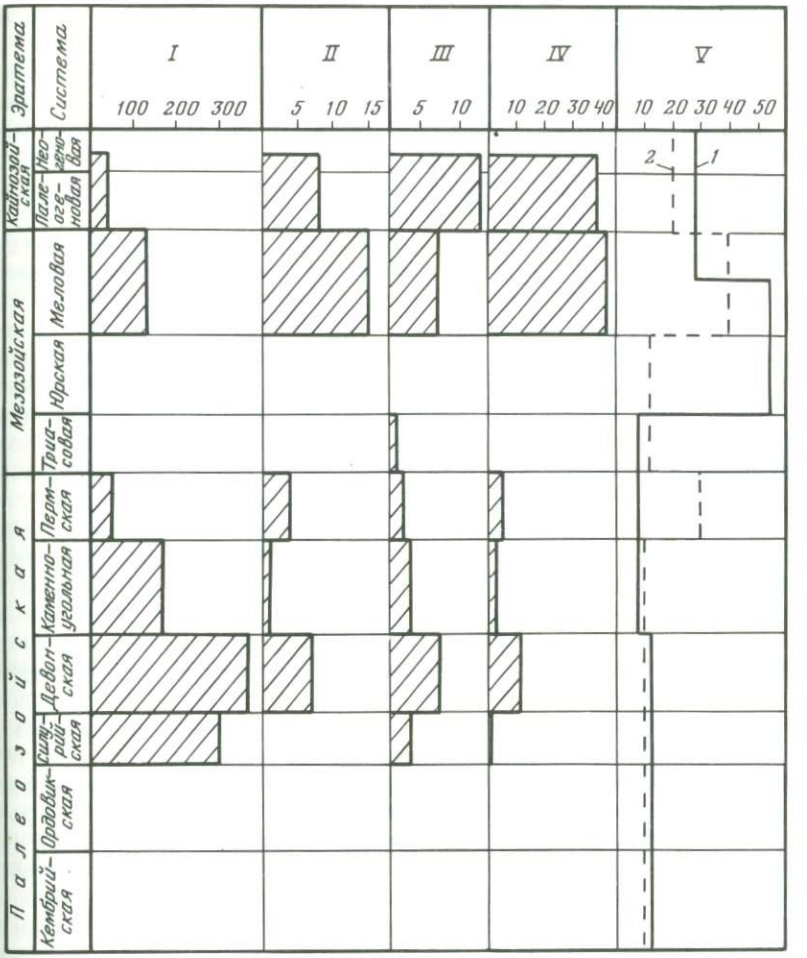


Рис. 2. Стратиграфическое размещение нефтегазоносности рифовых месторождений зарубежных стран

I — общее число нефтегазоносных рифов; II — число месторождений с запасами более 100 млн т нефти и 100 млрд м³ газа; III — число нефтегазоносных областей и провинций с продуктивными рифами; IV — распределение запасов углеводородов в рифах (в пересчете на нефть), %; V — распределение общих запасов нефти (1) и газа (2), % (по В. Ф. Раабену [1978])

нем карбоне—перми и весьма крупный, связанный со второй половиной нижнего мела, верхним мелом и палеогеном. Промышленной нефтегазоносности рифов нижней и средней юры не отмечено, а продуктивность рифов триаса незначительна. Интересно, что максимумы нефтегазонакопления на рифах не всегда соответствуют эпохам интенсивного рифообразования вообще. Так, девонский и меловой-миоценовый максимумы в целом совпадают с моментами широкого развития рифов, в то время как верхнепермский пик запасов приходится на период общего угнетения рифообразования на Земле. Напротив, несмотря на широкое развитие рифов в верхнем триасе и юре, нефтегазоносность их весьма невелика.

Картина распределения запасов углеводородов в рифах повторяет в общих чертах распределение суммарных запасов нефти (см. рис. 2), но имеет и свои особенности. Девонский и мел-палеогеновый максимумы запасов углеводородов в рифах несколько моложе, как бы сдвинуты вверх по разрезу относительно интервалов повышения общих запасов и выражены более контрастно. Верхнекаменноугольно-пермский максимум углеводородов в рифах не связан с общим распределением нефти, но коррелируется с соответствующим пиком газонакопления.

Параллельно общему росту запасов несколько расширяется и количество провинций и областей нефтегазонакопления, где обнаружены продуктивные рифы (с относительными максимумами в девоне и кайнозое). Однако число рифовых месторождений в геологическом разрезе в целом сокращается. Так, девонский максимум нефтегазонакопления обусловлен наличием большого числа рифовых месторождений, из которых лишь четыре относятся к категории крупнейших, в то время как верхнекаменноугольно-пермский и особенно мел-миоценовый максимумы определяются наличием относительно небольшого количества, но крупнейших и даже гигантских месторождений нефти и газа в рифах.

Рассматривая тектоническое положение нефтегазоносных рифов, следует отметить, что они выявлены в пределах самых различных тектонических структур, однако львиную долю запасов углеводородов содержат рифы лишь трех типов структур — краевых синеклиз и зон перикратонных опусканий докембрийских платформ (Западно-Канадская, Западно-Техасская и Алжиро-Ливийская провинции), периферических впадин эпигерцинских платформ (провинция Мексиканского залива) и альпийских краевых прогибов докембрийских платформ, причем в максимальной степени продуктивны рифы их геосинклинальных бортов (Месопотамская и Нижнеиндская провинции). В геосинклинальных областях, несмотря на широкое развитие рифов (девон Средней Европы, Урала, Средней Азии; пермь и триас Альп, Памира, Сихотэ-Алиня и др.), нефтегазоносность их весьма незначительна и связана главным образом с молодыми рифами альпид, что, скорее всего, объясняется неблагоприятными условиями сохранности скоплений углеводородов в геосинклиналях, особенно древних. Незначительна нефтегазоносность рифов межгорных впадин, что, по-видимому, объясняется неблагоприятными палеогеографическими условиями самого рифообразования. Продуктивные постройки известны, по сути дела, в областях эпиплатформенной активизации (впадины Парадокс и Сан-Хуан), а сами постройки формировались еще на платформенном этапе до эпохи тектонической активизации.

В течение геологической истории происходит расширение набора тектонических структур, с которыми связаны провинции и области нефтегазонакопления с продуктивными рифами. «Сквозным» развитием и постоянно высокой продуктивностью характеризуются рифы краевых синеклиз и зон перикратонных опусканий докембрийских платформ (девон Западно-Канадской, пермь Западно-Техасской, мел—палеоген Алжиро-Ливийской провинций), которые в значительной мере определяют появление трех максимумов нефтегазонакопления. В течение всего фанерозоя существует, но со временем значительно увеличивается нефтегазоносность

рифов краевых прогибов. Такой рост отмечается как по запасам, так и по числу провинций и областей нефтегазонакопления. При этом если в палеозое продуктивны рифы платформенных склонов прогибов (Предаппалачский, Предуральский), то в мезозое—кайнозое рифы нефтегазоносны преимущественно на геосинклинальных склонах прогибов (Месопотамский и Нижнеиндский прогибы). Естественно, что лишь с конца палеозоя появились нефтегазоносные рифы в провинциях эпигерцинских платформ. Лишь со второй половины мела отмечена нефтегазоносность рифов в провинциях и областях, связанных с приокеаническими гемисинеклизами и рифтовыми структурами (Суэцкий грабен).

Резкое увеличение запасов углеводородов в рифах мела и палеогена в целом совпадает с эпохой активного рифтогенеза, образования океанов и их оформления в современном виде. При этом отмечается некоторое омоложение продуктивных рифов с запада на восток. Рифы Мексики датируются серединой мела (апт—турон), севера Африки — верхним мелом—эоценом, а рифы бассейна Индийского океана и особенно его восточной, пограничной с Тихим океаном части, еще более молодые — эоцен-миоценовые. В какой-то степени это соответствует периодам крупных перестроек в соответствующих частях Мирового океана [Геология..., 1980]. Так, поздний мел — период максимальных скоростей спрединга, огромной трансгрессии и формирования приэкваториального палеоокеана, проходящего, в частности, через Карибский бассейн и Центральную Атлантику. В олигоцене произошло столкновение Индийской и Евразиатской плат и сформировались в основном современные очертания Индийского океана.

Подобные совпадения тектонических перестроек и нефтегазоносности рифов, по-видимому, далеко не случайны. Активные и дифференцированные тектонические движения и появление громадных водных пространств в благоприятной климатической зоне обусловило, во-первых, активизацию самого рифообразования и, во-вторых, создало такие палеогеографические типы водоемов, в которых шло интенсивное накопление органического вещества и существовали благоприятные условия его фоссилизации. Возможно, в это время в связи с активизацией тектонических движений и вулканизма повысился температурный фон, что привело к интенсивному преобразованию захоронившегося органического вещества в направлении нефтегазообразования.

При прогнозах и оценке перспектив, кроме определения тектонического режима и стратиграфического положения, безусловно, необходимо учитывать климатический фактор и формационный состав отложений. Ни в коей мере не претендуя на сколько-нибудь подробный анализ с этих позиций всей территории Советского Союза, рассмотрим лишь несколько примеров.

В полном согласии с глобальными закономерностями в меридиональном поясе краевых прогибаний востока Русской платформы (Тимано-Печорская, Волго-Уральская, Прикаспийская и Предуральская провинции) уже обнаружена целая серия продуктивных рифов среднего и верхнего палеозоя. Есть, однако, все основания думать, что открытые месторождения пока не соответствуют потенциальным ресурсам подобных геотектонических элементов и перспективы дальнейших открытий здесь

далеко не исчерпаны. Это подтверждается, в частности, тем, что наряду с уже освоенными асимметричными рифовыми системами существуют и имеют большое значение одиночные, внешние по отношению к этим системам, продуктивные рифы (Карачаганак и др.). Кроме того, пока практически не исследованы девонские рифы Прикаспийской впадины, с которыми, судя по общемировому максимуму, могут быть связаны резервы дальнейшего прироста запасов.

Чрезвычайно слабо изучены, но с изложенных выше позиций представляют несомненный интерес краевые зоны и области опусканий Сибирской платформы. Это прежде всего кембрий Анабаро-Синского района, разделяющий депрессионные фации нормальносоленого моря Юдомо-Оленекской области и солеродного бассейна запада платформы, где В. Е. Савицким и В. А. Асташкиным [1979] намечается ряд рифовых систем. Большой интерес представляет также палеозой северо-восточного и северного склонов платформы в зонах погружений к Приверхоянскому и Предтаймырскому краевым прогибам.

Судя по палеоклиматическим обстановкам, рифы в пределах эпигерцинских платформ могли формироваться лишь в южных районах территории СССР. Поэтому мезозойские отложения Западно-Сибирской плиты, где преобладало терригенное осадконакопление, несмотря на благоприятные геоструктурные условия, практически бесперспективны для поисков рифов. Верхнеюрские газоносные рифы краевой Амударьинской синеклизы широко известны [Строение..., 1976] и подтверждают установленную глобальную закономерность продуктивности таких структур. Наряду с перспективами дальнейших открытий в рифах этого возраста в восточной части данной провинции интерес представляют и юго-западные ее участки, в частности в зонах перехода к Предкопетдагскому прогибу и область самого прогиба; здесь не исключено и более молодое рифообразование.

Что касается Скифской плиты, то меловые и палеогеновые отложения, где отмечается крупный общемировой максимум, представлены здесь в формациях пелитоморфных мелоподобных известняков и терригенных формациях, в целом неблагоприятных для развития рифов.

ЛИТЕРАТУРА

Геология океана: Геологическая история океана. М.: Наука, 1980. 462 с.

Калинко М. К. Основные результаты поисков и добыча нефти и газа в некоторых зарубежных странах // Геология нефти и газа. 1981. № 11. С. 57—62.

Майерхофф А. А. Геология гигантских нефтяных месторождений зоны Ла-Реформа, Южная Мексика // Там же. 1978. № 8. С. 69—76.

Мовшович Э. Б., Кнепель М. Н., Несмеянова Л. И. Геолого-статистические показатели нефтегазоносности погребенных рифов, баров, речных систем: Обзор: Геологические методы поисков и разведки месторождений нефти и газа. М.: ВИЭМС, 1978. 64 с.

Раабен В. Ф. Размещение нефти и газа в регионах мира. М.: Наука, 1978. 144 с.

Савицкий В. Е., Асташкин В. А. Роль и масштабы рифообразования в кембрийской истории Сибирской платформы // Тр. СНИИГГиМС. 1979. Вып. 270. С. 5—18.

Строение верхнеюрской карбонатной формации Центральных областей Средней Азии / В. Д. Ильин, Н. В. Безносов, Г. М. Белякова и др. М.: Недра, 1976. 128 с.

УДК 552.54:553.98.2.061.15

К. И. БАГРИНЦЕВА

ОСНОВНЫЕ ФАКТОРЫ, ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ ФОРМИРОВАНИЕ И СОХРАНЕНИЕ ВЫСОКОЕМКИХ КОЛЛЕКТОРОВ В КАРБОНАТНЫХ ФОРМАЦИЯХ

Перспективность нефтегазоносности карбонатных формаций в настоящее время не подвергается сомнению, поскольку в них на различных глубинах открыты крупные месторождения нефти и газа. Более 60% современных мировых запасов углеводородов приурочено к карбонатным отложениям. Проблемным вопросом исследования нефтегазоносности карбонатных толщ является разработка теоретических основ условий формирования высокоемких коллекторов и сохранения их свойств при погружении. Различные условия осадконакопления, длительность и устойчивость прогибания бассейна, энергия гидродинамической среды и ее экология, тектонические движения, скорость погружения осадков на глубину, изменчивость термодинамических факторов — весь этот сложный многостадийный процесс проявляется в создании неоднородного карбонатного массива; неоднородного по физическим, фильтрационно-емкостным свойствам пород, склонности их к трещинообразованию, растворению, выщелачиванию. Исследуя особенности вещественного состава карбонатных отложений, их генетическую принадлежность, постседиментационные преобразования, мощность продуктивных пластов, пространственную изменчивость типов и свойств коллекторов в пределах природных резервуаров, можно оценить степень влияния отдельных факторов на развитие пустотного пространства. Решение данной проблемы крайне необходимо, поскольку оно позволит оценить потенциальные объемы углеводородных флюидов, которые могут содержаться в коллекторах различных типов на больших глубинах.

Карбонатные формации, изученные в разных нефтегазоносных регионах Советского Союза и на различных глубинах, отличаются значительной изменчивостью литологического состава, крайней невыдержанностью мощности и разнообразными постседиментационными изменениями. Полифациальный состав карбонатных формаций прежде всего проявляется в неоднозначности процесса формирования эффективного пустотного пространства.

Распределение залежей нефти и газа на глубинах 5—8 км показало, что максимальное число их связано с палеозойскими отложениями провинций и бассейнов древних платформ [Максимов и др., 1984]. Следует подчеркнуть, что распределение залежей на больших глубинах по стратиграфическим комплексам контролируется режимом бассейнов осадконакопления на различных этапах их геотектонического развития. Скорость прогибания седиментационного бассейна является важным фактором, определяющим развитие коллекторов в осадочных толщах. Оновные запасы углеводородов приурочены к отложениям, которые испытали мак-

симальное и длительное прогибание. В Прикаспийской впадине максимальные скорости прогибания соответствуют времени накопления соленосных отложений кунгурского возраста, которые в этом регионе являются экранами: основные запасы углеводородов обнаружены в подсолевых нижнепермских и каменноугольных отложениях.

Большое влияние на формирование зон высокоемких коллекторов оказывают различной длительности перерывы в осадконакоплении, имеющие региональное значение. Длительность регионального перерыва осадконакопления существенно различна на значительной площади из-за неравномерного во времени поднятия территории. Именно с разновременностью и длительностью перерывов связано формирование унаследованной кавернозности и вторичных пустот различной морфологии.

Поднятия и опускания территории обусловливают цикличность, которая характеризуется изменением температуры, давления, скорости движения и химизма вод и в конечном счете изменением в направленности процесса преобразования пород и формированием в них пустотных пространств. При этом решающую роль в развитии высокоемких и высокопроницаемых коллекторов играют условия седиментогенеза и унаследованность дальнейших процессов преобразования пород. Благоприятная или неблагоприятная первично-образованная структура порового пространства предопределяет интенсивность и характер вторичных минералообразований. При большой скорости движения подземных вод через крупные хорошо сообщающиеся поровые каналы преобладает растворение и вынос минеральных частиц, что способствует увеличению радиусов пор и улучшению степени их связанности; при перемещении вод через породы с мелкими поровыми каналами преобладает процесс залечивания пор, отложение вторичных минералов, усложнение геометрии пор, что приводит к формированию коллекторов с низкой полезной емкостью и низкой проницаемостью.

В 1953 г. Д. С. Коржинский, а позднее Д. С. Соколов [1962] подчеркивали, что бывают примеси, которые ускоряют процесс растворения и повышают растворимость карбонатов, и примеси, тормозящие этот процесс (например, глинистые частицы). Присутствие в подземных водах растворимых солей, содержащих одноименные ионы с твердой минеральной фазой, обусловливает снижение растворимости и уменьшение интенсивности выщелачивания. В геологическое время в природных условиях направленность и стадийность этих процессов неоднократно меняются. Энергетический потенциал среды осадконакопления определяет сортировку, окатанность, размер обломочных частиц и вынос цементирующего материала, а совокупное влияние этих структурных показателей проявляется в геометрии порового пространства накапливающихся осадков.

Положения седиментационной трансляции, освещенные А. Н. Дмитриевским [1982], являются дальнейшим развитием закона о физико-химической наследственности осадочных пород, сформулированного Л. В. Пустоваловым в 1933 г. Теоретические положения этой теории основаны на учете среды осадконакопления, которая обусловливает формирование осадочных тел, отличающихся своими седиментационными признаками. А. Н. Дмитриевский справедливо считает, что именно седи-

ментационные признаки определяют коллекторские и экранирующие свойства и направленность постседиментационных изменений пород. Очень важно, что при погружении толщ и с возрастом отложений уменьшается значение седиментационных признаков, но их значение и сохранение зависит от генетических особенностей пород и типа бассейна.

В процессе изучения коллекторских свойств карбонатных толщ К. И. Багринцевой [1977, 1982] и Г. Е. Белозеровой [1982] неоднократно подчеркивалась решающая роль генезиса отложений, гидродинамической активности среды осадконакопления в заложении благоприятной или неблагоприятной структуры порового пространства, которая затем определяет унаследованность процессов эпи- и катагенетических преобразований пород. Сделан вывод [Багринцева, 1977, 1982; Багринцева и др., 1986], что высокоемкие коллекторы каверново-порового и порового типов могут образоваться в рифовых, биогермных и склоновых фациях; отложения мелководного шельфа, как правило, характеризуются общим снижением величины полезной емкости и проницаемости поровых коллекторов. Исследования показали, что сложный, многостадийный процесс формирования коллекторов, несмотря на значительную изменчивость, укладывается в принципиальную классификационную схему, в которой генетические, текстурно-структурные особенности пород, степень преобразованности проявляются в величинах пористости, проницаемости и коэффициентах флюидонасыщенности разнофациальных отложений [Багринцева и др., 1986]. Влияние катагенетических процессов на формирование пустотного пространства карбонатных отложений разнонаправленно и неоднозначно. Развиваясь унаследованно по первично-заложенному пространству в породах различной фациальной принадлежности, эти процессы ведут к увеличению объема пустот в результате выщелачивания, расширению соединительных каналов в биоморфных и органогенно-обломочных разностях; к уменьшению за счет кальцитизации, сульфатизации и окремнения эффективного пространства в органогенно-детритовых, сгустковых и шламовых разностях. В процессе доломитизации, перекристаллизации усложняется строение порового пространства во всех генетических типах пород.

В. Б. Щеглов [1986] развил представление о положительной роли в формировании пустотного пространства начального этапа галокатагенеза, способствующего частичному сохранению первичного порового пространства, развитию выщелачивания и растворения. Особенно велико влияние вторичных преобразований в породах с первично-сложной неоднородной структурой порового пространства (биохемогенные, шламово-детритовые, хемогенные породы), в результате чего появляются коллекторы сложого типа.

Уплотнение отложений при погружении их на большие глубины является фактором, снижающим коллекторский потенциал осадочных пород. В карбонатных толщах в силу специфических особенностей: ранней литификации, высокой степени растворимости, повышенной склонности к селективному выщелачиванию и трещинообразованию — уплотнение не имеет четко выраженной однонаправленности. Наибольшее значение для формирования высокой емкости и проницаемости имеют генетические свойства карбонатных отложений. В качестве одного из фак-

торов, способствующих сохранению, а в ряде случаев и развитию дополнительных пустот, можно назвать благоприятные термобарические условия, влияющие на подвижность подземных флюидов. В продуктивных отложениях месторождения Карачаганак (Прикаспийская впадина) этот процесс вызвал развитие мелкой повсеместной кавернозности.

Долевое участие основных видов пустот — пор, каверн и трещин, в фильтрации и емкости определяет принадлежность породы к коллекторам различных типов.

Принципиальное отличие коллекторов заключается в величине извлекаемых запасов углеводородов: поровый и кавернозно-поровый типы коллекторов содержат наиболее значительные объемы нефти и газа. Трещинный и кавернозно-трещинный типы заключают незначительные объемы углеводородов, и запасы в них имеют ценность при условии развития большой мощности продуктивной толщи. Трещинно-поровый коллектор характеризуется средней емкостью и даже при высоких значениях пористости за счет значительного количества остаточных флюидов содержит небольшие запасы нефти и газа.

Процесс формирования природного вместилища углеводородных флюидов в карбонатных толщах происходит по-разному в породах различного генезиса.

В хемогенных, биохемогенных известняках и первичных доломитах величина первичной пористости незначительна, а микроструктура порового пространства неблагоприятна для движения растворов. Благодаря сложной морфологии и малым размерам первичных пор в этих породах наблюдается максимальная интенсивность минералообразования, происходит усложнение строения пустот, в результате чего низкий коллекторский потенциал еще более снижается на первых стадиях диагенетических превращений. Растворение, селективное выщелачивание и вынос минеральных веществ отмечаются только после появления в породах трещиноватости, достаточной для интенсивного движения флюидов, что приводит к формированию сложных типов коллекторов.

Органогенные, органогенно-обломочные, биоморфные разности характеризуются высокими значениями первичной пористости, а форма, размеры и сообщаемость поровых каналов, т. е. геометрическое строение порового пространства, благоприятны для фильтрации флюидов, вследствие чего эти породы всегда имеют лучшие условия для развития в них высокой емкости. Особое значение для оценки коллекторского потенциала имеют время и интенсивность протекания процессов выщелачивания — фактора, всегда способствующего формированию высокоемких коллекторов I класса с проницаемостью свыше $500 \cdot 10^{-15}$ м^2.

Сравнение фильтрационно-емкостных свойств и типов коллекторов, развитых в подсолевых отложениях палеозоя на ряде месторождений Прикаспийской впадины, выявило существенные различия в строении пустотного пространства разнофациальных карбонатных толщ, залегающих на глубинах от 3000 до 5500 м. Эти отличия обусловлены структурно-генетическими особенностями пород, связанными с их фациальной принадлежностью и постседиментационными преобразованиями, а также с особенностями тектонического режима региона.

Полифациальный характер отложений, свойственный рифовым соору-

жениям месторождений Карачаганак и Тенгиз, обусловил резкую изменчивость фильтрационно-емкостных свойств по площади (по проницаемости — от первых единиц до сотен миллидарси), невыдержанный характер распределения коллекторов в природных резервуарах, резкое колебание эффективных мощностей по скважинам. Большие глубины залегания продуктивных горизонтов на этих месторождениях привели к значительному сокращению первичного порового пространства, в результате вторичных процессов кальцитизации и сульфатизации, даже в изначально высокопористых породах фации рифового ядра. Значительное проявление процессов выщелачивания на стадиях регрессивного катагенеза и гипергенеза, а также доломитизации и, частично, перекристаллизации вызвало появление вторичной пустотности, которая является основной в коллекторах порового и кавернозно-порового типов. Наличие значительной трещиноватости и пустот выщелачивания по трещинам определило развитие в продуктивных отложениях этих месторождений коллекторов трещинного, реже кавернозно-трещинного типов в породах изначально плотных.

Еще в 1962 г. Д. С. Соколов, подчеркивал огромное значение трещинной водопроницаемости для развития карста, рассматривал ее как геологическое явление, обусловленное рядом процессов, протекающих одновременно, но с различной интенсивностью и степенью влияния на образование связанной системы пустот. Движение подземных вод оказывает огромное влияние на увеличение трещинной проницаемости и обусловливает образование пористо-кавернозных зон. В растворимых карбонатных породах, практически лишенных нерастворимых примесей, процессы химического выветривания играют большую роль и способствуют образованию дополнительных пустот — карстовых полостей, что особенно важно для формирования коллекторов. Направленность процесса резко меняется, если в растворимых карбонатных породах содержится значительное количество глинистых и других примесей. В зависимости от влияния геологических и гидрогеологических факторов в одних случаях за счет заполнения трещин нерастворимыми глинистыми частицами трещинная водопроницаемость снижается, в других — при активном движении вод нерастворимые частицы выносятся и откладываются в соседних пластах, ухудшая их фильтрационные свойства. Особенно значительно проявляется различие в растворимости доломита и кальцита, что влечет за собой создание неоднородности фильтрационных свойств трещиноватых пластов и способствует неравномерному распределению каверн.

В создании вторичной пустотности, или так называемой вновь образованной кавернозности, главную роль играют интенсивность растворения полостей трещин и преобладание выноса растворенного материала. Это приводит к развитию сложной системы взаимосообщающихся трещин и дополнительных емкостей — каверн, в таких толщах преобладает кавернозно-трещинный тип коллектора. Типичным примером его может служить нижняя часть разреза продуктивной толщи КТ — I месторождения Жанажол. Она представлена метасоматическими доломитами, отличающимися сложным строением пустот и развитием щелевидных каверн вдоль трещин; характерно, что ориентировка трещин и пу-

стот выщелачивания совпадает. В развитии трещинной водопроницаемости большую роль играет явление раскрытия тектонических и литогенетических трещин под воздействием разгрузки; при этом образуется и новая система открытых трещин. Фактор разгрузки способствует повышению фильтрационных свойств пластов в зонах развития интенсивной трещиноватости и приводит к созданию дополнительных путей движения флюидов, поскольку увеличивается связанность системы проводящих каналов — трещин и каверн. Благоприятный химический состав подземных вод и скорость их циркуляции являются причиной интенсивного расширения трещин и повышения трещинной водопроницаемости. Этот разнонаправленный стадийный процесс, включающий унаследованность развития трещин, растворение и вынос минеральных веществ, переотложение их на отдельных участках, приводит к созданию сложной сети трещин различных генераций, морфологии, протяженности и обусловливает неоднородность фильтрации в карбонатных массивах. Отличия в морфологии и объеме пустотного пространства, наблюдаемые в растворимых карбонатных породах, приуроченных к различным гидродинамическим зонам, тесным образом связаны со скоростью движения и растворяющей способностью подземных вод, циркулирующих в толщах; при этом большую роль играет углекислотный режим природных вод.

Системное изучение подсолевых карбонатных отложений внутренней бортовой зоны Прикаспийской впадины выявило существенные различия в типах и свойствах коллекторов, характере их пространственного размещения в разнофациальных отложениях месторождений Карачаганак, Жанажол, Тенгиз и Астраханском. Рассмотрение этих месторождений позволяет установить главенствующую роль одного или нескольких факторов, способствующих развитию эффективной емкости.

Карачаганакское нефтегазоконденсатное месторождение расположено во внутренней части северной бортовой зоны Прикаспийской впадины. Оно приурочено к крупному рифовому массиву широтного простирания. Сводовая часть расположена в межкупольной зоне, где мощность соленосной толщи не превышает 60 м. В верхней части карбонатного разреза вскрыты бурением известняки раннепермского (артинско-ассельского) возраста, ниже залегают карбонатные отложения среднего и нижнего карбона.

В продуктивной толще преимущественным развитием пользуются органогенные известняки, в различной степени перекристаллизованные и доломитизированные, неодинаковой структуры — массивные, плотные и пористые, реже кавернозные. В меньшем количестве присутствуют доломиты известковистые и известковые, мелкозернистые, как правило, пористые с кавернами. Карбонатные отложения сильно изменены постседиментационными процессами, направленность и интенсивность которых обусловлена литогенетическим типом пород, погружением их на глубину, влиянием вод различного химизма. Из постседиментационных процессов на формирование пустотного пространства в изученных породах основное влияние оказали процессы перекристаллизации, доломитизации, сульфатизации, селективного выщелачивания. Значительное развитие имеет трещиноватость, затронувшая весь разрез пермско-каменноугольных отложений.

Рассматриваемое месторождение отличается неоднородностью строения продуктивных отложений, сочетанием пористо-проницаемых пластов и маломощных низкопористых плотных прослоев внутри них.

На месторождении Карачаганак широко развиты поровый и каверново-поровый типы коллекторов, отличающиеся значительной изменчивостью оценочных параметров. Пористость открытая изменяется от 8,5 до 23,8%, проницаемость при этом соответственно колеблется от $1 \cdot 10^{-15}$ до $500 \cdot 10^{-15}$ м^2, реже более. Остаточная водонасыщенность незначительна, но влияние ее на снижение эффективных параметров емкости и проницаемости неодинаково: при высокой проницаемости содержание связанной воды не превышает 10%, она приурочена к порам радиусом менее 1 мкм; в низкопроницаемых разностях (с проницаемостью $1-10 \cdot 10^{-15}$ м^2) количество ее возрастает до 20—25% и она значительно снижает эффективную проницаемость (табл. 1). Следует подчеркнуть, что вода занимает мелкие поры, количество которых в подобных разностях резко увеличивается. В продуктивных отложениях месторождения Карачаганак существенное значение приобретает каверново-поровый тип коллектора, развитый преимущественно в биоморфных и биогермных известняках (скв. 2, 23, 100). Широко развитые процессы доломитизации и растворения привели к формированию крупных пористо-проницаемых линзовидных зон, в которых в результате унаследованно протекающего выщелачивания развилась кавернозность. Одновременно значительное распространение имеют мелкие каверны в поровом типе коллектора и в целом породы отличаются сложным строением пустот. Преобладание пор, каверн или трещин создает многообразие типов коллекторов, развитых в карбонатном рифовом массиве. Величины полезной емкости и проницаемости образца кубической формы по трем направлениям приведены в табл. 1. Из приведенных графиков сопоставления пористости и проницаемости и изменения этих параметров в разнофациальных отложениях с глубиной видно, что пористость колеблется в широких пределах (рис. 1,I), отмечается значительный разброс величин в породах с одинаковой проницаемостью, что связано с различным долевым участием мелких, средних и крупных пор и наличием каверн. Плохая степень связанности поровых каналов резко снижает фильтрационные свойства. Максимальные значения пористости свойственны органогенно-обломочным известнякам склоновой фации, пористо-проницаемые разности с унаследованной кавернозностью характеризуются повышенными значениями емкости — более 18%. Диапазон изменения пористости сужается в низкопроницаемых разностях, где величина ее редко превышает 10%.

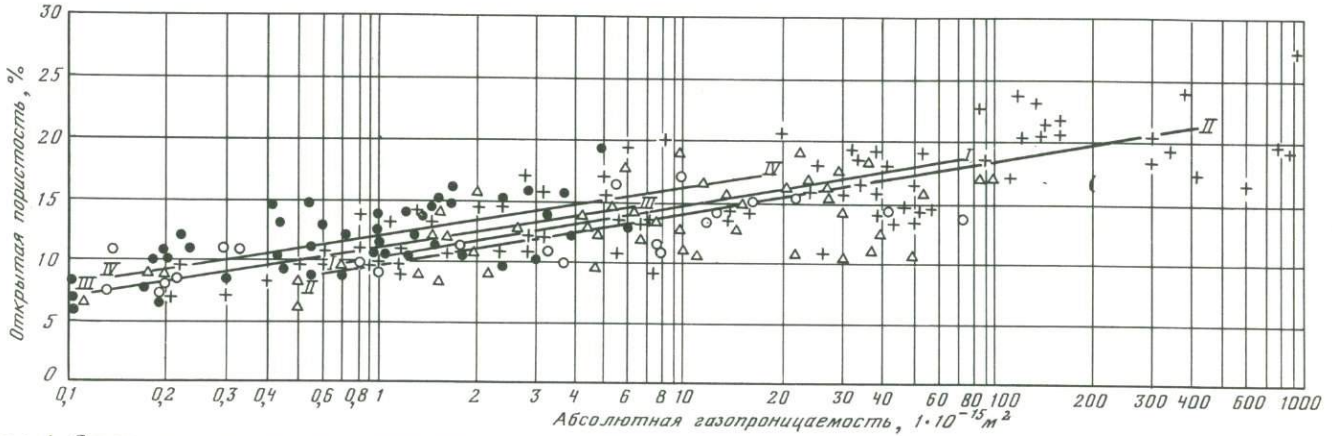
Интенсивные вторичные изменения пород, такие, как ангидритизация и окремнение, снижают фильтрационно-емкостные параметры, одновременно ухудшают пластические свойства, что способствует развитию трещин. Трещины развиты в пористо-проницаемых и плотных разностях пород, но роль их в обеспечении емкостных и фильтрационных свойств неодинакова. Основное значение трещин заключается в повышении фильтрационной способности пластов. Наличие их обеспечивает сообщаемость продуктивных пластов в природном резервуаре и усиливает анизотропию проницаемости даже в пористо-проницаемых слоях. В карбонатной толще преобладают трещины горизонтальной и наклонной ориентировки,

Таблица 1

Фильтрационно-емкостные параметры коллекторов порового типа месторождений Прикаспийской впадины

№ скв.	Глубина, м	Пористость, %	Остаточная вода, %	Проницаемость, 10^{-15} м^2				Литологическая характеристика пород
				абсолютная			эффективная	
				I	II	III		
				Карачаганак				
9	4746—4751	23,8	7,5	2845,2	3274,9	3118,0	3262,8	Известняк органогенно-обломочный, кавернозный
9	4858—4863	18,6	15,8	5,0	5,8	6,1	2,2	Известняк органогенный, перекристаллизованный
9	5027—5034	8,7	29,5	1,2	5,1	2,3	2,7	Известняк доломитизированный
13—П	5158—5165	9,4	18,2	2,0	3,4	5,0	2,4	Известняк мелкозернистый, водорослевый
	5178—5185	10,9	32,6	1,6	1,3	1,1	0,72	Известняк реликтово-органогенный
	5254—5262	10,0	33,3	0,5	0,3	0,2	0,05	Известняк органогенно-обломочный
2	3769—3773	11,4	24,2	186,2	509,5	50,2	218,4	Известняк водорослево-детритовый
2	3845—3852	10,0	17,6	31,3	153,7	29,1	118,3	Известняк реликтово-органогенный
2	3980—3989	13,5	33,1	0,8	1,5	0,8	0,44	Доломит реликтово-биогермный, сульфатизированный
2	4114—4122	15,4	24,4	24,2	14,7	12,7	9,1	Известняк водорослевый, перекристаллизованный
				Тенгиз				
4	4055—4059	7,4	48,9	0,4	3,8	2,0	0,17	Известняк водорослевый, доломитизированный
7	4069—4075	15,5	15,5	20,3	19,1	21,6	14,5	Известняк брахиоподово-криноидный калицитизированный
44	4400—4404	16,4	24,1	3,7	13,1	10,2	6,5	Известняк органогенно-детритовый перекристаллизованный

Примечание. Проницаемость: I — в перпендикулярном направлении, II—III — вдоль наслоения.



Р и с. 1. Соотношение пористости и проницаемости в коллекторах порового типа

Месторождения: I — Карачаганак (треугольники), II — Жанажол (крестики), III — Астраханское (черные кружки), IV — Тенгиз (светлые кружки)

в подчиненном количестве проявляются вертикальные трещины, количество их увеличивается в карбоне. Морфология трещин зависит от вещественного состава пород, генезиса, текстурно-структурных особенностей, минерального состава вторичных заполнений: сульфатизации, кальцитизации и окремнения. В биогермных разностях развиты преимущественно хаотически ориентированные, извилистые трещины. В ангидритах и глинистых известняках преобладают слабоизвилистые горизонтальные трещины. По протяженности выделяются трещины длинные (3—5 см), средние (1—3) и короткие (до 1 см).

Трещиноватость каменноугольных карбонатных отложений столь же высока, как и пермских: ориентировка и раскрытость трещин сохраняется на глубинах свыше 5 км, характерно возрастание числа вертикальных трещин. Следует подчеркнуть, что пористо-проницаемые разности в скв. 19 отличаются высокой интенсивностью развития трещин. Несмотря на значительную изменчивость геометрии трещин по отдельным образцам, выявляется общая тенденция их ориентировки, раскрытости и густоты в выделенных интервалах продуктивных отложений. Закономерного уменьшения раскрытости трещин с глубиной не наблюдается. Диапазон ее изменения составляет 10—60 мкм, единичные значения достигают 140 мкм и более в разностях, подвергшихся выщелачиванию. Поверхностная плотность трещин варьирует от 0,5 до 3,5 см/см^2.

Важным вопросом, возникающим в процессе исследования условий формирования высокоемких коллекторов в рифовом массиве, является установление причин сохранения высокой пористости и благоприятной структуры пор в породах при их погружении. Рисунок 2 отражает направленность изменения проницаемости и пористости пород с увеличением глубины от 3500 до 5300 м в породах различной фациальной принадлежности. Выделены фациальные зоны: биогермной постройки, склоновые, межрифовой лагуны и шлейфовые; произведена дифференциация пород по типам и классам коллекторов. Из приведенных данных явствует, что снижения фильтрационно-емкостных параметров с ростом глубины не наблюдается, следовательно, фактор гравитационного уплотнения не является решающим.

Наилучшими коллекторскими свойствами обладают породы-коллекторы рифовой постройки раннепермского возраста, вскрытые скв. 2 и 10—П на глубинах 3930—3970 м, а также отложения склоновой фации и биогермной постройки раннекаменноугольного возраста, пройденные скв. 9 и 16 на глубинах 4750—4850 м. Для них характерны значения пористости 13,6—23,8% и проницаемости от $100 \cdot 10^{-15}$ до $500 \cdot 10^{-15}$ м^2. Максимальные значения емкости и проницаемости отмечены в известняках на глубинах 4746—4751 м в отложениях склоновой фации, где развит кавернозно-поровый тип коллектора.

Анализ изменения фильтрационно-емкостных параметров и фациальных условий осадконакопления подсолевых карбонатных отложений месторождения Карачаганак позволяет сделать вывод о преобладающей роли седиментационных процессов в формировании и сохранении полезной емкости (рис. 3). Неодинаковая гидродинамическая активность седиментации в пределах биогермной постройки предопределяет неоднородное строение порового пространства пород, а различная интенсивность

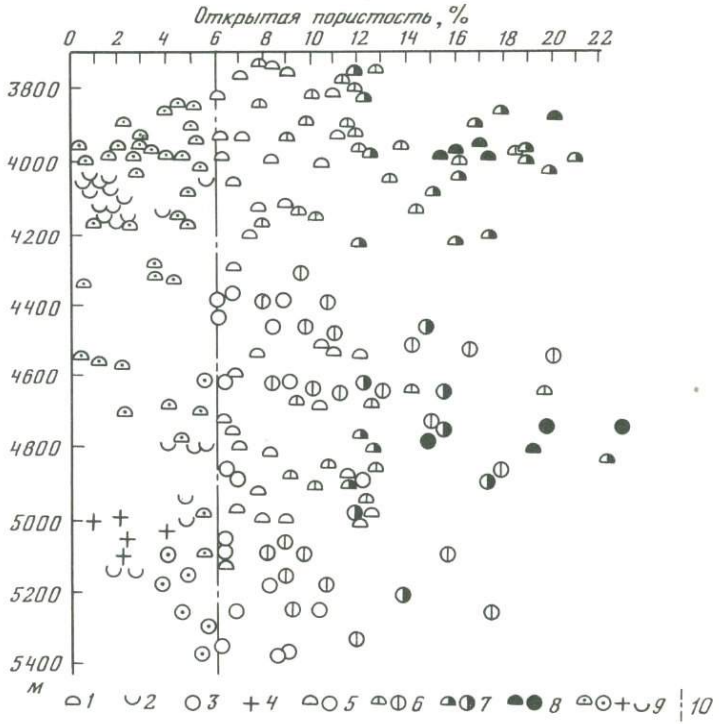


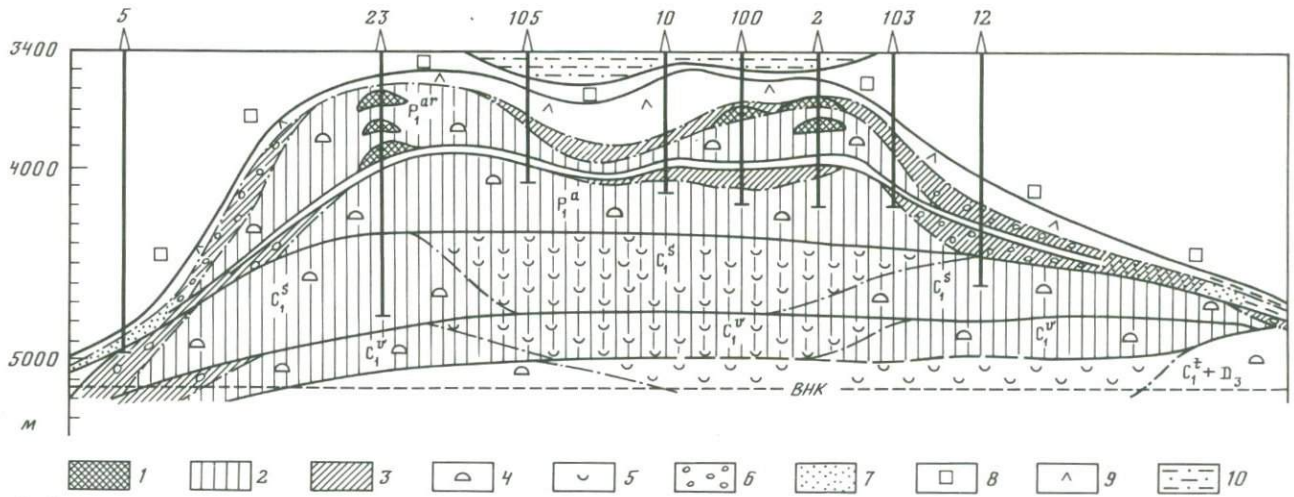
Рис. 2. Изменение пористости и проницаемости пород с глубиной в разнофациальных отложениях месторождения Карачаганак, Прикаспийская впадина по данным И. В. Шершукова [1986]

Рифовый комплекс. *1* — биогермная постройка; *2* — межрифовая лагуна; отложения: *3* — склоновые, *4* — шлейфовые. Газопроницаемость, $1 \cdot 10^{-15}$ м^2: *5—8* — поровый тип коллектора (*5* — 0,1—1,0; *6* — 1,0—10,0; *7* — 10,0—100,0; *8* — > 100,0), *9* — сложный тип коллектора, <0,1; *10* — граница распространения поровых коллекторов

катагенетических преобразований обусловливает формирование поровых коллекторов различных классов. Породы биогермной постройки, склоновых фаций и межрифовых лагун накапливаются преимущественно в благоприятных условиях и представляют собой в основном коллекторы порового типа, а шлейфовые и лагунные отложения практически не являются коллекторами, либо приобретают фильтрационные свойства после развития в них трещиноватости.

Принципиальная схема размещения коллекторов различных типов (см. рис. 3) отражает неоднородное соотношение пористо-проницаемых и плотных пластов в скважинах, вскрывших различные фациальные зоны рифового массива. Пространственное размещение коллекторов имеет сложный «пятнистый» характер и отражает влияние седиментационного облика пород, несмотря на существенно различные вторичные изменения. Сохранение признаков первично-благоприятной структуры наблюдается в породах и на глубинах 5 км и более.

К числу главных факторов, определяющих формирование высокоемких



Р и с. 3. Распределение коллекторов различных типов в карбонатных отложениях месторождения Карачаганак, Прикаспийская впадина. Составили К. И. Багринцева, Г. Е. Белозерова, И. В. Шершуков

Типы коллекторов: *1* — кавернозно-поровый, *2* — поровый, *3* — сложный (порово-трещинный, трещинно-поровый, трещинный); фациальные зоны: *4* — биогермная постройка, *5* — внутренняя лагуна; *6—10* — отложения (*6* — склоновые, *7* — шлейфовые, *8* — соль, *9* — ангидриты, *10* — глинистые); ВНК — водонефтяной контакт

коллекторов на месторождении Карачаганак и сохранение их при погружении, можно отнести рифогенную природу отложений, интенсивное унаследованное выщелачивание и значительное развитие трещиноватости, обеспечившей возможность движения углеводородных флюидов в резервуаре.

Месторождение Жанажол, расположенное в восточной части прибортовой зоны Прикаспийской впадины, приурочено к одноименной брахиантиклинальной складке размером 17×6 км и амплитудой 400 м. В разрезе месторождения выделяются две карбонатные толщи: верхняя продуктивная толща (КТ-I) стратиграфически приурочена к отложениям касимовского яруса верхнего карбона—верхней части московского яруса среднего карбона; нижняя (КТ-II) — объединяет средне-нижнекаменноугольные отложения. Этаж продуктивности месторождения более 300 м.

Верхняя карбонатная толща сложена известняками светлыми с желтоватым или коричневатым оттенком, в различной степени перекристаллизованными, доломитизированными, а также доломитами, окрашенными в более темные тона: серые, коричневато-серые и темно-серые. По литологическим особенностям известняки подразделяются на органогенные и хемогенные, микрозернистые и разнозернистые; вторичные доломиты представлены мелкозернистыми и мелко-средне зернистыми разностями, сильно выщелоченными. Существенное влияние на формирование коллекторов различных типов оказали постседиментационные преобразования. Достаточно интенсивно проявились доломитизация, перекристаллизация и выщелачивание, в наименьшей степени — процессы минерального новообразования. Помимо незначительной кальцитизации, определенное значение имеет окремнение, оно снижает первичную пористость и потенциальную возможность выщелачивания, однако, как показали наблюдения, окремнелые участки сильно трещиноваты. Процессы перекристаллизации и доломитизации сыграли заметную роль в формировании пустотного пространства в нижней части толщи КТ-I, где присутствуют первично более плотные известняки. Неоднородная по структуре и составу порода подверглась селективному выщелачиванию с образованием крупных пор или каверн. Кавернозность развивалась унаследованно по первично-благоприятной структуре порового пространства за счет растворения и увеличения размеров пор. В доломитах, а также в перекристаллизованных и доломитизированных известняках вновь образованные поры и каверны выщелачивания большей частью формируются в плотных измененных участках. В наиболее плотных разностях растворение и выщелачивание обусловлены трещиноватостью, вдоль полостей трещин развиваются каверны. Для Жанажольского месторождения характерно протекание процессов выщелачивания, главным образом в субгоризонтальном и горизонтальном направлениях, что проявляется в форме каверн, отличающихся удлиненными, щелевидными очертаниями, наличии ориентированных полос пор и каверн, анизотропии проницаемости по направлениям. Интенсивное растворение и вынос материала в отложениях касимовского яруса способствовали формированию коллекторов порового и кавернозно-порового типов с высокими фильтрационно-емкостными свойствами. В целом в отложениях КТ-I преобладает горизонтальная ориентировка большинства трещин, длинных прямолинейных,

Таблица 2

Фильтрационно-емкостные параметры коллекторов порового типа в карбонатных отложениях месторождения Жанажол

№ скв.	Глубина, м	Пористость, %	Остаточная вода, %	Проницаемость, 10^{-15} м^2				Литологическая характеристика пород
				абсолютная			эффективная	
				I	II	III		
3	3594—3602	10,9	28,7	10,7	20,5	38,0	17,6	Известняк оолитовый
	3628—3635	12,1	24,9	2,4	19,6	19,6	13,0	Известняк мелкозернистый
23	3809—3813	15,5	18,7	62,2	110,6	75,1	107,2	Известняк биоморфно-детритовый
27	3774—3783	14,4	9,7	979,4	427,5	828,9	—	Известняк органогенный, кавернозный
19	2585—2593	13,2	25,7	6,9	40,3	37,6	35,8	Известняк сгустково-детритовый
	2622—2630	17,4	20,2	474,8	516,1	430,7	468,2	Известняк фораминиферово-детритовый, кавернозный
	2694—2697	16,2	24,1	7,2	13,5	28,8	9,8	Известняк доломитизированный
17	2782—2795	27,1	10,1	925,2	1096,6	1352,1	766,6	Известняк органогенный, доломитизированный, кавернозный
5	2883—2888	12,8	14,3	6,5	579,9	428,6	509,3	Доломит пористо-кавернозный
		19,1	6,8	1061,7	950,1	817,3	921,8	Доломит известковистый, кавернозный
	2888—2896	10,1	16,5	38,3	363,2	999,4	323,0	Доломит известковистый

Примечание. I—III — взаимоперпендикулярные направления в образце кубической формы.

иногда кулисообразных; это приводит к увеличению проницаемости на один-два порядка.

В разрезе продуктивной толщи КТ-I месторождения Жаножол присутствуют типично поровые коллекторы высоких классов с проницаемостью в $10—100 \cdot 10^{-15}$ м^2 (табл. 2). В таких коллекторах минимальные значения пористости не ниже 7,5%, нижний предел проницаемости составляет $1 \cdot 10^{-15}$ м^2. Остаточная водонасыщенность, определенная косвенным методом, выше 15% и достигает 39% в низкопроницаемых разностях. Коэффициент газо- и нефтенасыщенности изменяется в пределах 0,85—0,6. При интенсивном развитии кавернозности эти породы характеризуются пористостью не ниже 16% и проницаемостью $500—1000 \cdot 10^{-15}$ м^2 и более; содержание остаточной воды незначительно — 7—10%. В коллекторах кавернозно-порового типа коэффициент нефтегазонасыщенности 0,9. Дополнительная емкость каверн составляет в среднем 2,5%.

Нижняя карбонатная толща КТ-II представлена известняками органогенно-обломочными, биоморфными, перекристаллизованными и в различной степени доломитизированными, пористо-проницаемыми и трещиноватыми. Из вторичных процессов преимущественное развитие имели кальцитизация, доломитизация, в значительно меньшей степени — выщелачивание. В КТ-II присутствуют пористо-проницаемые и плотные трещиноватые разности пород. Распределение их по площади неодинаково. Так, в отложениях башкирского яруса среднего карбона преобладающее распространение имеют пористо-проницаемые известняки, слагающие пачки коллекторов порового типа. Величины их емкости изменяются в пределах 10—15% при проницаемости $10—62 \cdot 10^{-15}$ м^2 (см. табл. 2). Отличительной особенностью коллекторов нижней карбонатной толщи является интенсивная повсеместная кальцитизация, влияние которой проявилось в значительном снижении фильтрационно-емкостных параметров. Среди поровых коллекторов присутствуют IV—V классы, реже — III класс. Особенно резко влияние вторичных процессов проявилось в структуре порового пространства: преобладающая роль выщелачивания в КТ-I и кальцитизации в КТ-II определила существенные различия в радиусах фильтрующих поровых каналов.

Соотношение пористости и проницаемости в коллекторах порового и кавернозно-порового типов (см. рис. 1) показывает, что породы месторождения Жанажол отличаются повышенными значениями полезной емкости и очень широким диапазоном изменения проницаемости. Интенсивное растворение и унаследованное выщелачивание были главными факторами, влияющими на формирование высокой полезной емкости.

На месторождении **Тенгиз** продуктивны отложения нижнего и среднего карбона, вскрытые на глубинах 3900—4200 м. Они отличаются неоднородностью вещественного состава, частым чередованием прослоев известняков с различными текстурно-структурными особенностями, сильной рассланцованностью керна на тонкие (1—2 мм) пластинки. В толще преобладают органогенные известняки, которые в пределах нижнебашкирского и серпуховского ярусов имеют биогермный характер. Среди них выделены биоморфные, изобилующие остатками водорослей, органогенно-детритовые, сгустковые и в меньшем количестве органогенно-обломочные разности. В разрезах отдельных скважин широко развиты органогенно-

обломочные и доломитовые известняки. Отмечаются прослои микрозернистых известняков.

Породы сильно изменены постседиментационными преобразованиями; перекристаллизация и кальцитизация оказали наибольшее влияние, характерно распространение новообразований кальцита в виде мелких щеточек по стенкам пор и каверн. Повсеместное развитие имеют процессы растворения и выноса материала, выщелачивание способствовало формированию мелких вторичных пустот (0,06 до 3—5, реже до 10 мм). Кавернозность отмечается по всему разрезу, но интенсивность проявления ее различна. Каверны имеют различный генезис: одни — унаследованные, развиты в пористо-проницаемых разностях, другие — вновь образованные,— в породах с плотной матрицей. Существенные различия каверн заключаются в неодинаковом влиянии их на фильтрационные свойства пород и объемы углеводородов, которые в них содержатся. Характерно, что продуктивные отложения содержат в большом количестве сильно обуглероженное, черное органическое вещество, которое частично заполняет первичные пустоты, располагается между кристаллами кальцита на участках перекристаллизации.

В разрезе продуктивных отложений установлена интенсивная и повсеместная трещиноватость пород, причем наибольшее распространение имеют горизонтальные и наклонные трещины. Развитие трещин отмечается в породах различных генетических типов: в пористо-проницаемых разностях и относительно более плотных породах с пористостью до 4%. Наличие трещин в них определяет резко выраженную анизотропию проницаемости, последняя меняется по взаимно перпендикулярным направлениям на два-три порядка. Средние значения поверхностной плотности трещин в подобных разностях колеблются в пределах 0,74—1,06 см/см^2, раскрытость их неодинакова — от 5 до 200 мкм. В более пористых разностях количество трещин снижается, поверхностная плотность составляет 0,2—0,4 см/см^2.

Коллекторы порового типа представлены слабосцементированными разностями органогенных и органогенно-обломочных известняков с широко развитой кавернозностью. Мощность коллекторов порового типа варьирует от 2 до 15 м. Как правило, значения пористости равны 7—16,0%, проницаемость изменяется в пределах от $0{,}4 \cdot 10^{-15}$ до $24{,}1 \cdot 10^{-15}$ м^2 (см. табл. 1). Соотношение этих параметров приведено на рис. 1.

Коллекторы кавернозно-трещинного типа обладают пористостью от 4 до 8%, проницаемостью от $0{,}6 \cdot 10^{-15}$ до $2{,}5 \cdot 10^{-15}$ м^2. Как правило, они сложены плотными разностями известняков с неравномерно распределенной пористостью при одновременном присутствии в них выщелоченных трещин и каверн. Мощности прослоев подобных коллекторов составляют 3—12 м. Трещинный коллектор устанавливается по наличию образцов с низкой пористостью (менее 2%) и проницаемостью более $0{,}1 \cdot 10^{-15}$ м^2, которая изменяется по взаимно перпендикулярным направлениям на один-два порядка.

Следует отметить, что, несмотря на относительно глубокое погружение продуктивных пород, месторождения Тенгиз свыше 4 км, в них широко развиты типичные коллекторы порового типа, а трещины, сохраняя, значительную протяженность и раскрытость, обеспечивают сообщаемость

пластов. Большое влияние на раскрытость трещин и сохранение поровых коллекторов на больших глубинах оказывает аномально высокое пластовое давление (АВПД).

Общую направленность возрастания открытой пористости с увеличением проницаемости для четырех изученных месторождений отражает рис. 1 (I—IV). График отражает отсутствие функциональной связи между указанными параметрами, что обусловлено зависимостью пористости от суммарного объема всех поровых каналов, а проницаемости — от структурных показателей: формы, диаметра и взаимосообщаемости поровых каналов. Выявляется наличие нижнего и верхнего пределов пористости в выделенных интервалах проницаемости. Главная закономерность заключается в общей тенденции увеличения пористости в породах с высокими фильтрационными свойствами; наиболее высокими значениями емкости характеризуются кавернозные разности известняков месторождения Жанажол.

Геометрия порового пространства является конечным результатом совокупного воздействия различных факторов на горные породы; она отражает генетические особенности пород и степень их преобразованности. Исследования морфологии, степени сообщаемости пустот между собой доказали решающее значение их для фильтрации.

Развитие в продуктивных отложениях месторождений Карачаганак Тенгиз, Жанажол и Астраханском различных литогенетических типов пород позволило выявить особенности строения их порового пространства и одновременно сделать вывод о наличии общей тенденции увеличения проницаемости в коллекторах, где преобладают крупные, хорошо сообщающиеся поры. Наличие изолированных каверн не способствует увеличению проницаемости пород, так как сообщаются они через более мелкие каналы. Обработка порометрических кривых дает возможность определить средний радиус всех пор, развитых в породе, средний радиус и диапазон пор, обеспечивающих фильтрацию, рассчитать теоретическую проницаемость. Структурные показатели (табл. 3, рис. 4, 5) отражают изменчивость радиусов пор в породах, отличающихся пористостью и проницаемостью, и одновременно показывают тесную связь между параметрами. В породах-коллекторах, обладающих высокими фильтрационными и емкостными свойствами, возрастает средний радиус совокупности всех пор и средний радиус фильтрующих пор.

Сложный характер связи седиментационных признаков (благоприятных или неблагоприятных) с особенностями пород, возникающими в результате катагенетических превращений, проявился в микронеоднородном строении порового пространства пород различного генезиса: разном сочетании крупных и мелких пустот, неодинаковой форме собственно пор и соединяющих их пережимов, генезисе и времени возникновения пустот. Отчетливо выявляется существенное различие структуры порового пространства пород на изученных месторождениях Прикаспийской впадины. Наиболее тонкие поры характеризуют породы Астраханского месторождения: средний радиус изменяется от 0,25 до 0,375 мкм, размеры фильтрующих пор возрастают до 0,75 мкм (табл. 13). Естественно, что проницаемость столь же незначительна и меняется от $0{,}1 \cdot 10^{-15}$ до $3 \cdot 10^{-15}$ м^2.

Таблица 3

Характеристика порового пространства карбонатных пород месторождений Карачаганак, Тенгиз, Жанажол, Астраханского (Прикаспийская впадина)

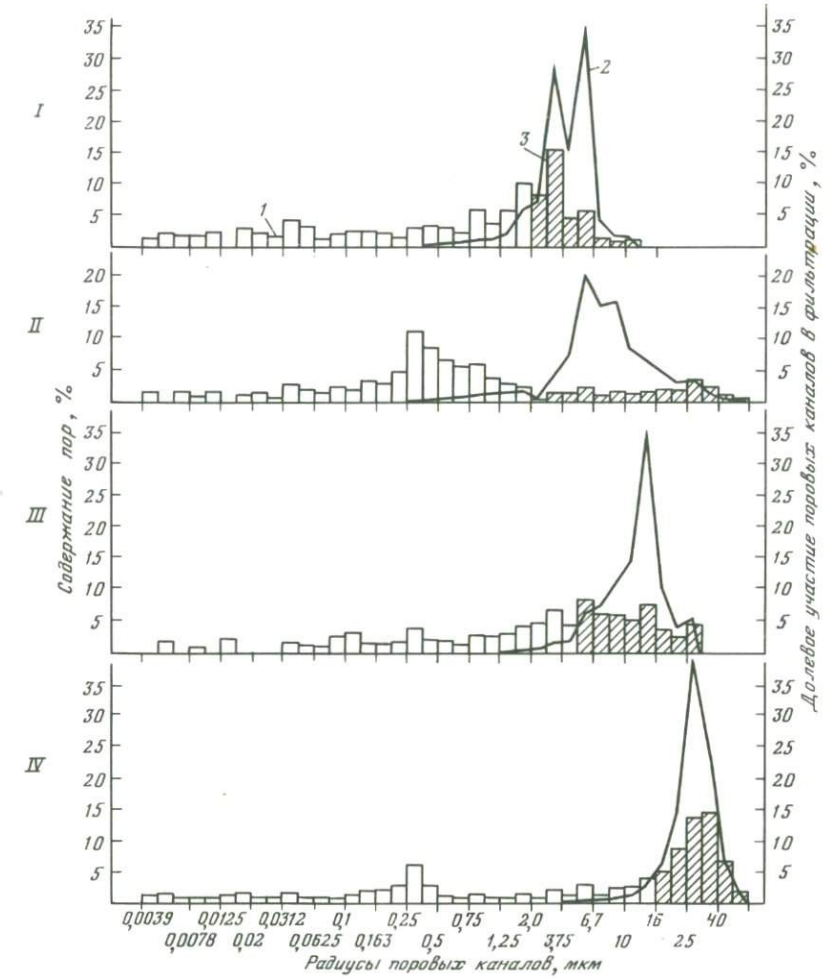
№ скв.	Глубина, м	Пористость, %	Проницаемость, $1 \cdot 10^{-15}$ м^2	Содержание пор с радиусом менее 0,1 мкм, %	Средний радиус пор, мкм
		Карачаганак			
1	4622—4627	10,7	9,2	16,5	0,5
5	5021—5029	10,6	4,3	17,4	2,5
5	5057—5064	7,7	11,0	45,7	0,125
13	5254—5265	10,7	7,3	10,4	2,5
13	5276—5283	6,0	1,4	29,7	1,0
13	5332—5340	12,2	1,6	22,7	1,25
13	5348—5362	12,9	1,3	16,9	0,75
9	4746—4751	20,7	2538,6	10,7	16,0
		Тенгиз			
7	3991—3997	13,5	17,9	17,5	1,0
7	4118—4125	12,7	6,3	11,9	2,5
44	4141—4148	15,6	116,9	30,6	2,0
44	4298—4305	4,7	0,11	78,3	0,05
		Жанажол			
19	2601—2610	21,8	157,2	10,0	5,0
19	2615—2622	14,8	3,9	13,9	0,375
19	2691—2694	20,9	293,1	5,6	8,0
66	3666—3674	12,3	9,5	13,5	2,0
66	3716—3722	15,6	22,8	6,3	2,5
72	3823—3831	10,4	53,2	15,3	5,0
		Астраханское			
5	4003,5	14,4	1,5	11,7	0,5
20	3923,4	15,0	2,5	9,0	0,5
25	4041,8	12,7	1,0	9,7	0,5

Порометрические кривые различных генетических типов известняков (см. рис. 4, 5), слагающих продуктивные отложения карбона месторождения Карачаганак, отражают изменчивость структуры порового пространства. Видно смещение кривых вправо, в область развития более крупных, хорошо сообщающихся пор, чему соответствует изменение проницаемости от $1{,}5 \cdot 10^{-15}$ до $2539 \cdot 10^{-15}$ м^2. Средний радиус пор меняется соответственно от 1,25 до 16 мкм, а размер пор, определяющих фильтрацию,— от 6,6 до 25 мкм. Изучение структуры порового пространства показывает значительную концентрацию крупных пор от 16 до 50 мкм, число их превышает 50% в коллекторах I класса. В то же время выявляется неоднородный характер распределения пор по размерам в известняке биоморфно-детритовом, где одновременно развиты крупные (50 мкм) поры и много мелких (0,025—0,5 мкм) пор.

Радиусы фильтрующих пор, мкм		Теоретическая проницаемость, $1 \cdot 10^{-15}$ м^2	Литологическая характеристика
диапазон изменения	средний радиус		
		Карачаганак	
2,5—50	6,6	3,7	Известняк биоморфно-детритовый перекристаллизованный
3,75—25	6,7	14,5	Доломит тонкозернистый, ангидритизированный
2,5—25	5,0	4,4	Доломит известковистый, тонкозернистый
5,0—25	10,0	42,5	Известняк тонко-микрозернистый
2,5—25	8,0	3,6	Доломит известковистый, перекристаллизованный
2,0—10	2,5	6,1	Известняк доломитизированный
1,25—25	2,5	3,9	Доломит перекристаллизованный
16—50	25,0	532,6	Известняк органогенно-обломочный, перекристаллизованный
		Тенгиз	
3,75—50	10,0	16,6	Известняк водорослево-детритовый
5,0—32	6,7	29,4	Известняк обломочный
6,8—25	12,5	58,1	Известняк органогенно-обломочный, кальцитизированный
2,5—5	5,0	0,2	Известняк органогенно-обломочный, трещиноватый
		Жанажол	
6,8—50	12,5	165,0	Известняк биоморфный
0,75—6,7	1,0	1,7	Известняк биоморфно-детритовый
8,0—50	12,5	237,0	Доломит известковый
2,5—12,5	3,75	10,3	Известняк органогенно-обломочный
2,5—25	3,75	15,7	Доломит известковистый
8,0—32	12,5	59,6	Известняк биоморфно-детритовый
		Астраханское	
0,5—3,75	0,625	1,5	Известняк криноидно-водорослевый
0,5—3,75	0,75	2,0	Известняк комковатый
0,5—3,75	0,75	1,9	Известняк полидетритовый

Доломиты известковистые, в различной степени перекристаллизованные и ангидритизированные, характеризуются еще более неоднородным строением порового пространства (см. табл. 3). Средний радиус совокупности всех пор равен 0,7—2,5 мкм, а фильтрация определяется более тонкими каналами, чем в известняках,— 2,5—5 мкм. Относительно невысокая пористость — 6—12,9% и незначительный радиус фильтрующих пор обеспечивают низкую проницаемость, равную $(1{,}3—12{,}1) \cdot 10^{-15}$ м^2. Однако следует подчеркнуть, что в этих породах присутствуют поры более крупного размера — до 25 мкм, но число их незначительно, соединяются они тонкими каналами, поэтому роль их в фильтрации ничтожна.

Анализ зависимости теоретической проницаемости от среднего радиуса фильтрующих пор, проведенный для изученных месторождений Прикаспийской впадины, выявил общую закономерность возрастания филь-



Р и с. 4. Структура порового пространства известняков. К — проницаемость; m — пористость; α — остаточная водонасыщенность

Известняк. I — доломитизированный, скв. 13, глубина 5332,2—5340 м, обр. № 5662, $K = 1{,}5 \cdot 10^{-15}$ м^2, $m = 12{,}2\%$, $\alpha = 25{,}1\%$; II — биоморфно-детритовый, скв. 1, 4622—4627 м, обр. № 5301, $K = 11{,}6 \cdot 10^{-15}$ м^2, $m = 10{,}7\%$; III — тонкозернистый, скв. 13, 5254—5256 м, обр. № 5653, $K = 7{,}3 \cdot 10^{-15}$ м^2, $m = 10{,}7\%$; IV — органогенно-обломочный, скв. 9, 4746—4751 м, обр. № 6193, $K = 2539 \cdot 10^{-15}$ м^2, $m = 20{,}7\%$, $\alpha = 17{,}2\%$

Цифры на рисунке: 1 — содержание поровых каналов различного размера, 2 — долевое участие поровых каналов в фильтрации, 3 — основные фильтрующие поры

трационной способности пород с увеличением диаметров поровых каналов (рис. 6). На графике отчетливо видно, что пределы изменения радиусов поровых каналов и соответствующих им значений проницаемости для каждого месторождения существенно различны. Это объясняется развитием в карбонатных отложениях различных классов коллекторов порового типа. В то же время, в выделенном интервале проницаемости диаметры

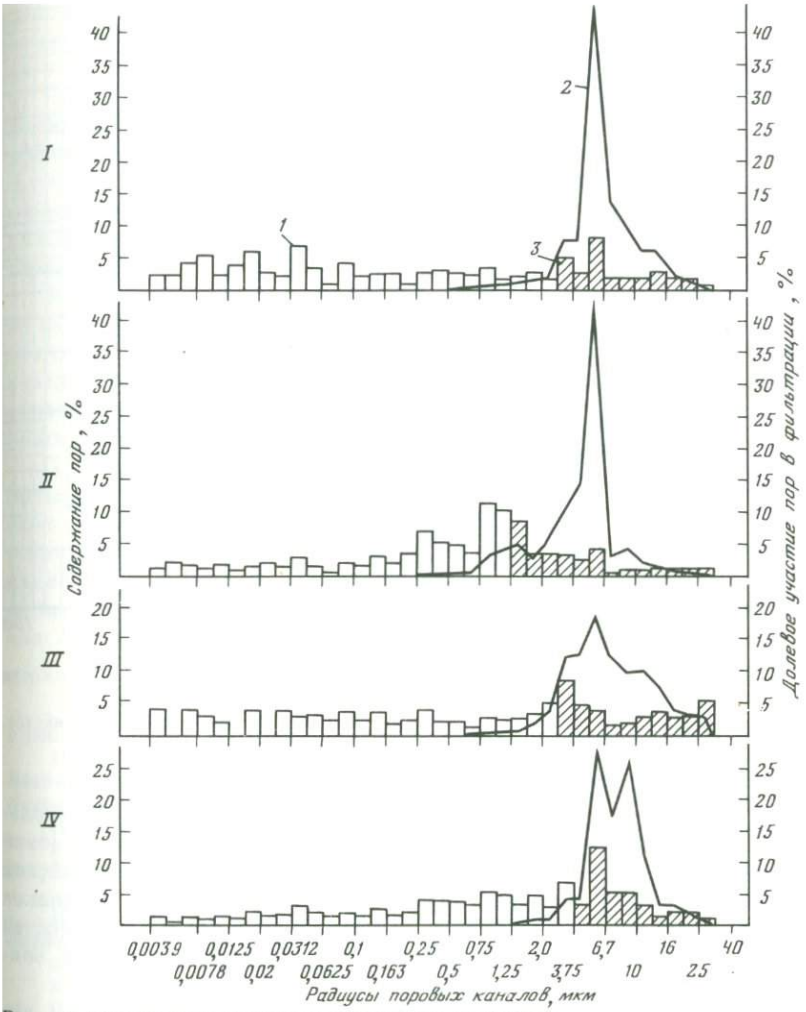


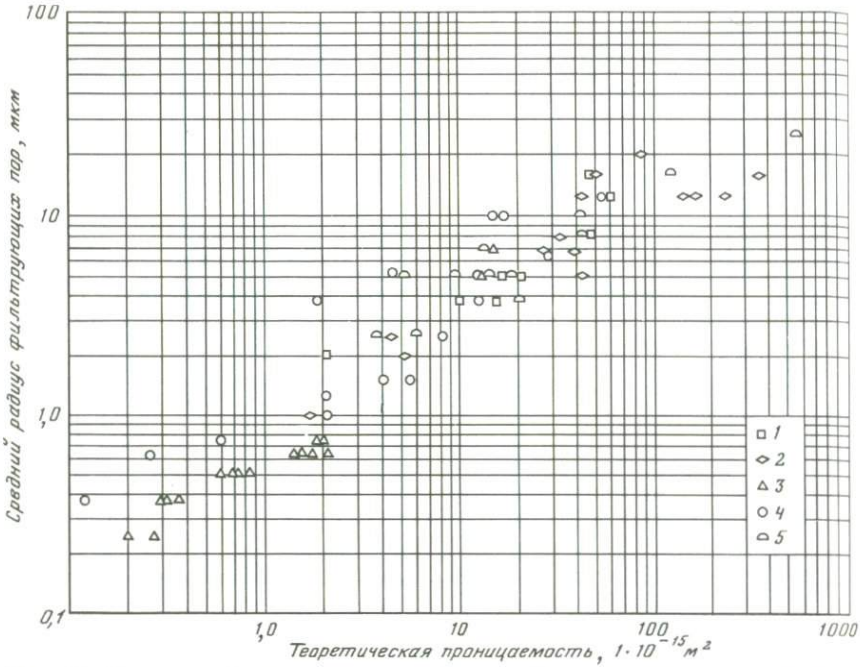
Рис. 5. Структура порового пространства доломитов

Доломит. I — известковистый, скв. 5, глубина 5057—5064 м, обр. № 5291, $K=12{,}1\cdot10^{-15}$ м^2, m=7,7%; II — перекристаллизованный, скв. 13, 5348—5362 м, обр. № 5671, $K=1{,}3\cdot10^{-15}$ м^2, m=12,9%; III — то же, 5276,3—5283 м, обр. № 5657, $K=1{,}4\cdot10^{-15}$ м^2, m=6,0%; IV — доломитизированный, скв. 5, 5021—5029 м, обр. № 5286, $K=4{,}3\cdot10^{-15}$ м^2, m=10,6%.

Остальные условные обозначения см. на рис. 4

пор имеют близкие значения; это доказывает, что геометрия порового пространства является определяющим фактором. Минимальные радиусы фильтрующих пор — до 0,75 мкм характеризуют коллекторы Астраханского месторождения, в породах месторождения Жанажол они возрастают до 20 мкм.

Таким образом, исследования показывают, что среди большого числа



Р и с. 6. Изменение фильтрационных свойств карбонатных пород в зависимости от среднего радиуса фильтрующих поровых каналов

Месторождения: *1* — Жанажол КТ—II, *2* — Жанажол КТ—I, *3* — Астраханское, *4* — Тенгиз, *5* — Карачаганак

разнонаправленных факторов один приобретает главное влияние на развитие и сохранение высокой эффективной емкости. Сравнение условий формирования коллекторов в подсолевых отложениях Прикаспийской впадины позволяет установить сохранение седиментационных признаков на глубинах свыше 5 км, доказать значение фациальных особенностей для развития типов коллекторов и унаследованность процессов эпи- и катагенетических преобразований пород.

Месторождения Тенгиз и Карачаганак приурочены к крупным рифовым массивам, а месторождения Астраханское и Жанажольское — к отложениям мелководного шельфа. Фациальные особенности проявились в развитии коллекторов различных типов, классов и в существенно различном характере пространственного размещения их в природных резервуарах. Стадийность и направленность вторичных изменений, а именно — преобладание процесса кальцитизации в породах Астраханского месторождения и нижней карбонатной толщи (КТ-II) Жанажольского месторождения обусловили низкие фильтрационно-емкостные параметры коллекторов (преимущественно V класса), а преобладание растворения и выщелачивания на месторождении Карачаганак и в верхней карбонатной толще (КТ-I) месторождения Жанажол привело к развитию высокоемких коллекторов I—II классов.

К числу важнейших причин сохранения полезной емкости коллекто-

ров на больших глубинах следует отнести раннее заполнение пустот жидкими или газообразными углеводородами, которые замедляют процессы вторичных изменений.

Познание основных закономерностей формирования высокоемких коллекторов и оценка факторов, способствующих сохранению значительных эффективных объемов пустот, позволили разработать принципиальную схему, которая отражает роль условий седиментогенеза в развитии типов и свойств коллекторов [Багринцева и др., 1985]. Использование данной классификационной схемы является основой прогнозной оценки коллекторского потенциала карбонатных толщ.

В заключение следует подчеркнуть, что среди факторов, влияющих на формирование высокоемких коллекторов, необходимо выделить: условия седиментогенеза; скорость и цикличность осадконакопления; наличие перерывов и их длительность, обмеление бассейна; изменение термобарических условий при подъеме и опускании территории; химизм и скорость движения подземных вод.

Прогноз сохранения высокоемких коллекторов при погружении на большие глубины должен быть основан на исследовании литогенетических типов пород; определении влияния седиментационных признаков; установлении зон преимущественного развития благоприятных вторичных изменений — растворения и выщелачивания; изучении трещиноватости и характера ее влияния на фильтрацию флюидов; на выявлении наличия АВПД.

ЛИТЕРАТУРА

Багринцева К. И. Карбонатные породы-коллекторы нефти и газа. М.: Недра, 1977. 233 с.

Багринцева К. И. Трещиноватость осадочных пород. М.: Недра, 1982. 239 с.

Багринцева К. И., Белозерова Г. Е., Вендельштейн Б. Ю., Шершуков И. В. Исследование и оценка карбонатных коллекторов сложного строения: Обзор и рекомендации. М.: ВНИГНИ, 1985. 76 с.

Багринцева К. И., Белозерова Г. Е., Суханова С. В. и др. Трещиноватость низкопористых карбонатных пород и методы ее изучения. М.: ВИЭМС, 1986. 62 с.

Белозерова Г. Е. Методика оценки первичных условий осадконакопления и их значение для формирования коллекторов в карбонатных породах // Особенности строения и формирования сложных коллекторов. М.: ВНИГНИ. 1982. Вып. 239. С. 22—37.

Дмитриевский А. Н. Системный литолого-генетический анализ нефтегазоносных осадочных бассейнов. М.: Недра, 1982. 228 с.

Добрынин В. М. Метод определения запасов нефти в поровотрещинных коллекторах с АВПД // Геология нефти и газа. 1983. № 12. С. 1—6.

Карбонатные отложения — объект целенаправленных поисков углеводородов. М.: ИГиРГИ, 1984. 196 с.

Коллекторы нефти и газа на больших глубинах. М.: МИНХиГП, 1980. 203 с.

Коллекторы нефти и газа на больших глубинах: Тез. докл. III Всесоюз. конф. М.: МИНХиГП. 1983. 120 с.

Кузнецов В. Г. Геохронологическое и тектоническое расположение нефтегазоносных типов мира // Тез. докл. V Всесоюз. семинара: Формации осадочных бассейнов. М.: Изд-во МГУ. 1985. С. 48—52.

Максимов С. П., Дикенштейн Г. Х., Лоджевская М. И. Формирование и размещение залежей нефти и газа на больших глубинах. М.: Недра, 1984. 288 с.

Особенности строения и формирования сложных коллекторов. М.: ВНИГНИ, 1982. 256 с.

Прошляков Б. К., Гальянова Т. И., Пименов Ю. Г. Прогнозная оценка глубокозалегающих пород-коллекторов в Прикаспийской впадине // Коллекторы нефти и газа на больших глубинах. М.: МИНХиГП. 1983. С. 23—30.

Соколов Д. С. Основные условия образования карста. М.: Гостоптехиздат, 1962. 232 с.

Уилсон Дж. Л. Карбонатные фации в геологической истории. М.: Недра, 1980. 462 с.

Шершуков И. В. Зависимость свойств карбонатных поровых коллекторов от фациальных условий осадконакопления на месторождении Карачаганак // Сов. геология. 1986. № 12. С. 43—60.

Щеглов В. Б. Карбонатные породы-коллекторы Карачаганакского газоконденсатного месторождения // Коллекторы нефти и газа на больших глубинах. М.: МИНХиГП, 1983. С. 149—151.

КАРБОНАТНЫЕ И ГЕНЕТИЧЕСКИ СВЯЗАННЫЕ С НИМИ ОТЛОЖЕНИЯ

УДК 551.86 (575.1:575.3) : 552.54

И. И. БЕБЕШЕВ, Ю. В. МАКАРОВ

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ АФГАНО-ТАДЖИКСКОЙ ДЕПРЕССИИ В ПОЗДНЕЮРСКОЕ ВРЕМЯ

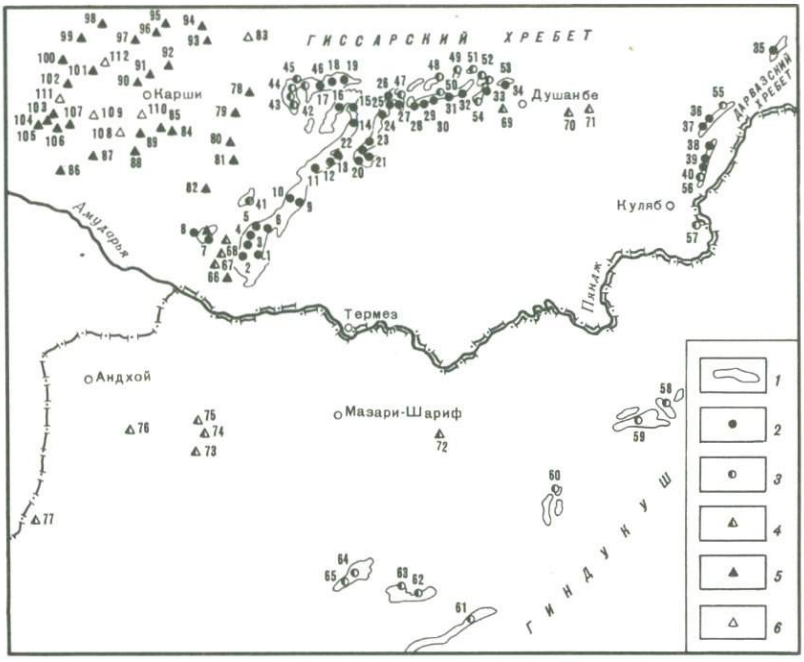
С верхнеюрскими отложениями Средней Азии, включая Афгано-Таджикскую впадину, связаны многие виды полезных ископаемых, среди которых наиболее важными являются нефть, газ, калийные соли. Знание генезиса этих отложений, условия их формирования имеют как теоретическое, так и практическое значение. Однако до сих пор обобщающие работы по литолого-фациальным и палеогеографическим исследованиям отсутствуют. Имеющиеся работы по верхнеюрским отложениям Афгано-Таджикской депрессии посвящены отдельным ее районам. В частности, наиболее детально изучены северное обрамление депрессии, территория Гиссарского хребта и его отрогов [Шехтман, 1941; Станкевич, 1959; Синицин, 1962; Троицкий, 1967; Попов и др., 1968; Тимофеев и др., 1986]. Значительно менее изучены Северный Афганистан и Дарваз. Работы, посвященные верхнеюрским отложениям данных районов, отражают частные вопросы стратиграфии и тектонического развития [Браташ и др., 1970; Грзделов и др., 1968; Славин, 1976].

Перед авторами стояла задача на основе детального литолого-фациального анализа выявить генезис верхнеюрских отложений и восстановить палеогеографические условия их накопления. Фактическим материалом послужили свыше 40 естественных обнажений, детально описанных и изученных авторами, и около 40 скважин. Кроме того, были использованы литературные данные (см. рисунок).

Настоящая статья является продолжением ранее опубликованных работ, в которых были рассмотрены главным образом вопросы вещественного состава нижне- среднеюрских отложений, их генезиса и условий формирования.

Афгано-Таджикская впадина в позднеюрское время представляла собой восточное продолжение крупного эпиплатформенного морского бассейна, протягивавшегося от Копетдага до Иркиштама, являвшегося северной шельфовой зоной Мезотетиса.

Работами многочисленных исследователей [Акрамходжаев и др., 1974; Алферов и др., 1978; Арифджанов, 1975; Бабаев, 1983, 1984; Безносов и др., 1978; Браташ и др., 1970; Ильин и др., 1976; Курбатов, Репман, 1980; Мирзоев, 1985; Михеев и др., 1974; Седлецкий, 1970;



Карта фактического материала

1 — выход юрских отложений на дневную поверхность; *2* — разрезы, изученные авторами: 1 — Вандоб, 2 — Обдара, 3 — Дарай-дара, 4 — Карагач-сай, 5 — Ходжиапиль, 6 — Анырчак, 7 — Шурча, 8 — Кансай, 9 — Хатак, 10 — Хатак-I, 11 — Дербент, 12 — Туада, 13 — Аулат, 14 — Сангардак, 15 — Бахча, 16 — Чак-Чар, 17 — Зармас, 18 — Вуары, 19 — Таш-курган, 20 — Фангарт, 21 — Хауз, 22 — Дугаб, 23 — Курганча, 24 — Хояк, 25 — Дибодом, 26 — Хондиза, 27 — Нилю, 28 — Гулиоб, 29 — Шаргунь, 30 — Оби-Заранг, 31 — Ширкент, 32 — Ташкутан, 33 — Варгандог, 34 — Лучоб, 35 — Мианаду, 36 — Оби-Питоуду, 37 — Иокунж, 38 — Шкельдара, 39 — Зарбуз, 40 — Гринг; *3* — разрезы, описанные другими исследователями: 41 — Тюбегатанг, 42 — Кокдумалак, 43 — Лянгар, 44 — Гуль-дара, 45 — Ишкент, 46 — Кумурли, 47 — Гуруд, 48 — Пошми-куна, 49 — Сарбин-сай, 50 — Гуру-Фатьма, 51 — Хакими, 52 — Бова-Мазари, 53 — Суффа, 54 — Сангмиля, 55 — Оби-Равноу, 56 — Куляхо, 57 — Чоск, 58 — Замбурак, 59 — Чаль, 60 — Нахрин, 61 — Каркар-Дудкаш, 62 — Сары-Ассия, 63 — Шабашек, 64 — Дахани-Тор, 65 — Лела; *4* — скважины, описанные другими исследователями: 66 — № 100; 67 — № 95; 68 — № 96, 69 — Шаамбары, 70 — Андыген № 100, 71 — Гумбулак № 170, 72 — Кухиальбурзская, 73 — Ходжа-Булак, 74 — Ходжа-Гугердак, 75 — Етым-Таг, 76 — Джилинская, 77 — Джигдалек; *5* — скважины, изученные авторами: 78 — Яккасарай № 2, 79 — Жилинская № 1, 80 — Аманата № 2, 81 — Кошкудук № 1, 82 — Кызылча № 1, 83 — Увада № 2, 84 — Зафар № 5, 85 — Восточный Янгикент № 1, 86 — Ходжамбаев № 1, 2, 3, 87 — Гирсан № 7, 88 — Нишан № 3, 89 — Северный Нишан № 1, 90 — Западный Каратай № 3, 91 — Южный Кунгуртау № 1, 92 — Муллакуват № 1, 93 — Южный Сарыча № 1, 94 — Гордан № 2, 95 — Башкудук № 1, 96 — Хайдар № 1, 97 — Западный Карабаир № 1, 98 — Восточный Кызыл-Рабат, 99 — Северный Шумак № 1, 100 — Рассылкудук № 3, 101 — Северный Майманак № 1, 2, 3, 102 — Майманактау № 3, 103 — Кележак № 1, 104 — Хыдыркудук № 1, 105 — Кокдумалак № 1, 106 — Култак № 1 и 2, 107 — Уракбай № 2; *6* — скважины, изученные по данным ПГО «Узбекнефтегазразведка»: 108 — Камаши № 1, 109 — Айзават № 1, 110 — Бешкент № 5, 111 — Памук № 1, 112 — Каракум № 1

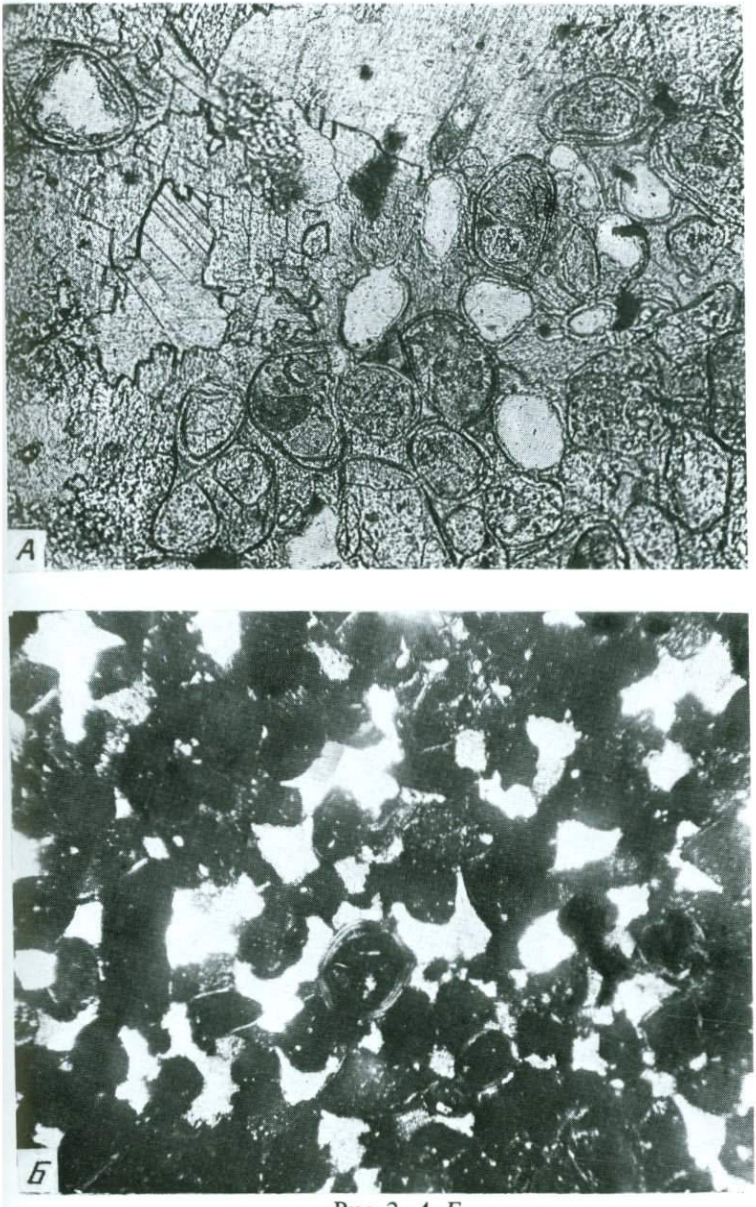
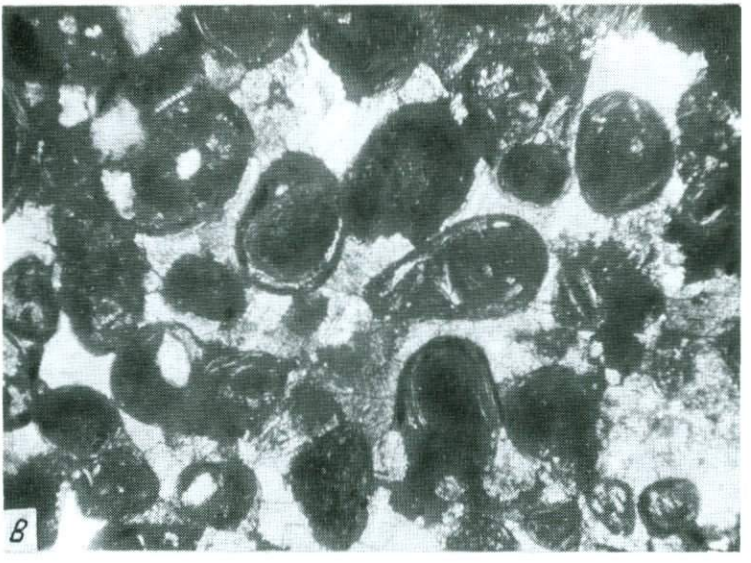


Рис. 2, *А, Б*

К статье В.Н. Холодова



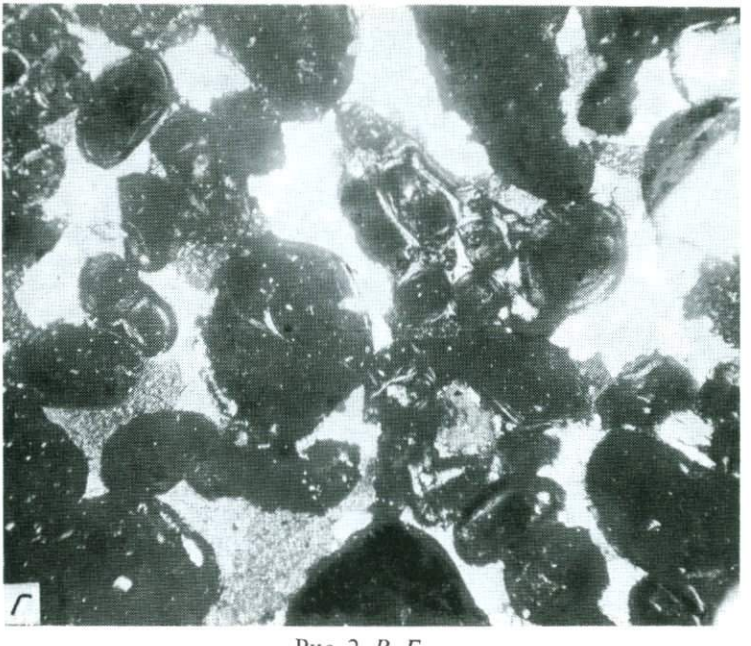


Рис. 2, *В, Г*

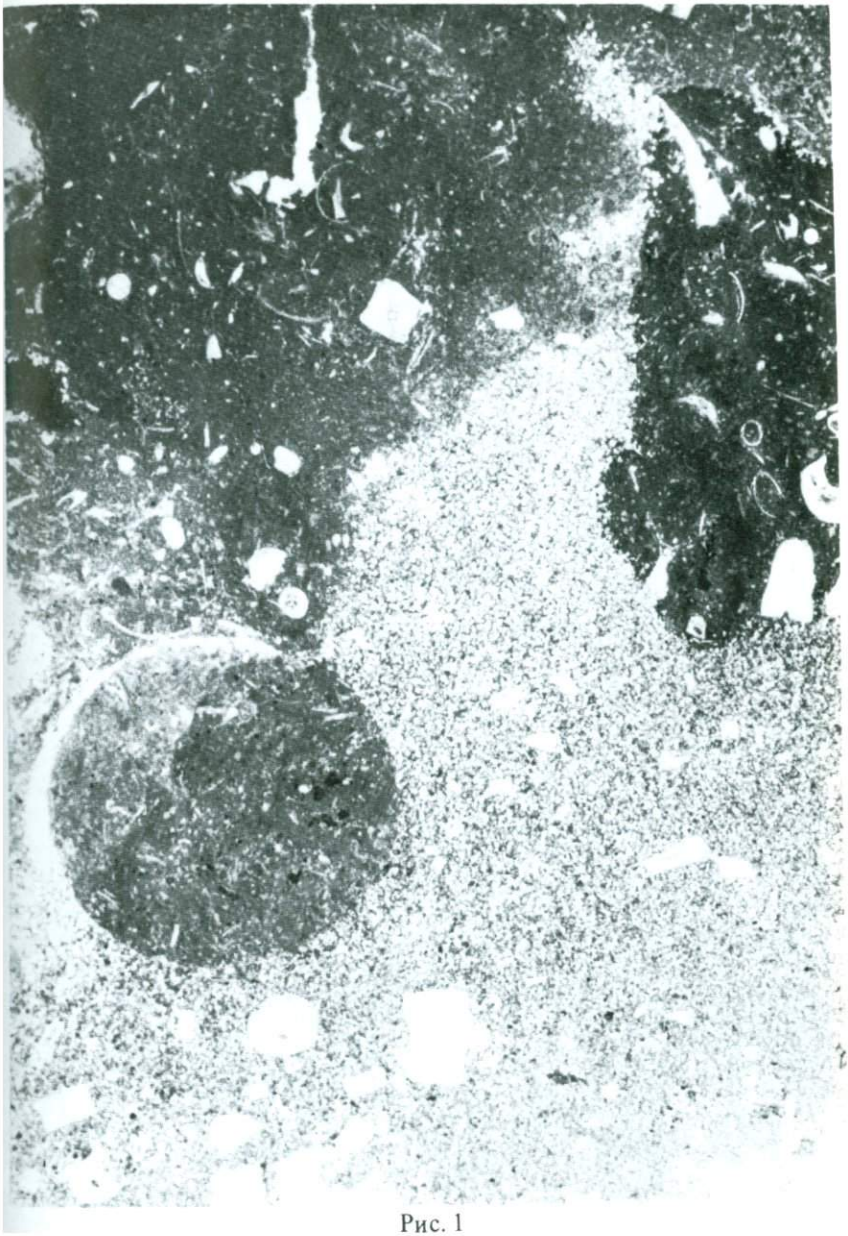


Рис. 1

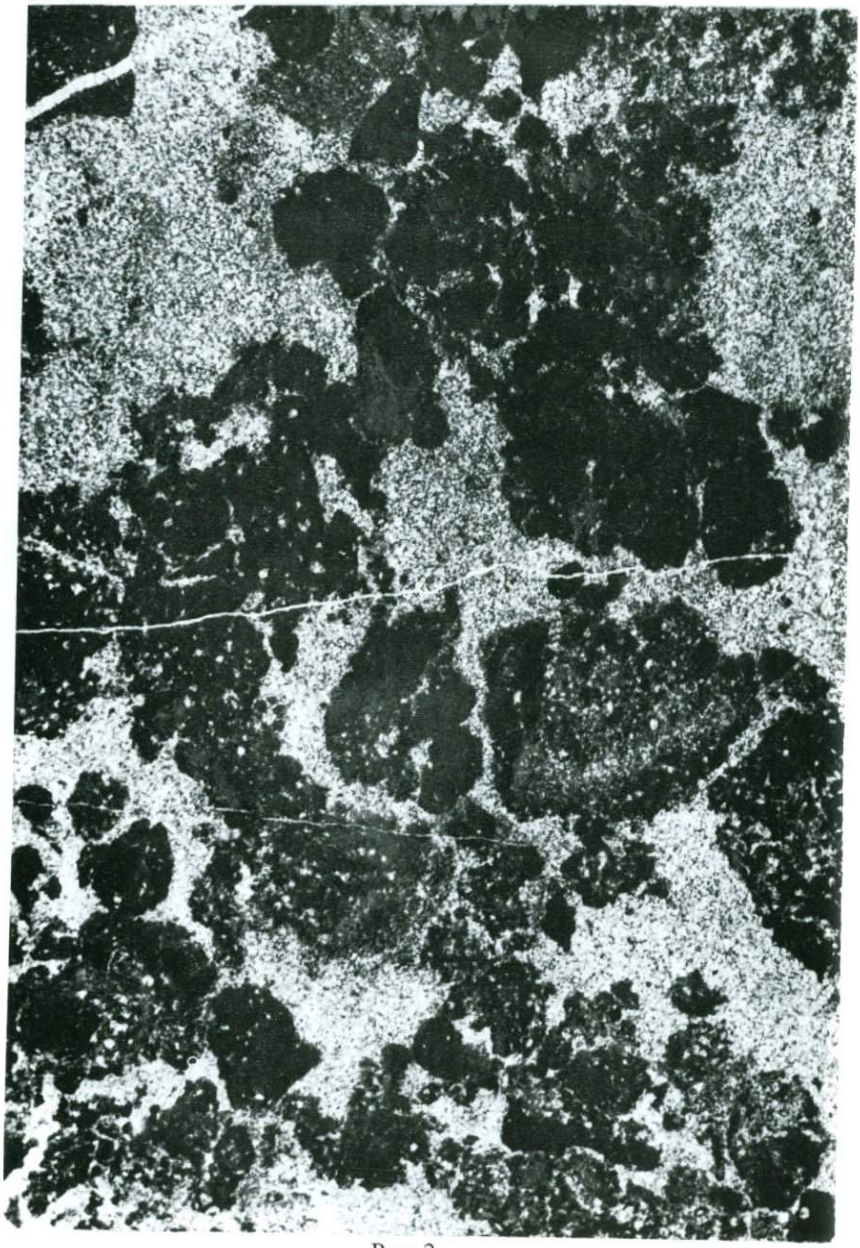


Рис. 2

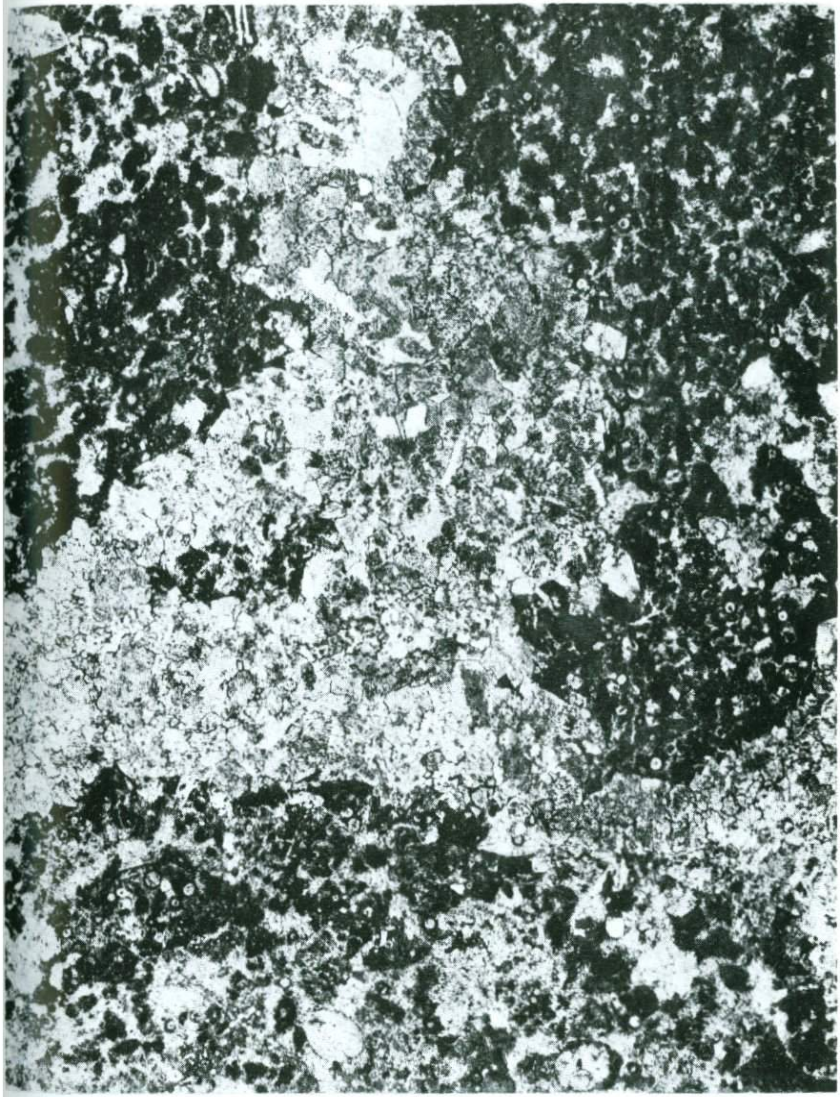


Рис. 3

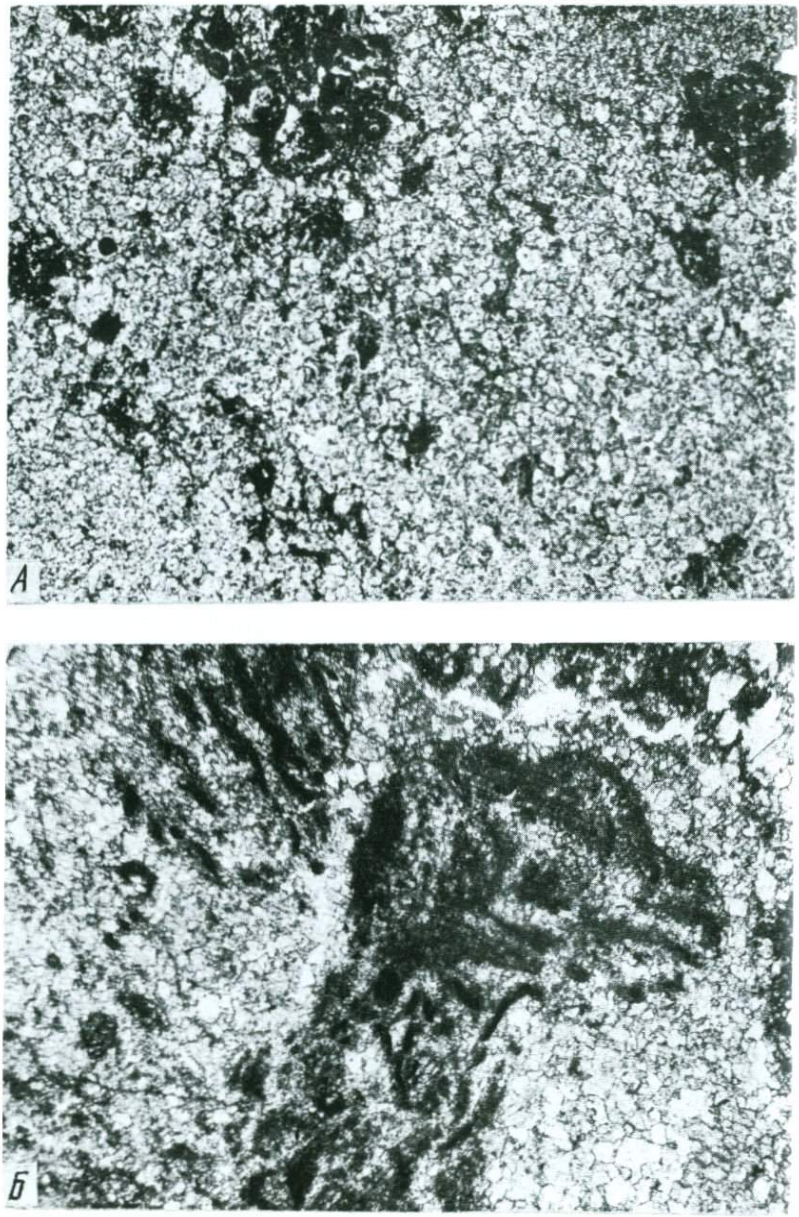
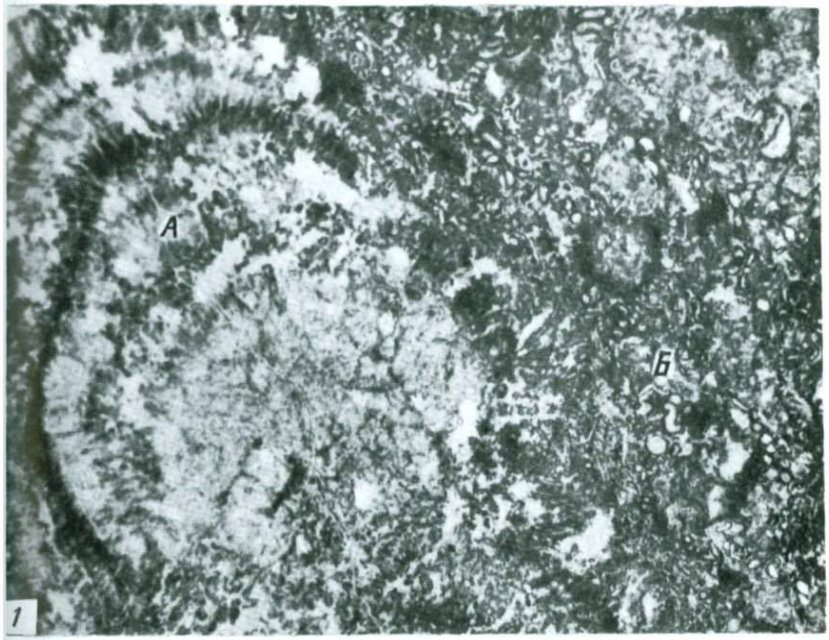


Рис. 4



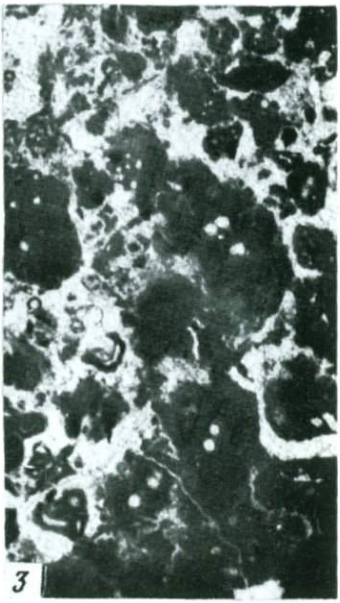


Рис. 4

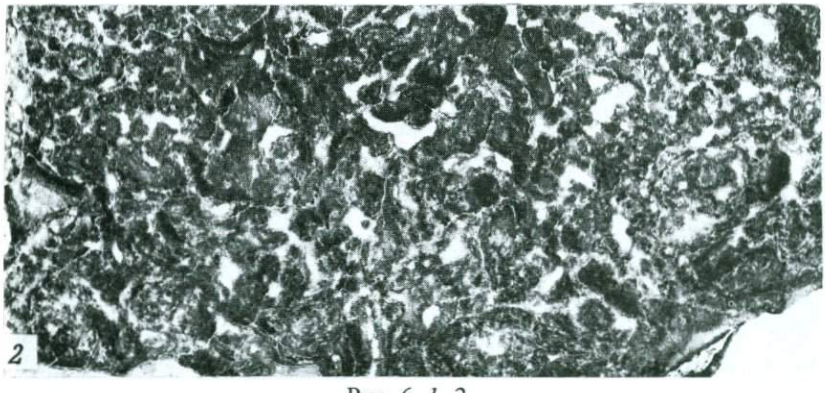


Рис. 6, *1, 2*

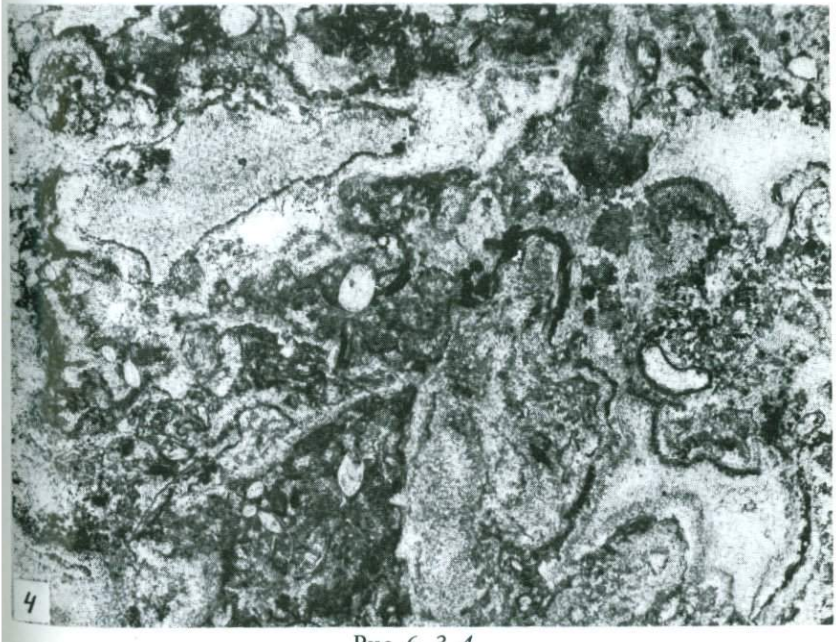


Рис. 6, *3, 4*

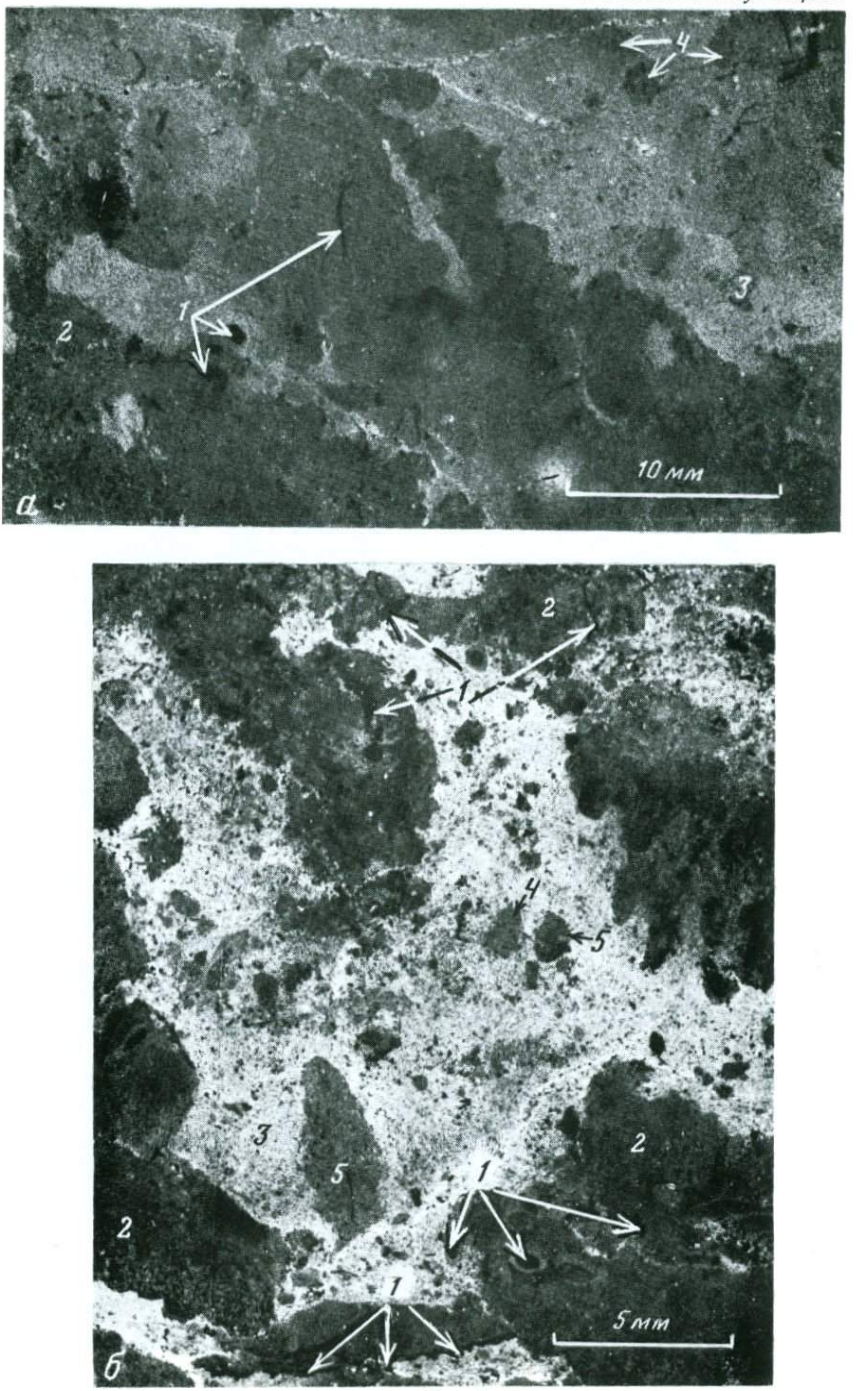


Рис. 3

Рис. 2, I

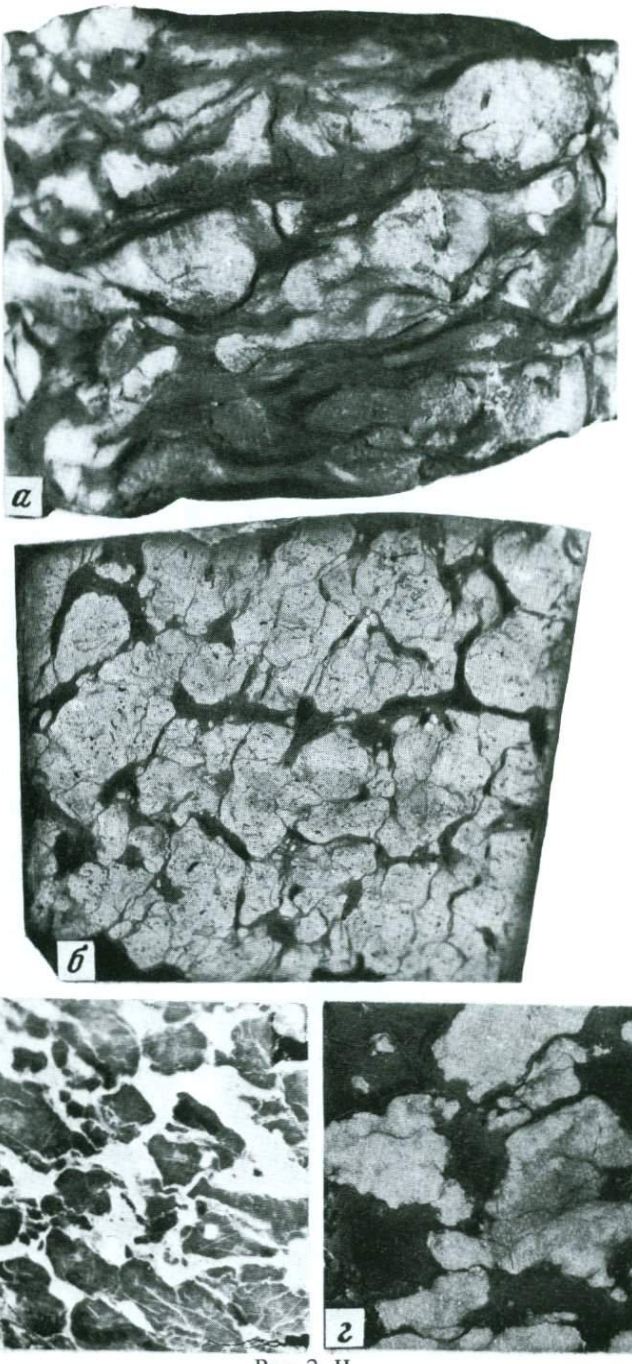
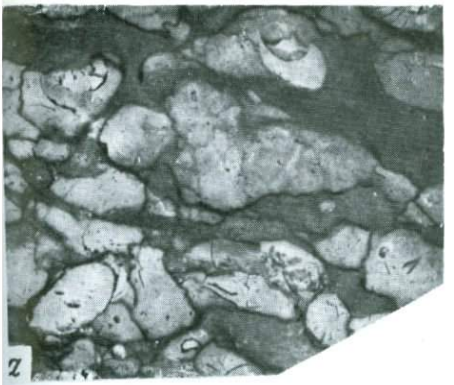
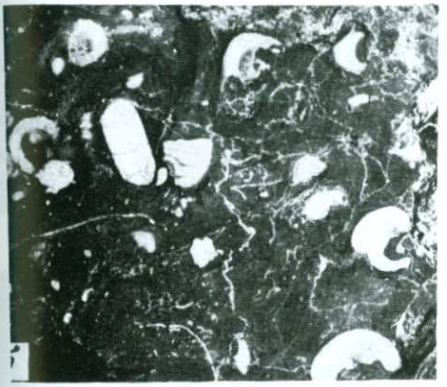


Рис. 2, II





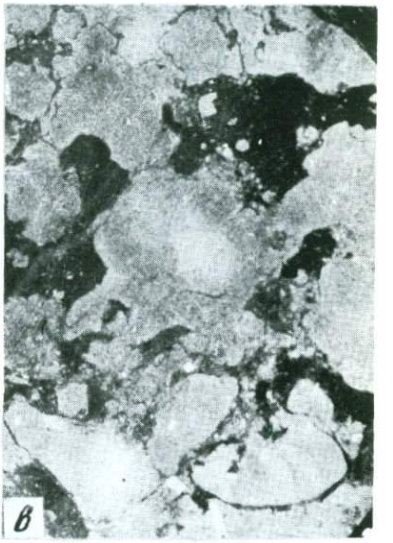


Рис. 2, III

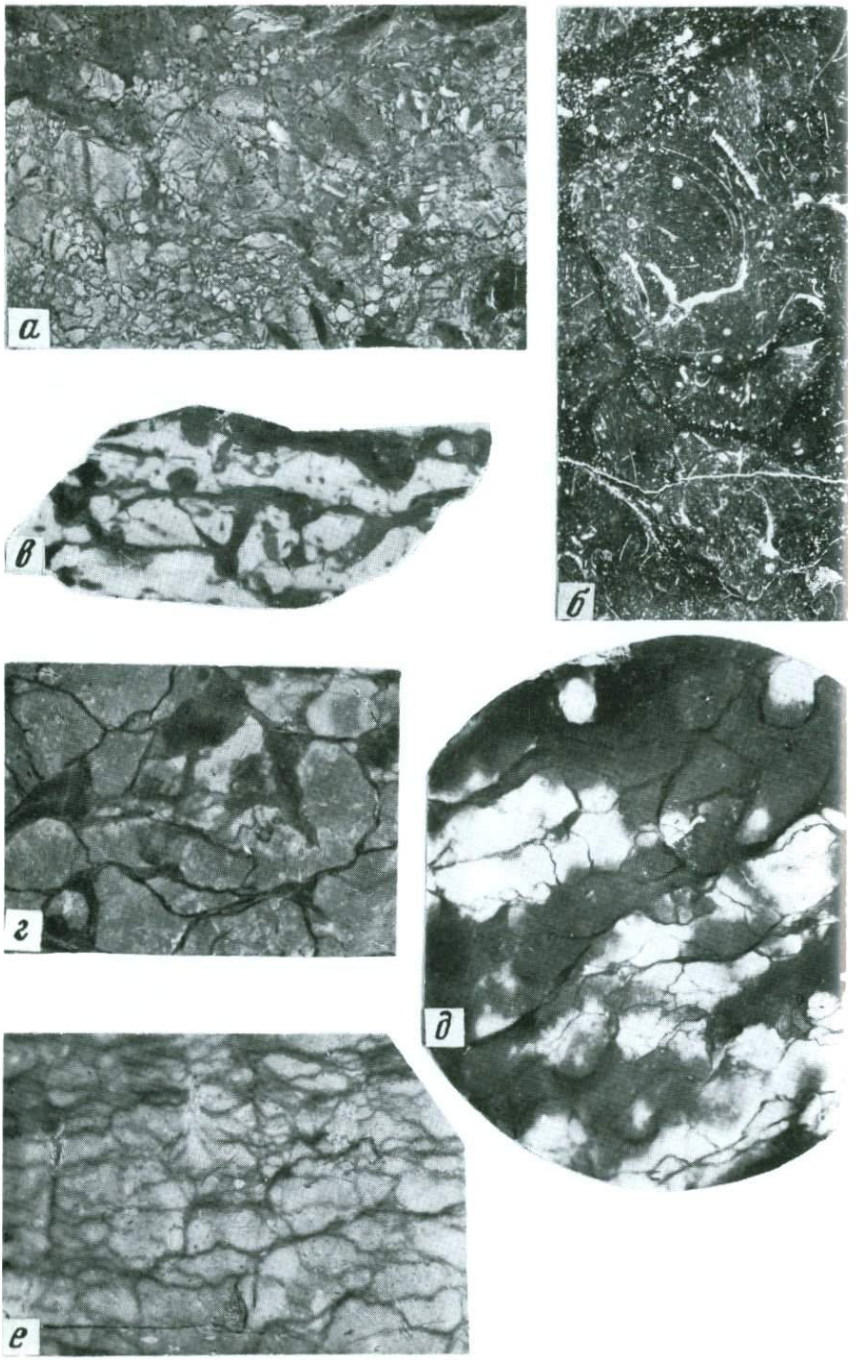
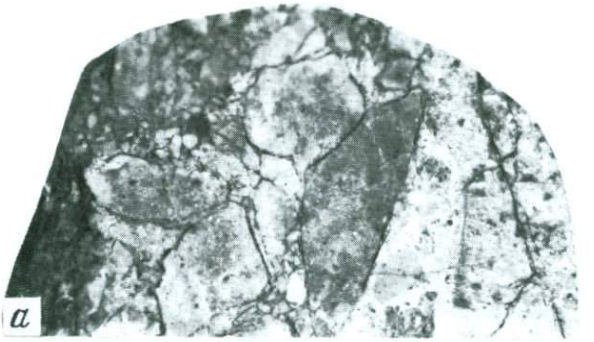


Рис. 2, IV



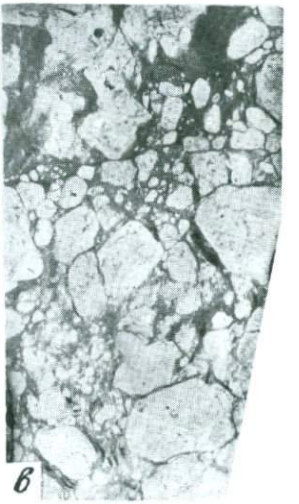


Рис. 2, V

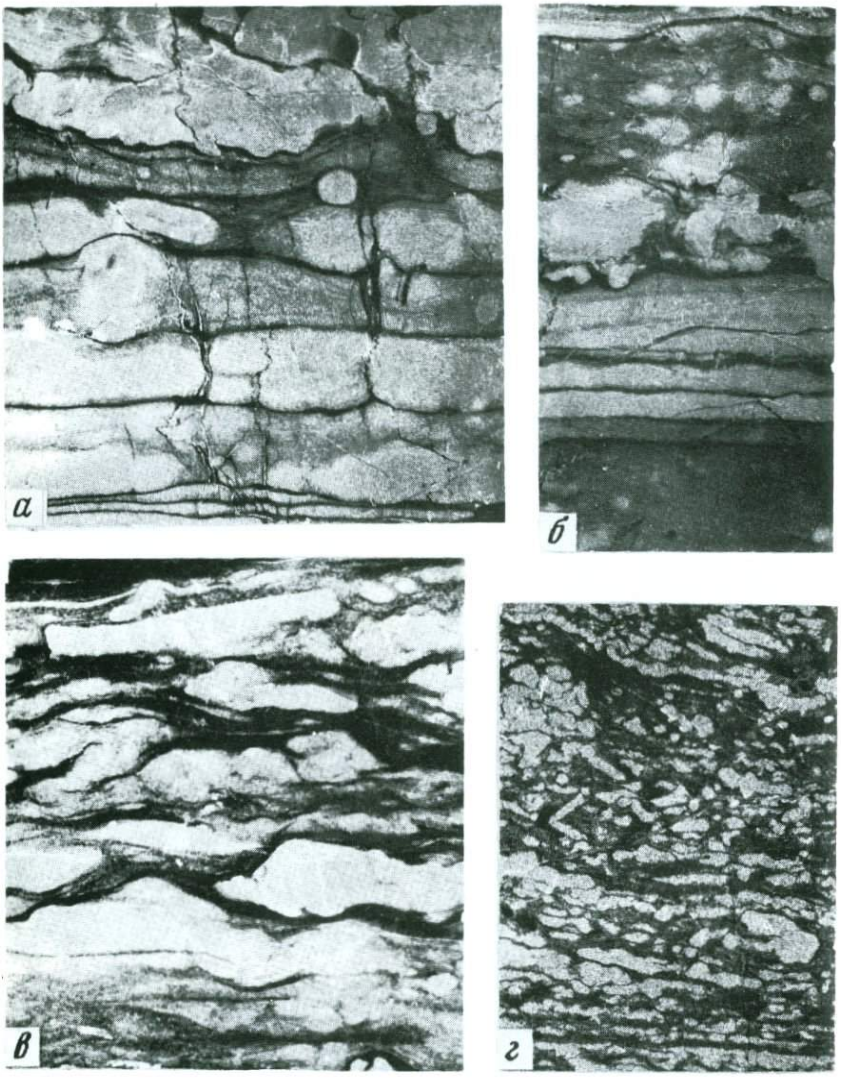


Рис. 2, VI

Синицин, 1962; Тимофеев и др., 1986; Троицкий, 1967; Фортунатова, 1985], проведенными в пределах северного и южного обрамления Афгано-Таджикской депрессии и смежных с ней районов, показано, что осадконакопление в течение всей поздней юры осуществлялось в едином климатическом поясе и в сходных тектонических и палеогеографических режимах.

Наши исследования проводились методом литолого-фациального анализа, разработанного и усовершенствованного в Геологическом институте АН СССР [Тимофеев, 1969, 1970].

Верхнеюрские отложения представляют собой полифациальный комплекс, сформированный в условиях аридного климата и сложенный терригенными, терригенно-карбонатными, карбонатными, сульфатными и галогенными отложениями континентального, континентально-морского и морского генезиса. Терригенные отложения представлены разнозернистыми гравелитами, песчаниками, алевролитами, аргиллитами и углистыми аргиллитами. Терригенно-карбонатный и карбонатный комплекс пород сложен известняками песчанистыми, глинистыми, обломочными, брекчированными, оолитовыми, сгустковыми, комковатыми, органогенно-обломочными, детритусовыми, шламовыми, органогенными. Эти генетические комплексы образованы в келловей-оксфордское время. В кимериджское, возможно, в титонское время в пределах рассматриваемого региона накапливались осадки, являвшиеся результатом интенсивного испарения морской воды представлены загипсованными глинами, гипсо-ангидритами, доломитами, натриевыми и калийными солями. В настоящее время отсутствует единая общепринятая стратиграфическая схема расчленения верхнеюрских отложений. В качестве рабочей нами принята схема, предложенная Алиевым в 1981 г., согласно которой в составе верхней юры выделяются нерасчлененные отложения келловей—оксфорда и кимеридж—титона.

Прежде чем перейти к палеогеографическим реконструкциям, необходимо уточнить границы позднеюрского осадочного бассейна, поскольку по этому вопросу существуют различные суждения. На севере и северо-западе его граница не вызывает сомнения и совпадает с выходами юрских отложений по южному склону Гиссарского и Алайского хребтов. На юге она устанавливается по выклиниванию верхнеюрских отложений в районе североафганского выступа палеозойских пород и древних горных сооружений Бадахшана. Восточная и северо-восточная граница бассейна наиболее проблематична и, по нашим представлениям, находилась несколько южнее и совпадает с современными выходами юрских отложений в районе Иркиштама и пика Пограничников [Тимофеев и др., 1986]. В настоящей статье Алайская зона нами не рассматривается.

Существование основных ландшафтных зон в позднеюрском осадочном бассейне рассматриваемого региона определялось соотношением и интенсивностью проявления регрессивно-трансгрессивных циклов единого крупного среднеазиатского эпиконтинентального морского бассейна, общих и локальных тектонических перестроек и наличием определенных геоморфологических и благоприятных климатических условий.

В раннекелловейское время основные ландшафты во многом были унаследованы от предшествующего этапа [Бебешев, 1976; Тимофеев и др., 1986; Троицкий, 1967]. В это время трансгрессия морского бассейна,

распространявшаяся с запада, покрывает водами значительную часть Афгано-Таджикской впадины. На севере море достигает широты Ташкутана, на юге — Мазари-Шерифа, на востоке оно подступает непосредственно к горным сооружениям Дарваза и Бадахшана. Ранее существовавшие небольшие и крупные поднятия доюрского рельефа (кроме Шаамбары-Сангмилинского и частично Мазари-Шерифского) вовлекаются в область морского осадконакопления. Значительно сократились в размерах выступы древних поднятий (Чошский, Ширкентский, Грингский). Очевидно, что унаследованная дифференциация рельефа дна на этом этапе способствовала образованию островной суши не только в прибрежной полосе, но и далеко в море. Береговая линия имела причудливые очертания и была изрезана речными потоками, между которыми часто располагались затишные зоны заливов и лагун.

Континентальные приморские ландшафты образованы главным образом в результате деятельности постоянных речных потоков, которые в основном были унаследованы от предшествующего этапа и обладали всеми чертами равнинного характера. Наиболее достоверно отложения этих ландшафтов прослежены на северном борту впадины в районах Ташкутан, Лучоб и на востоке — в Мианаду и Чаль. Они представлены главным образом гравелитами и песчаниками с крупной косой однонаправленной слоистостью, с хорошей ритмичной сортировкой материала. Значительная их мощность, широкое площадное развитие, а также подчиненное распространение пойменных фаций свидетельствуют об интенсивном характере денудации водосборных площадей, активной выработке профиля равновесия и широком меандрировании речных систем. Формирующиеся в восточной части Мечетли и на Дарвазе терригенно-минеральные ассоциации преимущественно аркозового и полевошпат-кварцевого грауваккового состава указывают на относительную тектоническую активность этих регионов, когда в область денудации постоянно вовлекаются невыветрелые материнские породы. Эти древние поднятия, очевидно, характеризовались относительной расчлененностью рельефа. В то же время на западе Гиссарского хребта и на южном борту впадины аллювиальная приморская равнина значительно сократилась в размерах и море непосредственно подступало к выровненным слабо расчлененным древним поднятиям. Накапливавшийся обломочный материал в районе Яккабаг, Чак-Чар свидетельствует о денудации преимущественно пород осадочно-метаморфического комплекса и кор выветривания, глубоко перерабатывавших интрузивные тела Гиссарского батолита.

Озерные ландшафты по сравнению с предшествующими этапами [Бебешев, 1976; Тимофеев и др., 1983, 1986; Троицкий, 1967] менее распространены и имеют несколько иное строение. Позднеюрская глобальная морская трансгрессия, охватившая весь юг Средней Азии, совпала с резким изменением климата. Существовавший в ранне-среднеюрское время гумидный климат сменился аридным в мальме [Синицин, 1962; Троицкий, 1967]. Наземная растительность постепенно редуцировалась, исчез травяной покров, прекратились процессы торфонакопления. Окраска осадков континентального генезиса становится пестроцветной, а на Дарвазе преобладает красноцветная. Отложения озерных водоемов, расположенных преимущественно на широких аллю-

виальных равнинах (Хакими), маломощны и локальны по простиранию.

Обломочный гравийно-песчано-алевритовый материал, выносимый в большом количестве реками, на этом этапе формировал обширные, глубоко вдающиеся в море дельты, а также в виде широкой полосы (от 30 до 70 км на северном и восточном бортах впадины) разносился вдоль побережья, осаждаясь в зависимости от динамики водной среды по гранулометрическому признаку. Наиболее тонкие алеврито-глинистые илы накапливались в междельтовых пространствах, в лагунах, огражденных от действия открытых морских волн песчаными барами, валами, косами, ракушняковыми банками, а также в глубоко вдающихся в берег заливах. Тонкая горизонтальная и мелкая волнистая слоистость часто подчеркивается растительным детритом и слюдистыми минералами. Зона развития открытых прибрежных мелководных осадков в районе южных и юго-западных отрогов Гиссарского хребта отчетливо подразделяется на внешнюю подзону, где преимущественно накапливались терригенные и карбонатно-терригенные отложения, и внутреннюю, в осадках которой значительно увеличивается роль карбонатного материала и детритуса морских организмов.

В районе Дарвазского хребта в позднеюрское время были распространены осадки только внешней прибрежной зоны (глина, пески, разнозернистые алевриты), что еще раз подчеркивает близость областей сноса, их расчлененность и постоянное активное воздымание. Напротив, по южной периферии морского бассейна внутренняя зона была значительно более суженной и непосредственно у побережья формировались преимущественно прибрежные оолитовые пески.

В сторону открытого моря прибрежные палеоландшафты постепенно сменялись своеобразными обстановками. С удалением от побережья роль континента как поставщика обломочного материала резко уменьшается. Здесь наибольшее значение уже приобретают внутренние собственные биологические, минералогические, гидрохимические, гидродинамические и другие факторы морского бассейна. Как известно [Сендерс, Фридмен, 1970; Страхов, 1960; Хворова, 1953] накопление карбоната кальция происходит либо в виде частиц, вынесенных во взвешенном состоянии из областей сноса, либо в процессе неорганического или органического осаждения углекислого кальция из морской воды. Причем последнее явление связано как с накоплением углекислого кальция внутри организмов, так и с изменением ими в процессе жизнедеятельности химических параметров вод. В позднеюрском среднеазиатском морском бассейне накопление мощных карбонатов осуществлялось в основном за счет внутренних ресурсов, при этом соотношение хемогенных и органогенных факторов на разных этапах менялось.

В раннекелловейское время в зоне открытого мелководья морского бассейна в условиях интенсивной аэрации морской воды, теплого климата, хорошей освещенности дна, малого поступления терригенного материала отмечена активная жизнедеятельность зоо-фитоорганизмов. Отложения этой зоны содержат обильные и разнообразные остатки, представленные зарывающимися двустворками, брахиоподами, устрицами, губками, аммонитами, одиночными кораллами, морскими ежами [Ильин и др., 1976; Курбатов, Репман, 1980].

В зависимости от глубины бассейна, наличия относительно опущенных и приподнятых участков морского дна, подводных течений, частоты и уровня воздействия обычных и штормовых волн в этой зоне создавались условия с большей или меньшей интенсивностью движения придонных вод, что находило свое отражение в распределении био-тафоценозов и карбонатных осадков. В пределах открытого мелководья выделяются подзоны с активной и пассивной динамикой водной среды. Наиболее характерными чертами раннекелловейских ландшафтов в пределах Афгано-Таджикской впадины являются общая выровненность рельефа дна, активная гидродинамическая среда и их мелководность. Здесь и накапливались оолитовые, органогенно-обломочные пески, брекчированные известняки, часто содержащие разной степени сохранности мелкий и крупный детритус. Текстуры этих отложений, меняющиеся от мелкой волнистой до пологой одно- и разнонаправленной, сходящаяся, часто взаимосрезающаяся слоистость свидетельствуют о весьма разнообразной активной динамике водной среды. Чрезвычайно важное палеогеографическое значение приобретают ооидно-оолитовые пески, которые, по свидетельству многих исследователей [Ньюэлл, 1957; Illing, 1954; Sterman et al., 1970; Peter et al., 1978; Carozzi, 1961], образуются в условиях мелководья и активной гидродинамики водной среды. В пределах рассматриваемого региона встречены оолиты четырех типов. Для первого характерно преобладание ооидных форм. Как правило, вокруг крупных и мелких полуокатанных и угловатых песчано-алевритовой размерности обломков кварца, реже крупного детритуса сформирована одна тонкая кальцитовая оболочка. Второй тип представлен мелкими и средними (до 1мм) оолитами с хорошо выраженным концентрическим строением темных и светлых оболочек. В качестве ядра часто встречаются мелкие обломки (комки) пелитоморфного карбоната, отдельные окатанные фрагменты организмов, реже алевритовой размерности кварцевые зерна. Оолиты третьего типа имеют ярко выраженное радиально-лучистое и концентрическое строение. Размеры их порой достигают 2—3 мм. Часто они не имеют зачаточного ядра, которое сложено более плотным (темным) однородным пелитоморфным карбонатом. Четвертый тип широко распространен и, очевидно, первоначально имел все черты строения, аналогичные второй и третьей разновидностям. Однако вследствие интенсивного проявления эпигенетических изменений, выразившихся прежде всего в перекристаллизации верхнеюрских карбонатных осадков, часто наблюдается затушовывание первоначальной структуры. На фоне однородной разнозернистой карбонатной массы как бы «просвечивают» оолитоподобные (псевдооолитовые, комковатые) образования. Первый тип оолитов наиболее распространен в прибрежных осадках, тогда как остальные встречены только в открытой мелководной зоне с активной динамикой водной среды. Существует определенная взаимосвязь строения различных типов оолитов со скоростью формирования оболочек (в современных осадках — арагонита) и гидродинамической активностью среды [Rusnak, 1960]. Так, быстрое нарастание оолитов приводит к образованию концентров, сложенных неориентированными криптокристаллическими кристаллами. Более медленные темпы нарастания в условиях активной динамики водной среды приводят к образованию радиально-лучистой

и тангенсальной ориентировки кристаллов. Все это является важными диагностическими признаками, позволяющими интерпретировать фациальные условия среды осадконакопления. Часто те или иные типы оолитовых песков оконтуривают береговую линию в виде подводных валов, баров, к которым приурочены многочисленные устричные банки, а также трассируют в открытом море отмельные участки.

В раннекелловейское время в пределах открытого мелководья подчиненное значение имели подзоны со спокойными гидродинамическими условиями среды осадконакопления, обусловленные преимущественно унаследованными неоднородностями рельефа. В них наряду с окатанным детритусовым материалом, привнесенным с отмельных участков, формировались сгустковые, комковатые, пятнистые, часто копролитоподобные образования, имеющие, как правило, органическое происхождение. Эти отложения характеризуются однородным кальцитовым составом, горизонтальной выдержанной слоистостью и постепенными фациальными взаимоотношениями. Первичные структуры часто нарушены вследствие деятельности различных илоядных организмов (моллюсков-камнеточиц, губок, водорослей) и периодического кратковременного взмучивания карбонатных илов под воздействием штормовых волн, подводных течений, обмеления водоема или нивелировки рельефа.

И наконец, в центральной части раннекелловейского морского бассейна в пределах Афгано-Таджикской впадины располагалась зона удаленного (относительно глубоководного) карбонатонакопления. В ней формировались наиболее обедненные органическими остатками однородные тонкозернистые карбонатные осадки, которые часто на границе с открытым мелководьем содержат тонкий шламовый и глинистый материал. Образование шлама, очевидно, происходило в результате многократного дробления и перетирания осадка на открытой мелководной равнине и переотложения в более удаленных (относительно глубоководных) участках [Хворова, 1953]. Очевидно, эта зона не была непрерывной, а образована несколькими наиболее прогнутыми впадинами субмеридионального простирания.

Трансгрессия морского бассейна достигала наибольшего размаха в среднекелловейское время, когда морские воды перекрыли не только Афгано-Таджикскую впадину, но и проникли далеко в Алайскую долину. В позднекелловейское время уровень моря стабилизировался, а в отдельных регионах (северный борт впадины) в связи с изменением профиля морского дна в прибрежных зонах фиксируются осадки, свидетельствующие об обмелении этого региона.

Области древних поднятий на севере и юге впадины, очевидно, в значительной степени были снивелированы. Общая усилившаяся аридизация климата привела к сокращению водосборных площадей, ослаблению деятельности речных систем и уменьшению выноса ими терригенного материала. Существовавшие ранее на приморской равнине озерные водоемы почти полностью исчезают.

Только на востоке Афгано-Таджикской впадины, в районе современного Дарвазского хребта, море незначительно распространилось на прилегающую сушу. Постоянная тектоническая активность этого региона в позднеюрское время периодически нарушала профиль равновесия,

выработанный речными потоками. В районах современного выхода юрских отложений на дневную поверхность по южным и юго-западным склонам Дарвазского хребта происходило накопление преимущественно гравийно-песчаных отложений подводнодельтового генезиса [Лучников, Полянский, 1974; Тимофеев и др., 1986]. Зона распространения терригенных осадков в море здесь широка и достигает 80—90 км. Вследствие постоянных восходящих движений прилегающей суши, очевидно, в восточной части региона в позднеюрское время преобладали крайне мелководные условия осадконакопления с отдельными локальными депрессионными участками, где формировались карбонатно-глинистые илы.

Тектоническая активность этого региона подтверждается неизменным полевошпат-кварцевым граувакковым составом осадков, формировавшихся в условиях постоянного вовлечения в область денудации невыветрелых материнских пород осадочно-метаморфического и интрузивного комплекса, широко распространенных в осевой части Дарвазского хребта.

В западной части рассматриваемого региона осадконакопление было более дифференцировано. К сожалению, имеющийся материал по южному борту впадины [Браташ и др., 1970; Грзделов и др., 1968] слабо охарактеризован с точки зрения генетической приуроченности различных типов известняков. Однако имеющаяся характеристика литологического состава верхнеюрского комплекса пород, его строения, мощности отдельных его членов, а также направленность тектонического развития региона позволяют предполагать появление ландшафтных зон, аналогичных тем, которые характерны для северного борта в районе южных и юго-западных отрогов Гиссарского хребта.

Здесь зона прибрежного мелководья значительно сокращена. Ширина ее в среднем составляла 10—15 км и несколько увеличивалась в районе впадения мелких рек (Пралучоб, Прасангардак). Влияние последних на процессы карбонатонакопления сказывается незначительно. В пределах этой зоны накапливались те же осадки, что и в предшествующее время. Несколько иной состав имеют заливно-лагунные отложения. Они представлены главным образом карбонатизированными аргиллитами и алевролитами, глинистыми известняками, а в ряде случаев появляется доломит, доля которого достигает 30—40%.

В зоне открытого мелководья с активной динамикой водной среды развивались устрицы, известковые губки, брахиоподы, гастроподы, фораминиферы, мшанки, морские ежи, водоросли, кораллы. Однако целые находки этих организмов, как правило, редки. Они претерпели многократное дробление в результате воздействия волн и илоядных организмов. В прижизненном состоянии они формировали многочисленные устричные банки, а также небольшие органогенные постройки (биостромы), сложенные преимущественно кораллово-водорослевыми организмами [Ильин и др., 1976; Михеев и др., 1974; Курбатов, Репман, 1980]. Эти органогенные тела образовывали цепочку небольших береговых рифовых построек в районе Зармас, Чакчар, Дербент, Аулат, Хауз, которые располагались, как правило, на отмельных зонах, подводных валах и других положительных формах морского дна. Мощность отдельных биогермных массивов изменяется от первых до 20—25 м. Они содержат до 50—60% скелетных остатков организмов-рифостроителей, пред-

ставленных колониями кораллов Stilina, Thamnasteria, Cladophyllia и багряными водорослями Solenopora, причем последние, как правило, доминируют [Ильин и др., 1976, Михеев и др., 1974; Фортунатова и др., 1975]. Образования подобного типа прослеживаются также и в закрытых районах Юго-Западного Узбекистана [Арифджанов, 1975; Безносов и др., 1978; Вето и др., 1981; Ильин и др., 1976]. Широкое развитие разнообразных организмов и расположение биогермных построек, очевидно, контролировались многими факторами, главными из которых являются: небольшая глубина, хорошая освещенность и прогреваемость воды, малое поступление терригенного материала и в то же время обильный вынос с континента питательных веществ и микроэлементов, наличие благоприятных морфологических структур. Все это обусловило расцвет известьвыделяющих водорослей и многочисленных организмов-рифолюбов.

Сильная разрушенность этих построек свидетельствует о том, что они выполняли роль своеобразного волнового барьера и изолировали отдельные мелководные зоны от воздействия открытых волн, образуя зарифовые мелководные лагунные ванны с относительно слабой динамической активностью водной среды. Наиболее характерная черта сформированных здесь осадков — повышенная доломитовость (до 25—30%), причем доломитовый минерал часто несет черты эпигенетического происхождения, образуя хорошо ограненные ромбоэдрические кристаллы как по форменным элементам (оолитам, комочкам, обломкам пород), так и по кальцитовому цементу. Очевидно, своеобразные условия осолоненности зарифовых мелководных лагунных ванн в обстановке аридного климата приводили к повышению магнезиальности морской воды и осаждению в первичном виде (вероятно, преимущественно органическим способом) высокомагнезиального кальцита и частично хемогенного доломита. Согласно представлениям Н. М. Страхова и Г. П. Теодоровича [1946], в послепалеозойское время образование доломитовых пород происходило в результате диагенетического замещения осадков карбоната кальция. Однако многие детали процесса такого замещения остаются неясными. Не ясен и сам механизм замещения: заключается он в одновременном растворении замещаемого минерала и отложении замещающего минерала или в ионном обмене, или во вхождении ионов Mg в решетку замещаемого минерала [Fridman, 1964]? Доломитизация отложений зарифового изолированного мелководья часто коренным образом меняет генетический облик осадков. Этот же процесс происходит и в связанных с ними рифогенных постройках.

Описанные синхронные доломиты и доломитизированные отложения на южном борту Афгано-Таджикской впадины [Грзделов и др., 1968] свидетельствуют о наличии изолированного (или полуизолированного) осолоненного морского мелководья, связанного, очевидно, с существованием определенных барьерных систем (валов, отмелей, островов, рифов и т. д.).

По направлению к центральным частям впадины отмечается общее погружение морского дна, вследствие чего происходит обеднение фаунистических комплексов и постепенное фациальное замещение осадков. В зоне открытого мелководья с пассивным гидродинамическим режимом

относительно широкое распространение получили сгустковые, комковатые, пятнистые, водорослевые, капрогенные осадки, происхождение которых часто вызывает разногласия. Под сгустками обычно понимают пелитоморфные микрообразования, имеющие разнообразную форму и расплывчатые границы. Комочки представляют собой округлые и овальные микроструктуры, однородные по строению и имеющие, как правило, хорошо выраженные границы. М. С. Швецов [1948] рассматривает несколько способов их образования. По его мнению, сгустки могут представлять собой хорошо окатанные сингенетические обломки полузатвердевшего ила, комочки химически выпавшего осадка $CaCO_3$, продукты грануляции оолитовых зерен, в которых были уничтожены следы концентров и, наконец, фекалии мелких организмов.

В. П. Маслов [1955], И. В. Хворова [1958] считают, что в образовании таких форм ведущая роль принадлежит синезеленым известьвыделяющим водорослям и илоедам (черви, моллюски, ракообразные и др.).

В сторону удаленных (относительно глубоководных) участков морского бассейна происходит постепенное замещение осадков открытой мелководной зоны темноцветными тонкозернистыми, шламовыми, глинистыми известняками, часто обогащенными точечными включениями пирита. Слоистость этих отложений горизонтальная, волнистая, выдержанная по простиранию. В разрезе породы образуют средне- и толстоплитчатые отдельности.

Таким образом, в позднекелловейское время отмечается некоторое изменение в распределении ландшафтных зон, вызванное отступлением береговой линии в глубь континента, незначительным привносом терригенного вещества, благоприятными геохимическими и гидродинамическими условиями среды для развития в мелководной зоне разнообразных организмов, образующих небольшие биостромовые постройки, а также общим прогибанием центральной части Афгано-Таджикской впадины.

В раннеоксфордское время отмечается частичная регрессия морского бассейна, которая явилась следствием как падения уровня Мирового океана, так и усилившимся прогибанием центральных частей Афгано-Таджикской и Амударьинской впадин. Эта регрессия не столько преобразовала основные ландшафты, существовавшие в позднекелловейское время, сколько изменила их очертания и соотношения. В раннем оксфорде произошло значительное расширение зоны прибрежного мелководья в пределах северного и южного борта Афгано-Таджикской впадины соответственно от 30—40 до 70—80 км. Соотношение внутренней и внешней подзон оставалось примерно одинаковым. Приморская суша была слабо расчленена. В морской бассейн выносился в основном тонкий песчано-алеврито-глинистый материал. Только в районе Дарваза сохранялись условия преимущественно подводно-дельтового и прибрежно-морского осадконакопления. Наиболее достоверные осадки заливно-лагунного генезиса отмечаются в районе Хакими (Южный Гиссар).

Зона открытого мелководья была значительно сокращена в размерах. Существовавшие ранее береговые органогенные постройки, очевидно, неоднократно выводились на дневную поверхность, разрушались и перекрывались осадками прибрежного мелководья. Основные изменения в зоне открытого мелководья связаны с миграцией органогенных построек

в юго-западном направлении [Ильин и др., 1976; Михеев и др., 1974], изменением их строения и пространственной приуроченностью. Так, если в предшествующие периоды биогермы были приурочены к положительным (как правило, унаследованным) структурам в рельефе дна, то в раннеоксфордское время они располагались на стыке удаленной (относительно глубоководной) и мелководной зон, выраженном в рельефе резким перегибом. Такие структуры, по мнению ряда исследователей [Алферов и др., 1978; Байков, 1971; Седлецкий и др., 1977; Цейслер, 1962], связаны с пликативными и дизъюнктивными нарушениями палеозойского основания, а также известняки и доломиты пятнисто-брекчиевидной текстуры ряда ступеней (Чаршангинская, Гаурдакская, Тюбегатангская). Эти флексурно-разрывные зоны наряду с их выраженностью в современной складчатой структуре подтверждаются материалами геофизических исследований и морфометрического анализа [Алферов и др., 1978]. Они прослеживаются в прилегающем к юго-западным отрогам Гиссара Бешкентском прогибе.

Мощность биогермных массивов достигает 100—150 м. Они содержат до 30% колониальных кораллов и багряных водорослей (соленопор), захороненных в прижизненном состоянии. Комплекс колониальных кораллов разнообразен и представлен родами Stilina, Microsolena, Calamophyllia, Thamnasteria, Rhipidogyra. Соленопоры в отличие от позднекелловейских разрастались преимущественно вверх и образовывали столбчатые формы [Михеев и др., 1974]. Все это подтверждает активный рост органогенных построек в условиях усиливающегося прогибания смежной (относительно глубоководной) части морского бассейна. В целом развитие и разнообразие других организмов в это время сократилось [Ильин и др., 1976]. Образования изолированных участков открытого мелководья, связанных с рифогенными системами, в это время не были ярко выраженными. Наряду с различными типами доломитизированных известняков здесь широко развиты оолитовые, органогенно-обломочные, комковатые, онколитовые, брекчированные карбонатные породы.

По мнению многих исследователей [Арифджанов, 1975; Ильин и др., 1976], одновозрастные органогенные тела на Бухарской ступени образуют субмеридиональную цепочку рифовых построек барьерного типа.

В позднеоксфордское время усиливались тенденции, проявившиеся в предшествующие этапы. Такая интенсивная перестройка структурных планов в пределах всей северной шельфовой зоны Мезотетиса отмечается многими исследователями [Бабаев, 1984; Тимофеев и др., 1986].

Изменение ландшафтов обусловлено проявлением дифференцированных тектонических движений, которые способствовали возникновению крупных некомпенсированных отрицательных структур. В пределах Туркменского бассейна это подтверждается работами М. А. Жаркова и др. [1982], Н. К. Фортунатовой [1985]. Афгано-Таджикская депрессия, очевидно, начинает развиваться как крупная самостоятельная тектоническая единица. Центральная ее часть испытывала постоянное прогибание. Здесь формировались тонкозернистые, часто глинистые известняки, имеющие темноцветную окраску и обогащенные органическим веществом и многочисленными выделениями пирита. По аналогии с районами Юго-Западного Узбекистана во внешней подзоне этой прогнутой части де-

прессии, непосредственно примыкающей к открытым мелководным участкам с широким развитием рифогенных барьерных систем, накапливались нанноилы. В районе Юго-Западного Узбекистана эти породы прослеживаются в виде широкой полосы. Их максимальная мощность достигает 50—60 м непосредственно у рифогенных построек и постепенно сокращается в сторону наиболее глубоководных частей. В черных битуминозных глинистых известняках, вскрытых скважиной, нами обнаружены многочисленные скопления кокколитов, что позволило по-другому интерпретировать их генезис. Распространение этого генетического типа осадков связано исключительно со склоновыми (переходными) ландшафтами. Их накопление продолжалось и в раннекимериджское время, что подтверждается находками аммонитов [Вето и др., 1983]. Перестройка центральной части депрессии вызвала обмеление периферийных областей и миграцию крупных рифогенных построек. Структурно они были связаны со склоновыми частями переходной зоны от мелководья к наиболее погруженным областям и с крупными валообразными перегибами, расположенными между отдельными депрессионными прогибами. В районе Кугитангтау формировался мощный (до 150 м) рифогенный комплекс, сложенный разнообразными колониальными кораллами (Calamophyllia, Microsolena, Actinastrae, Thamnasteria, Rhypidogyra и др.). Помимо кораллов, широко развиты синезеленые водоросли, хететиды, известковые губки, брахиоподы и устрицы [Михеев и др., 1974]. Очевидно, подобные органогенные комплексы располагались по северному и южному бортам впадины, разделяя зоны глубоководных прогибов и мелководья. В ряде случаев прибрежные и открытомелководные зоны выходили на поверхность, что приводило к дроблению и частичному перемыву ранее накопившихся осадков. На перерыв в осадконакоплении в конце позднеоксфордского времени в районах юго-западных отрогов Гиссарского хребта, Северного Афганистана и Бухарской ступени указывали А. Г. Бабаев [1984], В. И. Браташ и др. [1970]. Северная и южная приморская суша была снивелирована и представляла собой пенепленизированную равнину. В условиях господства сухого аридного климата, значительного ослабления деятельности речных потоков, уменьшения привноса терригенного материала происходило сильное испарение с поверхности воды, увеличение концентрации растворенных солей в придонном слое. При этом более тяжелые высокоминерализованные рассолы накапливались в отдельных изолированных небольших прогибах (Сангмля, Сумбулак, Чаль), что приводило к формированию в этих регионах карбонатно-сульфатных отложений.

На восточном борту впадины в пределах Дарвазского хребта продолжала преобладать терригенная прибрежно-морская седиментация.

Раннекимериджский этап характеризовался дальнейшей аридизацией климата и проявлением второй крупной морской трансгрессии, которая далеко проникала в восточном направлении, покрывая Алайскую долину и достигая Иркиштамского водораздела [Тимофеев и др., 1986]. Поступление терригенного материала в морской бассейн практически прекратилось. Только в Дарвазо-Памирском районе в прибрежно-морских условиях накапливались песчано-алевритовые и алеврито-глинистые гипсоносные осадки с отдельными прослоями гипсов. В пределах северного

и южного бортов Афгано-Таджикской впадины, а также в относительно приподнятых зонах формировались карбонатно-сульфатные осадки.

Рост кораллово-водорослевых органогенных построек в это время, очевидно, прекратился. Многие виды морских организмов исчезают, остаются в небольшом количестве некоторые формы угнетенных двустворок [Репман, 1964]. Афгано-Таджикская впадина отделялась от Туркменского бассейна подводным валом, который, очевидно, протягивался от Гиссара до Северного Афганистана.

Как видим, в это время существовали все необходимые факторы для формирования солеродного комплекса отложений [Валяев, 1970; Валяшко, 1962; и др.].

Прежде чем перейти к рассмотрению собственно солеродного бассейна, остановимся на ряде спорных вопросов. В последнее время подвергаются критике основные положения водно-солевого баланса солеродных водоемов и роль солнечного испарения как основного фактора галогенной седиментации.

Не рассматривая содержания этих гипотез, отметим, что среди сторонников эвапоритового процесса галогенеза нет единства в оценке климатических, батиметрических и геоморфологических условий накопления солей.

Например, мелководность древних солеродных бассейнов находит свое обоснование в работах Б. М. Валяева [1970], М. П. Валяшко [1962], Л. Г. Гаврильчевой [1980] и др.

Однако после работ А. Л. Яншина [1961], Р. Ф. Шмальца [1972] получила право на существование модель образования мощных однородных сульфатно-галогенных отложений, не имеющих аналогов в современную эпоху в глубоководных бассейнах.

Ряд исследователей [Бабаев, 1984; Бережнов, 1978; Ибрагимов, 1984; Гаврильчева, 1985; Жарков и др., 1982; Седлецкий, 1977] применили эту гипотезу для объяснения накопления в пределах среднеазиатского бассейна мощных толщ (до 1000 м, Байрам-Али) сульфатных и галогенных пород.

Наиболее детально этот комплекс отложений изучен в многочисленных скважинах в пределах Бухаро-Хивинской нефтегазоносной области в Туркмении. Полученные новые данные о строении эвапоритовой толщи в центральной части Туркменского бассейна позволили ряду исследователей [Жарков и др., 1984] предложить несколько отличную схему корреляции ее отдельных членов, а соответственно и другую историю галогенеза. По их мнению, существовали три этапа соленакопления в бассейнах, положение которых менялось в пространстве и во времени.

Изложенные нами данные о строении подсолевого комплекса пород свидетельствуют о существовании значительной расчлененности дна морского бассейна на ранних этапах развития солеродного бассейна. Образование непрерывного ряда осадков в солеродном бассейне (сульфат — галит — сильвин — карналлит) объясняется в основном интенсивным испарением с поверхности воды и многократным увеличением концентрации солей в рапе в полузамкнутом водоеме. Исходя из пространственного положения этих отложений и их мощностей, ясно, что более тяжелые высокоминерализованные рассолы концентрировались в наи-

более погруженных участках дна бассейна. Эти рассолы скапливались в процессе стекания их с приподнятых участков под действием гравитационных сил. Несоответствие интенсивности осадконакопления и прогибания обусловило возникновение некомпенсированных впадин, которые выполнялись соляными отложениями. Л. Г. Гаврильчева [1985] первоначальную глубину Туркменского бассейна оценивает в 1400 м. В то же время В. С. Попов [1985], исходя из соотношения мощностей ангидритовой толщи над рифогенными постройками и за их пределами, считает, что глубина среднеазиатского солеродного бассейна на начальных стадиях его зарождения не превышала 100—150 м. В краевых частях бассейна, а также на отдельных относительно приподнятых его участках шло накопление загипсованных алевролитов, глин, гипсов с прослоями доломитов, глин и чистых гипсов. Накопление галита во внутренних частях эвапоритового бассейна периодически прерывалось при проникновении морских вод и общем рассолонении. Опреснение, очевидно, было значительным и охватывало практически весь бассейн, что нашло отражение в прекращении галогенеза и формировании выдержанных сульфатных горизонтов. Количество сульфатных прослоев и их строение обычно изменяются над локальными поднятиями. По мере заполнения прогиба солями глубина солеродного бассейна уменьшалась, что обусловило появление на завершающей стадии его развития пластов калийных солей [Попов, 1985; Седлецкий, 1970].

Таким образом, проведенный палеогеографический анализ позднеюрского осадконакопления в пределах Афгано-Таджикской впадины, основанный на литологическом и фациальном изучении соответствующих отложений горного обрамления депрессии, а также на обобщении литературных данных по району и смежным территориям, позволил осветить некоторые важные аспекты геологической истории региона.

ЛИТЕРАТУРА

Акрамходжаев А. М., Эгамбердыев М. Э., Наржаджиев М Н. Литология, стратиграфия, нефтегазоносность Южного и Юго-Западного Узбекистана. Ташкент: Фан, 1974. 200 с.

Алферов Г. Ю., Буняк Л. И., Курбатов В. В. и др. Закономерности распределения рифовых комплексов в верхнеюрских отложениях южной части Юго-Западного Гиссара в связи с историей геологического развития района // Тр. ВНИГНИ. 1978. Вып. 210. С. 78—86.

Арифджанов М. Х. Рифовые комплексы юры и их связь с циклами карбонатного седиментогенеза: (На примере Западного и Южного Узбекистана) // Литология и палеогеография биогермных массивов. М.: Наука, 1975. С. 169—173.

Бабаев А. Г. Карбонатная формация юрского возраста платформенной области Узбекистана и ее нефтегазоносность. Ташкент: Фан, 1983. 175 с.

Бабаев А. Г. Фазы активизации и их роль в формировании общей структуры молодых платформ // Узб. геол. журн. 1984. № 1. С. 16—22.

Байков А. А. О соотношении структурных планов некоторых стратиграфических комплексов в Гаурдак-Керкинском нефтегазоносном районе // Изв. АН ТССР. Сер. физ.-тéхн., хим. и геол. наук. 1971. № 6. С. 73—81.

Бебешев И. И. Литология юрских угленосных отложений Гиссарского хребта. М.: Наука. 1976. 136 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 293).

Безносов Н. В., Кутузова В. В., Румакин В. Н. Строение и возраст пограничных слоев сульфатно-галогенной и карбонатной формации в Западном Узбекистане // Тр. ВНИГНИ. 1978. Вып. 210. С. 69—78.

Бережнов В. Т. Об условиях и времени появления отложений галита в разрезах

верхнеюрских осадков на территории Западного Узбекистана // Узб. геол. журн. 1978. № 4. С. 30—35.

Браташ В. И., Егупов С. В., Печников В. В. и др. Геология и нефтегазоносность Северного Афганистана. М.: Недра. 1970. 288 с. (Тр. ВНИГНИ; Вып. 80).

Валяев Б. М. Оценка изолированности бассейна на соленакопление: (По результатам расчетов водно-солевого баланса) // Литология и полез. ископаемые. 1970. № 6. С. 83—90.

Валяшко Н. П. Геохимические закономерности формирования месторождений калийных солей. М.: Изд-во МГУ, 1962. 396 с.

Вето В. И., Ильин В. Д., Карпова И. Г. и др. Атлас карбонатных и породообразующих рифовых комплексов Средней Азии. М.: Недра. 1981. 217 с. (Тр. ВНИГНИ; Вып. 225).

Гаврильчева Л. Г. Характер контактов соленосной формации верхней юры с подстилающими и перекрывающими отложениями в Восточном Туркменистане и перспективы поиска ловушек неантиклинального типа // Геология и нефтегазоносность Туркменистана. Ашхабад, 1980. С. 70—77.

Гаврильчева Л. Г. Палеогеографические условия осадконакопления соленосной формации верхней юры на территории Восточного Туркменистана // Общие проблемы галогенеза. М.: Наука, 1985. С. 230—241.

Грзделов Л. И., Иванов С. Д., Малиновский Ю. М. О границе между юрской и меловой системами в южной части Верхнеамударьинской депрессии // Сов. геология. 1968. № 10. С. 37—47.

Жарков М. А., Благовидов В. С., Жаркова Т. М. и др. К вопросу о строении позднеюрских соленосных отложений Средней Азии // Особенности строения осадочных формаций. Новосибирск: Наука, 1984. С. 3—19.

Ильин В. Д., Безносов Н. В., Белякова Г. М. и др. Строение верхнеюрской карбонатной формации Центральных областей Средней Азии. М.: Недра. 1976. 128 с. (Тр. ВНИГНИ; Вып. 164).

Курбатов В. В., Репман Е. А. Корреляция разнофациальных отложений и соотношение экологических систем различных обстановок на примере верхнеюрских отложений Гиссарского хребта // Экостратиграфия и экологические системы геологического прошлого. М.: Наука, 1980. С. 102—109.

Лучников В. С., Полянский Б. В. Типы разрезов триасово-юрских отложений Дарвазского хребта // Проблемы нефтегазоносности Таджикистана. Душанбе: ВНИГНИ, 1974. С. 208—216. (Тр. ВНИГНИ; Вып. 159).

Маслов В. П. Карбонатные проблематические округлой формы (оолиты, онколиты, копролиты, сгустки и т. п.) микрообразования // Тр. ИГН. Сер. геол. 1955. № 66, вып. 155. С. 156—163.

Мирзоев Г. П. Среднеазиатский позднеюрский осадочный бассейн // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1985. Т. 60, вып. 1. С. 42—55.

Михеев И. Г., Фортунатова Н. К., Цейслер В. Н. Органогенные постройки в составе верхнеюрской карбонатной формации Юго-Западного Гиссара // Литология и полез. ископаемые. 1974. № 1. С. 54—65.

Ньюэлл Н. Багамские банки // Земная кора. М.: Изд-во иностр. лит. 1957. С. 323—336.

Попов В. И., Филиппов А. А., Макаров С. Д. и др. Атлас динамических фациально-палеогеографических карт постумных и платформенных формаций Южно-Таджикской депрессии. Л.: Недра, 1968. 40 с. (Тр. проблем. лаб. осадоч. формаций и осадоч. руд; Вып. 7).

Попов В. С. Геотектонические и литолого-фациальные условия образования калийных солей верхнеюрской галогенной формации Средней Азии // Общие проблемы галогенеза. М.: Наука, 1985. С. 220—230.

Репман Е. А. Стратиграфия верхнеюрских отложений юго-западных отрогов и южных склонов Гиссарского хребта // Сб. науч. тр. Главгеологии УзССР. Ташкент: Фан, 1964. С. 56—67.

Седлецкий В. И. Литолого-фациальные особенности и условия калиеносности мезозойских отложений юга Средней Азии // Состояние и задачи советской литологии. М.: Наука, 1970. С. 49—57.

Седлецкий В. И., Бойко Н. И., Деревягин В. С. О взаимосвязи галогенного и биогермного осадкообразования // Сов. геология. 1977. № 12. С. 8—21.

Сендерс Дж. И., Фридман Дж. М. Происхождение и распространение известняков // Карбонатные породы. М.: Мир. 1970. Т. 1. С. 165—249.
Синицин В. М. Палеогеография Азии. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1962. 268 с.
Славин В. И. Тектоника Афганистана. М.: Наука, 1976. 204 с.
Станкевич Ю. В. Краткий очерк палеогеографии Средней Азии в юрском периоде // Бюл. исслед. лаб. САИГИМС. 1959. Вып. 1. С. 13—24.
Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР. 1960. Т. 1. 212 с.
Теодорович Г. П. О генезисе доломита осадочных образований // ДАН СССР. 1946. БЗ. С. 817—820.
Тимофеев П. П. Геология и фации юрской угленосной формации Южной Сибири. М.:Наука, 1969. 458 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 197).
Тимофеев П. П. Юрская угленосная формация Южной Сибири и условия ее образования. М.: Наука, 1970. 297 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 198).
Тимофеев П. П., Бебешев И. И., Макаров Ю. В. Основные черты развития юрских ландшафтов Юго-Востока Средней Азии // Литология и полез. ископаемые, 1986. № 2. С. 44—59.
Тимофеев П. П., Бебешев И. И., Полянский Б. В., Макаров Ю. В. Основные черты развития нижне-среднеюрских ландшафтов юга Средней Азии // Угольные бассейны и условия их формирования. М.: Наука, 1983. С. 137—142.
Троицкий В. И. Верхнетриасовые и юрские отложения Южного Узбекистана. Л.: Наука, 1967. 312 с.
Фортунатова Н. К. Генетические типы и седиментационные модели карбонатных отложений // Сов. геология. 1985. № 1. С. 32—45.
Хворова И. В. История развития средне- верхнекаменноугольного моря западной части Московской синеклизы. М.: Изд-во АН СССР, 1953. 220 с.
Цейслер В. М. Блоковая тектоника юго-западных отрогов Гиссарского хребта // Изв. вузов. Геология и разведка. 1962. № 8. С. 21—33.
Швецов М. С. Петрография осадочных пород. М.: Гостоптехиздат, 1948. 416 с.
Шехтман П. А. Геология среднеазиатского нижнемезозойского угленосного бассейна. Ташкент, 1941. 213 с.
Шмальц Р. Ф. Генетическая модель глубоководного отложения эвапоритов // Соленакопление и соленосные отложения осадочных бассейнов. М.: Недра, 1972. С. 5—46.
Яншин А. Л. О глубине солеродных бассейнов и некоторых вопросах формирования мощных соляных толщ // Геология и геофизика. 1961. № 1. С. 3—15.
Carozzi A. V. Distorted oolites and pseudoiolites // J. Sediment. Petrol. 1961. Vol. 31. P. 262—274.
Friedman G. M. Early diagenesis and litification in carbonate sediments // J. Sediment. Petrol. 1964. Vol. 34. P. 777—813.
Illing L. Bahaman calcareous sand // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1954. Vol. 3, N 1. P. 48—60.
Peter J., Davis P. J., Budela B., Ferduson J. The formation of ooids // Sedimentology. 1978. Vol. 25, N 5. P. 703—730.
Rusnak G. A. Some observations of Recent oolites // J. Sediment. Petrol. 1960. Vol. 30. P. 471—480.
Sterman D. J., Juyman J., Karini J. M. The genesis and diagenesis of oolites // Proceed. Geol. Assoc. 1970. Vol. 81, N 3. P. 118—190.

УДК 552.143+553.43

Д. П. ХРУЩОВ, Г. С. КОМПАНЕЦ, В. Г. ТЮРЕМИНА

ПАРАГЕНЕЗ ГАЛОГЕННЫХ И КРАСНОЦВЕТНЫХ ФОРМАЦИЙ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ УКРАИНЫ

Парагенез галогенных и красноцветных формаций Украины является наиболее характерным комплексом отложений аридного литогенеза, что в течение многих десятилетий определяет интерес литологов и обусловливает многочисленность классических научных работ [Страхов, 1962; и др.]. Практическая значимость этого парагенеза объясняется наличием широкого ряда полезных ископаемых галогенного происхождения в галогенных формациях, стратиформного оруденения в красноцветных отложениях и парагенетической связью с рассматриваемым парагенезом залежей углеводородов и наложенной рудной минерализацией [Кореневский, 1973; Хрущов, 1980; и др.].

На примере осадочных бассейнов Украинской ССР рассмотрены наиболее типичные особенности данного парагенеза, иллюстрирующие главнейшие условия их образования и закономерности распределения генетически связанных с ними рудных и нерудных полезных ископаемых.

ПРЕДКАРПАТСКИЙ ПРОГИБ

В орогенном (молассовом) комплексе, включающем миоценовые (эггер-сармат) отложения Центрального Паратетиса, мы выделяем две формации: нижнемолассовую галогенную (соленосно-галогенно-терригенную) и верхнемолассовую морскую галогенно-терригенную[1] (табл. 1).

В составе нижнемолассовой галогенной формации выделяются три субформации (ведущими признаками выделения взяты вещественный состав и режим осадконакопления): снизу — терригенно-соленосная — здесь и далее в тексте и табл. 1 наряду с указанием свит и серий советской части Предкарпатского прогиба имеются в виду и их возрастные эквиваленты в других его частях, так как это единая геологическая структура; морская красноцветно-терригенная меденосная (нижнестебникская свита); соленосно-галогенно-терригенная (верхнестебникская свита, баличская толща). Верхнемолассовая формация подразделяется на четыре субформации (снизу): морскую песчано-глинисто-мергельную (богород-

[1] Нами принимается в целом определение П. П. Тимофеева (в книге В. А. Голубовского [1983]. «Формация — естественный парагенетически связанный (местом и условиями образования) крупный комплекс фаций, приуроченный к определенной палеотектонической структуре (или ее части) и соответствующий определенной стадии геотектонического развития», с оговоркой, что ведущим фактором в этом направлении должен быть тектонический. В комплекс «генетических» факторов входят: вещественный состав (формации и питающей провинции), палеогеографические условия, климат и т. д. Тектонические условия тоже входят в этот комплекс, но из всех факторов тектонический является наиболее жестким и цельно улавливаемым. Поэтому он и должен класться в основу выделения конкретных формаций.

Таблица I

Орогенные формации Предкарпатского прогиба

Формация	Субформация	Литостратиграфическое подразделение	Возраст		Преобладающий режим осадконакопления	Преобладающий тип литогенеза	Мощность, м	Распространение	Характерные особенности вещественного состава
Верхнемолассовая морская галогенно-терригенная	Континентально-морская сероцветная песчано-глинистая	Дашавская свита и ее аналоги	Сармат		Морской солоноватоводный	Гумидный	до 3500		
					Перерыв				
	Морская сероцветная песчано-глинистая	Косовская свита и ее аналоги	Баден	Косовский подъярус	Морской солоноватоводный континентальный		до 1000	Внешняя и внутренняя зоны	Локально угленосная
	Галогенно-соленосная	Тирасская свита и ее аналоги		Величков-ский подъярус	Солеродный трансгрессивный	Аридный семиаридный	100 – 350 и более		Некалиеносная
	Морская песчано-глинисто-мергельная	Богородчанская свита и ее аналоги		Моравский подъярус	Морской трансгрессивно-регрессивный		до 100		
					Перерыв				
Нижнемолассовая галогенная (соленосно-галогенно-терригенная)	Соленосно-галогенно-терригенная	Верхнестебниковская свита и ее аналоги, балическая толща	Оттнанг Карпат		Морской солеродный		до 500 и более	Внутренняя зона	Калиеносная
	Морская красноцветно-терригенная	Нижнестебниковская свита и ее аналоги	Эггенбург		Морской переходный		до 800 и более		Меденосная
	Терригенно-соленосная	Воротыщенская серия и ее аналоги	Эггер–эггенбург		Солеродный морской		до 2000 и более		Калиеносная
Геосинклинальное и платформенное основание									

Таблица 2

Соотношения основных химических компонентов в породах различных генетических типов Предкарпатья и Приднестровья

Значение	$\frac{Al_2O_3}{SiO_2}$	$\frac{TiO_2}{Al_2O_3}$	$\frac{Al_2O_3}{Na_2O}$	$\frac{K_2O}{Na_2O}$	$\frac{FeO}{Fe_2O_3}$	$\frac{CaO}{MgO}$	$\frac{K_2O+Na_2O}{Al_2O_3}$
1	2	3	4	5	6	7	8
			Предкарпатье				
			Песчаники. Дельта				
мин.	0,08	0,06	5,53	0,95	0,67	2,83	0,25
макс.	0,18	0,14	11,76	2,2	1,92	13,56	0,35
сред.	0,11	0,088	7,95	1,38	1,395	5,62	0,306
			Песчаники рудные. Дельта				
мин.	0,06	0,05	3,97	0,63	0,56	2,67	0,28
макс.	0,16	0,09	11,22	2,1	3,6	4,98	0,44
сред.	0,105	0,072	6,3	1,09	2,086	3,38	0,35
			Песчаники. Прибрежное мелководье				
мин.	0,07	0,07	4,62	0,7	0,67	1,345	0,29
макс.	0,198	0,14	8,525	2,285	11,91	8,76	0,44
сред.	0,1084	0,095	6,496	1,198	2,275	4,75	0,340
			Песчаники. Мелководье				
мин.	0,11	0,07	7,354	1,31	0,64	1,520	0,273
макс.	0,16	0,088	12,72	2,48	1,536	6,768	0,328
сред.	0,139	0,079	9,27	1,74	1,01	4,336	0,3
			Песчаник. Конус выноса				
сред.	0,156	0,074	7,285	1,628	2,234	1,589	0,360
			Глина. Мелководье				
мин.	0,123	0,045	6,97	1,27	0,323	0,621	0,162
макс.	0,335	0,088	54,5	7,87	1,878	7,973	0,306
сред.	0,261	0,057	25,22	4,371	0,808	3,57	0,239
			Глина рудная. Мелководье				
сред.	0,303	0,049	21,757	3,285	0,810	2,885	0,196
			Глина рудная. Прибрежное мелководье				
сред.	0,274	0,050	29,73	5,02	0,95	5,22	0,202
			Глина нерудная. Прибрежное мелководье				
сред.	0,357	0,051	24,887	4,625	0,795	0,555	0,226
			Алевролит. Прибрежное мелководье				
сред.	0,148	0,080	10,725	2,025	0,568	8,578	0,282
			Гравелит. Конус выноса				
сред.	0,090	0,086	10,74	1,904	2,857	1,58	0,27
			Приднестровье				
			Песчаники рудные. Русловые				
мин.	0,06	0,052	5,263	0,803		0,26	0,25
макс.	0,15	0,09	11,88	2,17		1,536	0,38
сред.	0,087	0,061	7,945	1,401		0,510	0,31
			Песчаники нерудные. Русловые				
мин.	0,031	0,04	3,71	0,49	0,39	0,23	0,218
макс.	0,228	0,079	23,66	3,29	1,185	5,196	0,4
сред.	0,081	0,069	7,82	1,201	0,62	1,62	0,32

Таблица 2(окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8
			Приднестровье				
			Песчаники рудные. Пойменные				
мин.	0,108	0,08	8,49	1,80	0,78	0,13	0,26
макс.	0,12	0,081	12,23	2,15	0,85	0,875	0,319
сред.	0,114	0,08	10,36	1,97	0,815	0,502	0,294
			Песчаники нерудные. Пойменные				
мин.	0,08	0,06	5,06	0,77		0,12	0,29
макс.	0,13	0,09	9,3	1,67		2,19	0,35
сред.	0,10	0,07	7,2	1,16		0,99	0,31
			Алевролиты нерудные. Пойменные				
мин.	0,127	0,059	9,538	1,92	0,32	0,52	0,29
макс.	0,164	0,059	12,05	2,46	2,43	1,14	0,31
сред.	0,145	0,059	10,79	2,19	1,37	0,88	0,296
			Алевролиты рудные. Пойменные				
мин.	0,307	0,053	20,98	4,53	0,76	0,204	0,263
макс.	0,324	0,057	23,64	5,52	1,31	0,298	0,267
сред.	0,310	0,055	22,60	5,03	1,04	0,251	0,269
			Алевролит нерудный. Русловый				
сред.	0,194	0,059	16,6	3,33	0,25	0,33	0,26
			Алевролит нерудный. Старица				
сред.	0,145	0,061	13,03	2,07	0,29	0,69	0,24
			Аргиллит рудный. Пойменный				
мин.	0,32	0,045	28,74	5,86	1,0	0,27	0,23
макс.	0,34	0,056	37,46	8,81	1,36	0,32	0,26
сред.	0,33	0,050	33,06	7,11	1,13	0,30	0,24
			Аргиллит нерудный. Пойменный				
мин.	0,285	0,050	18,44	3,85	0,696	0,198	0,256
макс.	0,521	0,055	47,22	11,11	0,939	0,725	0,263
сред.	0,403	0,052	32,83	7,48	0,817	0,461	0,259

чанская свита), галогенно-соленосную (тирасская свита), морскую сероцветную песчано-глинистую (косовская свита) и континентально-морскую сероцветную песчано-глинистую (дашавская свита).

Нижняя субформация нижнемолассовой формации (воротыщенская серия) в целом сложена толщей терригенно-хемогенного состава. В ней намечаются два полных цикла развития солеродного бассейна, верхние части которых выражены существенно соленосными и калиеносными горизонтами. В литостратиграфическом отношении эти циклы представлены (снизу вверх): нижневоротыщенской свитой (соленосные глины и брекчии, каменная соль и калийные соли); загорской свитой (толща песчано-глинистых засолоненных пород с локальным развитием грубообломочных образований) и верхневоротыщенской свитой, которая сложена соленосными терригенными породами с горизонтами каменных и калийных солей.

Региональная схема сопоставления нижне- и среднемиоценовой частей молассового комплекса Предкарпатского прогиба и сделанные на ее осно-

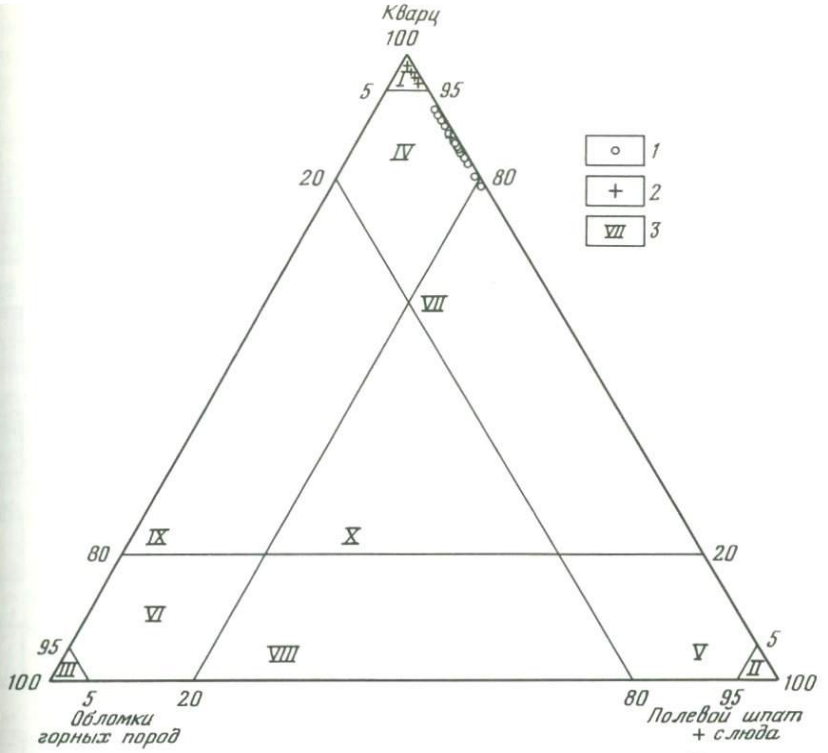
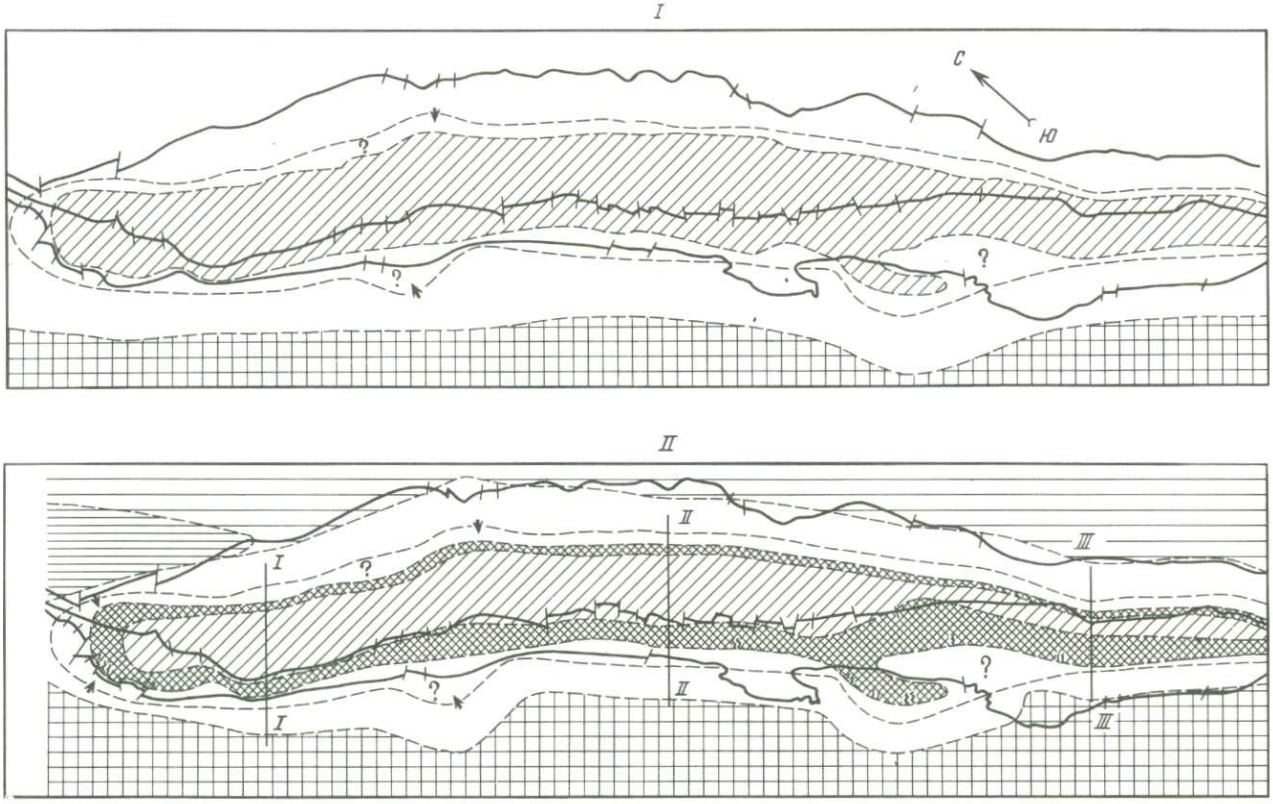


Рис. 1. Классификация песчаных пород нижнестебникской свиты Предкарпатья и днестровской серии Приднестровья по Н. В. Логвиненко [1967]

Песчаные породы: *1* — нижнестебникской свиты, *2* — днестровской серии; *3* — номер поля

ве палеореконструкции солеродных бассейнов эггерского, эггенбургского и величковского времени приведены в работе Д. П. Хрущова [1980].

Залегающая выше красноцветно-терригенная субформация (в советской части прогиба — нижнестебникская свита) иллюстрируется приведенными впервые данными, касающимися ее вещественного состава и строения. В целом нижнестебникская свита представлена глинами, песчаниками, породами смешанного состава, в меньшей степени — грубообломочными образованиями и туфами. Наиболее распространенным типом пород являются песчаные глины, в составе пелитовых фракций которых преобладают гидрослюды. На основании особенностей химического состава глин и рассчитанных по породообразующим элементам модулей сделан вывод об интеграции условий осадконакопления при формировании моласовой толщи, многократном переотложении материала и преобладании единого источника сноса обломочного материала, по-видимому, карпатского (табл. 2). Значения модулей $K_2O/Na_2O = 3{,}3—5{,}02$ и $Al_2O_3/Na_2O = 15{,}4—29{,}7$ являются показателем сравнительно низкой зрелости глинистого вещества; сравнение с данными по карпатскому флишу [Афа-


I
С
Ю
?
?
?
II
I
II
III
?
?
I
II
III
1
2
3
4
5
6
I—I
7
8
9
10
11

насьева, 1983] указывает на унаследованность сравнительно низкой зрелости глинистого вещества, а также подтверждает вывод о существенной роли Карпат как источника сноса.

Песчаники в основном кварцевые и полевошпатово-кварцевые глинистые (рис. 1). По данным содержания породообразующих элементов и рассчитанных модулей сделан вывод о сравнительно высокой зрелости состава песчаников, многократном их переотложении, слабой роли магматических и метаморфических образований и общей интеграции процессов молассообразования.

Геохимическая специализированность по микроэлементам и характер их распределения по площадям бассейнов песчаных и глинистых фракций нерастворимых остатков соляных пород соленосных свит совпадают по значительному числу элементов (повышенные по сравнению с кларковыми для Cu, Pb, Ag, Co, Yb и пониженные — для Ti, Ni, Sn, Ba, Li и др.); анализ корреляционных плеяд и геохимических формул многократной корреляции свидетельствует о неустойчивости корреляционных связей, обусловленной процессами интеграции при молассовом осадконакоплении.

В красноцветной толще нижнестебникских отложений выделены следующие фациальные типы: дельтовый, прибрежно-морской и мелководно-морской с локальным развитием образований зоны подводных течений, а также конусов выноса.

Максимальные содержания Cu приурочены к песчаникам дельтовых, глинам прибрежно-морских и мелководно-морских фаций.

На основании корреляции опорных разрезов по количественному соотношению фациальных типов отложений нижнестебникская свита подразделена на три горизонта: нижний, средний и верхний. Нижний и верхний горизонты по вещественному составу представляют песчанисто-глинистые толщи (содержание песчаников в разрезе до 35%), мелководно-морского (в среднем 51%) и прибрежно-морского (в среднем 45% объема разрезов) происхождения. Для среднего горизонта характерно примерно равное содержание песчаных и глинистых пород; превалируют прибрежно-морские отложения (более 57%), мелководно-морские составляют не более 23%, широко распространены образования дельтовых фаций — около 20%.

Почти все наиболее крупные медные рудопроявления (стратиформного происхождения) отмечаются в сероцветных дельтовых отложениях, приуроченных к среднему («меденосному») горизонту, мощность которого

Р и с. 2. Палеогеографические схемы Предкарпатского прогиба в раннестебникское время (средний (I) и поздний (II) этапы)

Песчано-глинистые отложения (в скобках указан генетический состав, %): *1* — 10—35% песчаников, 90—65% глин (прибрежно-морские — 45, мелководноморские — 51, дельтовые — 4), *2* — 35—65% песчаников, 65—35% глин (прибрежно-морские — 57, мелководно-морские — 23, дельтовые — 20), *3* — зоны развития дельтовых фаций и конусов выноса (установленные и предполагаемые по палеоструктурному положению), *4* — предполагаемые границы бассейна; *5* — современные линии надвигов; *6* — предполагаемое направление сноса обломочного материала; *7* — линии разрезов; *8* — низменные равнины; *9* — возвышенные равнины и плато; *10* — холмисто-увалистые предгорья; *11* — горы

в среднем составляет около 300 м. По данным построенной нами литофациальной карты этот горизонт с оруденением прослеживается в виде пяти полос различной протяженности в юго-восточной части советского сектора прогиба. На основе упомянутой карты дан прогноз меденосности.

Основным медным минералом является халькозин (в зоне выветривания — малахит и азурит). Стратиформное медное оруденение, сопровождающая свинцово-цинковая и благороднометаллическая минерализация (подчеркивается отличие от описанной в наших прежних работах наложенной минерализации рассольного генезиса) имеет преимущественно седиментационно-диагенетическое происхождение с конкретным поверхностным источником рудного материала [Хрущов и др., 1977; и др.].

На основе анализа литостратиграфического и фациального состава нижнестебникской свиты установлены этапы палеогеографического развития соответствующей части прогиба в раннестебникское время (рис. 2).

Выше в разрезе молассового комплекса следует соленосно-галогенно-терригенная субформация (верхнестебникская свита и ее аналоги, а также перекрывающие соленосную толщу породы). Соленосные литофации свиты представлены засолоненными глинами и брекчиями с линзами каменной и калийных солей.

Верхнемолассовая формация начинается морской песчано-глинисто-мергельной субформацией (в советской части прогиба это богородчанская свита). Залегающая выше галогенно-соленосная субформация (тирасская свита и ее аналоги) в литологическом отношении выражена сульфатно-карбонатными, сульфатными и соленосными литофациальными комплексами, которые в краевых участках бассейна сменяются карбонатными и терригенными образованиями. Типичные красноцветные отложения с субформацией не связаны.

Мелкомасштабные [Хрущов, 1980] и крупномасштабные палеогеографические карты и схемы бассейнов красноцветного осадконакопления и соленакопления свидетельствуют об унаследованном характере конфигурации бассейнов, последовательной их миграции в северо-восточном направлении, общности источников сноса, определяющей некоторую общность состава обломочного материала и геохимических особенностей, а также о гомологичности в распределении литофациальных комплексов.

ПРИДНЕСТРОВЬЕ

Красноцветно-терригенная меденосная толща входит в состав комплекса фанерозойских отложений, выполняющего Днестровский перикратонный прогиб. Толща сопряжена с залегающей выше галогенной формацией неполного развития (лопушанской свитой эйфельского яруса среднего девона), переход между ними носит беспрерывный характер. В нижней части подстилающей тиверской серии также наблюдается загипсованность.

В стратиграфическом отношении девонские красноцветно-терригенные отложения охватывают отложения днестровской серии и верхней части нижележащей тиверской серии нижнедевонского отдела.

Традиционное объединение красноцветов в единую формацию должно

соответственно предполагать выделение двух красноцветно-терригенных субформаций: субконтинентальной (сероцветно-красноцветная толща тиверской серии) и континентальной (красноцветная толща днестровской серии). Однако по особенностям строения, характеру распространения и состава осадков эти толщи относятся к разным стадиям тектонического развития: нижняя — к раннеорогенной (или предорогенной), а верхняя — к орогенной. Исходя из этого, более правильным будет подразделение красноцветной толщи на две формации: субконтинентальную красноцветно-терригенную и континентальную красноцветно-терригенную медеосную. Возраст континентальной красноцветно-терригенной формации зиген—эмс. Возраст тиверской серии — жединский ярус; подошва субконтинентальной сероцветно-красноцветной формации диахронна. Очевидно, к этой формации должны относиться и синхронные красноцветам морские отложения. К континентальным же формациям следует относить нижнелопушанскую подсвиту эйфельского яруса, выделяя ее как субконтинентальную галогенно-доломито-терригенную субформацию.

Отложения днестровской серии представлены чередованием буровато-красных, реже серых и серо-зеленых песчаников, алевролитов и алевритистых аргиллитов.

Палеонтологическая охарактеризованность слабая.

Мощность отложений нижнего девона — 350—700 м.

Тиверская серия подразделяется на три горизонта (снизу) — борщовский, чертковский и иваневский. Граница между иваневским горизонтом и днестровской серией постепенная.

По минеральному составу, структурно-текстурным признакам, степени сортировки и окатанности материала, а также геохимическим особенностям разновидности песчаников, алевролитов и аргиллитов из различных разрезов очень близки [Бирюлев, Бирюлева, 1965; Лурье, 1963].

Аргиллиты сероцветные и красно-бурые, в пелитовой части представлены монтмориллонитом, гидрослюдами, галуазитом; в примеси алевритового материала преобладает кварц (65—80%), присутствуют мусковит, биотит, хлорит, редко плагиоклазы, микроклин, а также ряд акцессорных минералов.

Химический состав аргиллитов как по разрезу, так и в различных генетических типах существенно не изменяется (см. табл. 2).

Песчаники сероцветные и красноцветные тонко- и мелкозернистые. Усредненный гранулометрический состав следующий: фракция 0,5—0,1 мм — 50—70%, размером до 1 мм и более — 2—10%, менее 0,01 мм — 10—20%.

По минеральному составу песчаники кварцевые (см. рис. 1).

Содержание кварца (80—90%), полевых шпатов (олигоклаза, микроклина и ортоклаза) — 1—10%, слюды (мусковита, реже биотита, гидрофлогопита, хлорита) — 1—10%. Состав акцессорных минералов близок к таковому аргиллитов. Редко присутствуют обломки пород.

Аутигенные минералы, входящие в основном в состав цемента, представлены вторичным кварцем, халцедоном, гидрослюдами, хлоритом, кальцитом, доломитом, баритом и гидроокислами железа. В медистых песчаниках, кроме этого, отмечаются халькозин, халькопирит, малахит, азурит, изредка пирит, галенит, ковеллин, борнит.

Химический состав песчаников и величины модулей существенно не изменяются как по разрезу, так и по площади (см. табл. 2).

Алевролиты — наиболее распространенные породы в разрезах днестровской серии, составляющие от 40 до 80% объема толщи, по минеральному составу аналогичны песчаникам. Окраска серая, зеленовато-серая, красновато-бурая, иногда пятнистая. Примесь песчаного материала составляет 10—20%. Пелитовая часть пород сложена в основном монтмориллонитом и гидрослюдами.

Величины основных модулей, рассчитанных для песчаников и алевролитов, свидетельствуют о довольно высокой зрелости пород, многократном их переотложении и слабом влиянии магматических и метаморфических пород как первоисточников обломочного материала (см. табл. 2). Низкое содержание CaO указывает на континентальную обстановку осадконакопления.

На основании структурно-текстурных, минералого-петрографических и геохимических особенностей, набора пород и их количественного соотношения, ввиду полного отсутствия остатков морской фауны в породах, наличия остатков панцирных и двоякодышащих рыб, присутствия включений растительных остатков, и учитывая характер самих отложений (частая смена в разрезе и по площади однообразных и идентичных по составу песчаников, алевролитов и (в подчиненном количестве) аргиллитов, резкое преобладание красноцветной окраски пород) красноцветные толщи днестровской серии идентифицируются как континентальные образования. По ряду признаков среди этих отложений выделяются три генетических типа: русловый, пойменный и старичный.

В русловых отложениях основная роль принадлежит осадкам прирусловых отмелей. Пристрежневые отложения, образующиеся в зоне неустойчивой аккумуляции, в разрезах не отмечаются. Отложения прирусловой отмели представлены мелкозернистыми песчаниками с прослоями аргиллитов или алевролитов. Эти отложения часто выклиниваются, залегая обычно на неровной размытой поверхности красноцветных алевролитов пойм или стариц. Русловые отложения в разрезах днестровской серии составляют в среднем около 10%, пойменные — около 30, старичные — более 60%.

К отложениям русел (фация прирусловых отмелей) приурочено подавляющее большинство известных в Приднестровье медепроявлений. Наиболее интенсивная медная минерализация отмечается в русловых аргиллитах и алевролитах, обогащенных углефицированными частицами. В песчаниках она более убогая. В пойменных отложениях оруденение встречается редко и совсем не отмечается в отложениях стариц.

С точки зрения рудно-геохимической специализации отложения днестровской серии специализированы только на медь (средние содержания в 2—3 раза превышают кларковые), для олова и хрома отмечается дефицит по отношению к кларковым содержаниям.

Палеогеографическая обстановка на территории Приднестровья на разных этапах девонского периода претерпевала существенные перестройки. В силурийский период эта территория входила в состав обширной области восточного морского шельфа, который в начале раннедевонской эпохи испытывал перемещение береговой линии в западном направлении.

В позднетиверское время на фоне преимущественно морского осадконакопления происходило развитие субконтинентальных красноцветных фаций, последовательно мигрировавших в том же направлении. В днестровское время на территории Приднестровья в результате регрессии морское мелководье постепенно сменилось аккумулятивной низменностью с системой озер, рек, где образовалась терригенная красноцветная континентальная формация. Терригенные осадки с морской фауной днестровской серии или синхронных ей толщ развиты на территории Польши [Глушко и др., 1978].

Основными источниками сноса при формировании отложений днестровской серии, по-видимому, являлись области галицийской складчатости на юго-западе и отложения нижнего девона и силура на северо-востоке. Породы Украинского щита не были основной областью сноса при формировании красноцветных толщ Приднестровья.

В среднедевонское время развитие трансгрессии началось с установления режима солеродного бассейна незавершенного характера (лопушанская свита).

СЕВЕРО-ЗАПАДНЫЙ ДОНБАСС И ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКАЯ ВПАДИНА

Северо-западные погружения Донецкого складчатого сооружения (Бахмутская и Кальмиус-Торецкая котловины) и Днепровско-Донецкая впадина входят в состав Доно-Днепровского прогиба. В этих частях прогиба распространены три галогенные формации — верхнефранская, фаменская и нижнепермская (локально развита в центральной части Днепровско-Донецкой впадины), а также галогенная субформация зачаточного развития кимеридж-титонского возраста, входящая в состав морской галогенно-глинисто-карбонатной формации верхней юры. Хорошо выраженный рудоносный парагенез галогенных и красноцветных формаций изучен только в отложениях пермской системы.

Самая древняя в разрезе галогенная формация — верхнефранская — распространена на протяжении обоих рассматриваемых регионов и представлена каменной солью, соленосными глинами, мергелями, аргиллитами, известняками, доломитами и ангидритами. Отмечена локальная калиеносность [Хрущов и др., 1974; и др.].

Фаменская галогенная формация локально развита в прибортовых прогибах северо-западной части впадины и по составу пород сходна с верхнефранской. Формация связана с так называемой подэффузивной терригенной пестроцветной толщей посредством сероцветной карбонатно-алеврито-глинистой толщи, причем отложению пестроцветной толщи предшествовал перерыв. Красноцветные типы разреза распространены на трех участках, два из которых тяготеют к прибортовым частям впадины. В отношении вещественного состава эти типы разрезов представлены переслаиванием буровато-коричневых и зеленовато-серых песчаников аркозового и полимиктового состава с гравелитами, конгломератами, алевролитами и аргиллитами. На ряде площадей установлены повышенные содержания Cu и других рудных элементов предположительно осадочного происхождения. В краевых частях бассейна установлено распространение фаций дельт и конусов выноса.

Мощная нижнепермская галогенная формация распространена в пределах Днепровско-Донецкой впадины и Северо-Западного Донбасса. С формацией сопряжены две красноцветные толщи (формации) — нижнепермская и верхнепермская. В традиционной литостратиграфической схеме этот парагенез представлен картамышской, никитовской, славянской, краматорской свитами нижней перми и дроновской свитой верхней перми. В формационном отношении в нижнепермской части его установлены две формации: красноцветно-терригенная (большая часть картамышской свиты до карбонатного горизонта) и галогенная (верхняя часть картамышской свиты и бахмутская серия — никитовская, славянская и краматорская свиты).

Этот парагенез аридных и семиаридных формаций отлагался в условиях единого седиментационного бассейна, в структурно-тектоническом отношении развивавшегося на синеклизном этапе эволюции рифтогенной структуры Доно-Днепровского прогиба. Галогенную формацию можно подразделить на три субформации: красноцветную галогенно-терригенную (верхняя часть картамышской свиты), соленосную (никитовская и славянская свиты) и калиеносную (краматорская свита). Нижняя граница формации постепенна.

Соленосная субформация сложена галогенными и нормальноморскими породами с горизонтами терригенных отложений. Выдержанные по площади пласты карбонатных пород и ангидритов образуют маркирующую основу свит [Кореневский и др., 1968]. Строение субформации циклично. Выделено пять циклов осадконакопления — святогорский (никитовская свита), подбрянцевский, брянцевский и надбрянцевский (славянская свита). Циклы венчаются мощными соляными пластами. Прослеживается заметная фациальная изменчивость. По мере приближения к бортовым частям впадины наблюдается редукция нижних горизонтов субформации, что обусловливается трансгрессивным характером ее залегания. Сходный характер строения отмечается и в Северо-Западном Донбассе.

В составе калиеносной субформации выделены красносельский цикл и краматорская свита, представляющие единый цикл соленакопления (по некоторым авторам, два-три цикла). В литологическом составе субформации в целом преобладает каменная соль (в полных разрезах 80—90%), второстепенную роль играют ангидриты, доломиты, глинисто-алевритовые образования. Калиеносные горизонты составляют в Днепровско-Донецкой впадине до 2,5%, в Бахмутской котловине — до 5%. Разработана маркирующая основа свиты по пластам алевролитов и ангидритов. В Днепровско-Донецкой впадине в разрезе субформации установлены два калиеносных горизонта: сульфатный (нижний) и хлоридный (образован главным образом сильвинсодержащими породами). В Бахмутской котловине Донбасса выделены два калиеносных горизонта: сильвинитовый и верхний сильвинит-карналлитовый.

Нижнепермская галогенная формация отлагалась в условиях мешкообразного ответвления внутриконтинентального солеродного водоема. Во время образования соленосной субформации уже на самых начальных циклах ее развития сформировались контуры зон относительных погружений, в которых отлагались соляные толщи; в дальнейшем эти зоны

мигрировали в северо-западном направлении, в остальном сохраняя унаследованный характер. Во время образования калиеносной субформации в зонах относительных погружений, также носивших в значительной степени унаследованный характер, шло накопление калиеносных отложений. Литофациальные комплексы в соленосной субформации (построения С. М. Кореневского) распределялись концентрически. В калиеносной субформации наблюдаются элементы концентрического и асимметричного строения; в наиболее удаленной северо-западной части впадины отлагались залежи бишофита.

В объеме залегающей в нижней части пермской системы картамышской свиты объединяются две формации: нижняя — красноцветно-терригенная, верхняя — галогенная (точнее, красноцветная галогенно-терригенная, переходная к галогенной, т. е. бахмутской серии). Породы свиты залегают согласно, с постепенным переходом на араукаритовой свите нижнего карбона. Переход к вышележащей галогенной формации также постепенный и удревняется в северо-западном направлении.

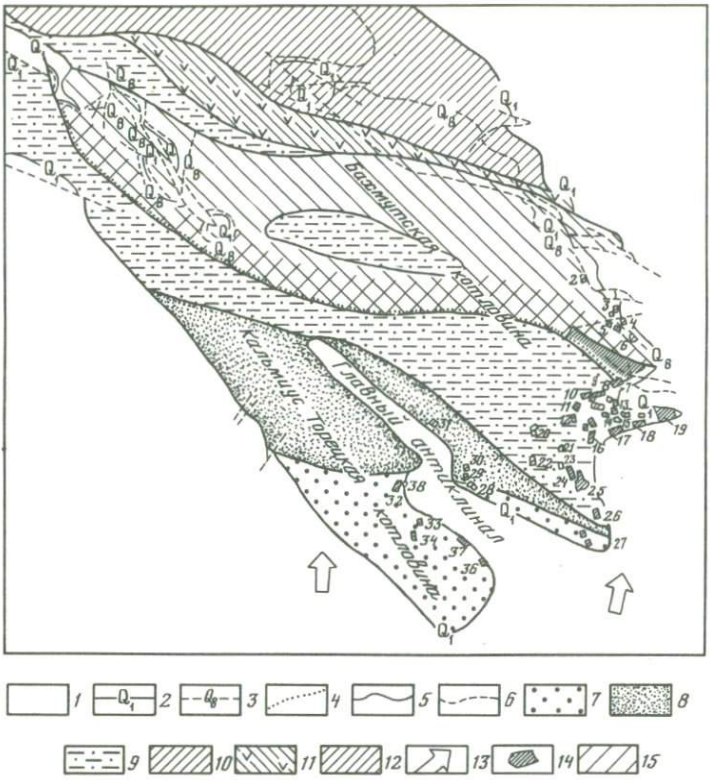
Картамышская свита в целом сложена преимущественно терригенными образованиями песчано-глинистого состава: аргиллитами, аргиллитоподобными глинами, песчаниками и алевролитами с подчиненными горизонтами органогенно-хемогенных и хемогенных пород (известняков, доломитов, в верхней части свиты — ангидритов). Породы свиты имеют преимущественно красноцветную окраску. Маркирующая основа свиты представлена горизонтами известняков и доломитов.

Для верхней части характерно наличие так называемых серых зон [Нестеренко, 1958]. Эти зоны отражают периоды максимальных трансгрессий.

В юго-восточной и средней частях Днепровско-Донецкой впадины отложения картамышской свиты близки по составу, включая уменьшение роли карбонатных пород. В разрезе свиты различают от четырех до пяти ритмопачек.

Формирование картамышской свиты, т. е. красноцветно-терригенной формации и нижней части галогенной формации (точнее, галогенно-карбонатно-терригенной субформации), происходило в бассейне с континентальным осадконакоплением, в условиях периодически восстанавливавшейся связи с морем с образованием водоема заливного типа на всем протяжении этой части Доно-Днепровского прогиба — от Бахмутской и Кальмиус-Торецкой котловины до средней части Днепровско-Донецкой впадины, а в отдельные моменты — и в северо-западной ее части.

Отсюда и вытекают особенности фациального состава картамышской свиты (рис. 3). В целом свита имеет форму усложненно-линзовидного геологического тела, сложенного образованиями континентальных, переходных и морских фаций. Из континентальных фаций в разрезе установлены отложения аллювиальных (русловых, пойменных), озерных и озерно-болотных, а также элювиальных (горизонты почвообразования); по-видимому, часть красноцветных образований должна относиться к пролювиальному типу, распространенному в Днепровско-Донецкой впадине. Среди фаций переходной группы выявлены породы лагун, застойных заливов и прибрежных озер, баров и дельт [Феофилова, 1966; Грабянская и др., 1974].



Р и с. 3. Литолого-палеогеографическая схема картамышского седиментационного бассейна (ранняя пермь) Северо-Западного Донбасса (по материалам Г. Г. Кочина, В. В. Грабянского, А. М. Эдельмана, Н. Н. Грабянской, А. А. Юдельсона, И. М. Беспалова и др.)

1 — донижнепермские отложения; *2* — нижняя граница картамышской свиты, горизонт Q_1; *3* — горизонт Q_8; *4* — линия выклинивания карбонатных пород горизонта Q_8; *5* — границы литолого-фациальных комплексов; *6* — тектонические нарушения; *7—12* — литолого-фациальные комплексы (*7* — отложения континентальных и переходных (в том числе дельтовых) фаций прибрежной равнины, меньше — прибрежных частей лагунно-заливного бассейна, песчаники, реже алевролиты и глины; *8* — отложения прибрежных частей лагунно-заливного бассейна, меньше континентальных и переходных (в том числе дельтовых) фаций прибрежной равнины, песчаники и алевролиты, реже глины; *9* — отложения лагунно-заливного бассейна и меньше континентальных и переходных (в том числе дельтовых) фаций прибрежной равнины, алевролиты, реже глины и песчаники; *10* — отложения лагунно-заливного бассейна — мелководно-морских и меньше прибрежных фаций, алевролиты, глины, реже песчаники и известняки; *11* — отложения лагунно-заливного бассейна — мелководно-морских и меньше — прибрежных фаций, глины, реже известняки, ангидриты и соли; *12* — отложения центральных частей лагунно-заливного бассейна — мелководно-морских фаций, известняки, реже алевролиты, песчаники, ангидриты и соли); *13* — направление сноса обломочного материала; *14* — рудопроявление и его номер: 1 — Серебрянское, 2 — Однобоковское (Cu — Pb — Zn), 3 — Суходольское, 4 — Ныpковское (Cu — Pb — Zn), 6 — Викторовка (Cu — Pb — Zn), 7 — Берестовское, 8 — Южная Долина (Cu — Pb — Zn), 9 — Кислый Бугор, 10 — Покровское (Cu — Pb), 11 — Покровское, 12 — Клиновское, 13 — Выскривка, 14 — Ново-Атамановское, 15 — Медная Руда, 16 — Горелый Пень, 17 — Константиновское, 18 — Ямки, 19 — Картамышское, 20 — Зайцевское, 21 — Вершино-Зайцевское, 22 — Кодемское (Cu — Pb — Zn), 23 — Кодемское, 24 — Марьяновское, 25 — Луганское, 26 — Лозовское, 27 — Гуртинское, 28 — Дылеевка, 29 — Белая Гора, 30 — Баламутка (Cu — Pb), 31 — Часов-Ярское, 32 — Александро-Калиновское, 33 — Петровское, 34 — Сухой Яр, 36 — район скв. 6970/34, 37 — Железное, 38 — район скв. 6924; *15* — площадь, перспективная для поисков месторождений меди

Стратиформное медное оруденение Северо-Западного Донбасса приурочено к серым зонам, представляющим отложения морских и переходных фаций в красноцветной толще картамышской свиты. В нижней части разреза свиты установлены восемь серых зон, в верхней (красноцветно-галогенно-терригенной галогенной формации) — четыре такие зоны.

К рудоносным фациям в Бахмутской котловине относятся две группы: морские (прибрежно-морские и мелководно-морские) и переходные (дельтовые, заливные и лагунно-озерные).

Распределение меди по фациальному профилю морских отложений имеет следующий характер. Наиболее высокие содержания меди приурочены к прибрежным частям бассейна, в направлении от береговой линии содержания падают, снижаясь до минимальных в фациях морского мелководья.

Главным минералом-концентратором меди является халькозин, в меньшем количестве встречаются халькопирит, борнит, ковеллин.

Прослеживается минералогическая зональность, которая выражается в смене ассоциаций рудных минералов по фациальному профилю. На примерах наиболее полных разрезов многоярусного оруденения устанавливается аналогичная вертикальная минералогическая зональность.

В пределах Днепровско-Донецкой впадины медепроявления (малахит, халькопирит, халькозин), сопровождаемые повышенными содержаниями Pb, установлены на Октябрьской, Коломакской и Колонтаевской площадях в отложениях серых зон примерно в средней части свиты. Поскольку наиболее ранние проявления галогенеза установлены здесь уже на уровне маркирующего горизонта Q_1, можно ожидать появления медного оруденения ниже по разрезу, т. е. в отложениях араукаритовой свиты верхнего карбона.

Красноцветно-терригенная глинисто-песчаная континентальная формация верхней перми (дроновская свита) залегает несогласно на разновозрастных отложениях нижней перми, карбона и более древних образованиях, т. е. не имеет непосредственного сопряжения с галогенной формацией. Это континентальные образования, среди которых выделены озерные, аллювиальные, дельтовые, делювиальные и элювиальные фациальные типы. Сходный фациальный состав формации характерен и для Северо-Западного Донбасса. В толще пород свиты наблюдается развитие эпигенетических изменений, с которыми связывается появление сероцветных зон. К этим зонам приурочены незначительные рудопроявления V, Cr, Ni, Co, Pb, Zn, Cu и других элементов [Сущук, 1974].

В регионах распространения соленосных толщ установлена также поликомпонентная рудная минерализация, связанная с наложенными рудообразующими процессами двух типов: гидротермальным и рассольным [Хрущов, 1980]. Прямой генетической связи с красноцветными толщами эти процессы могут не иметь.

ПРЕДДОБРУДЖИНСКИЙ ПРОГИБ

Юрские отложения северо-западного Причерноморья отделяются от подстилающих и перекрывающих пород региональными поверхностями несогласия и слагают самостоятельный структурно-седиментационный комплекс, который распадается на более дробные литостратиграфические подразделения [Слюсарь, 1971]. Выделяются: нижняя сероцветная терригенная формация (нижняя, средняя юра и частично келловей), карбонатная формация и верхняя сероцветная терригенная формация (оксфорд—нижний кимеридж). Венчает разрез юрских отложений преимущественно терригенная красноцветная формация (верхний кимеридж—титон), которая залегает с ясно выраженным несогласием на породах нижнего кимериджа.

В. Ф. Мороз в 1968 г. в юрских красноцветах выделяет две свиты: конгазскую (верхний кимеридж по Л. Ф. Романову [1976]) и чадыр-лунгскую (титон), которые входят в состав вишневской серии. На отложениях чадыр-лунгской свиты залегает пестроцветная комратская свита вишневской серии.

Конгазская красноцветно-сероцветная свита сложена конгломератами, песчаниками, алевролитами, известняками, доломитами, ангидритами, гипсами и каменной солью. Нижняя граница проводится по подошве оолитовых, псевдооолитовых, доломитизированных известняков, верхняя совпадает с кровлей гипс-ангидритового горизонта и его аналогов.

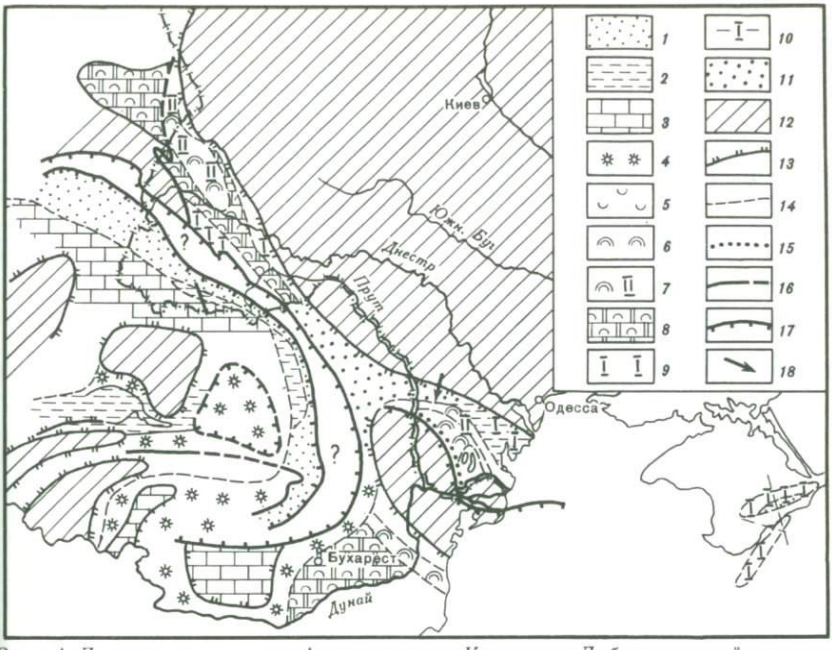
Для юго-западного и центрального секторов Преддобруджинского прогиба характерен глинистый тип разреза в нижней части свиты и мощная толща гипсов, ангидритов и каменной соли — в верхней. В направлении Восточно-Европейской платформы галогенные отложения конгазской свиты замещаются песчано-глинистыми образованиями. Мощность кангазской свиты от 12—15 м на склоне Восточно-Европейской платформы до 645 м в зоне прогиба.

На породах кангазской свиты согласно залегают отложения чадыр-лунгской свиты, представленные глинами, алевролитами, песчаниками и гравелитами. Цвет этих пород бурый, коричневый, вишнево-красный (в юго-западной и центральной частях прогиба красноцветные породы составляют до 90% разреза), породы с прослоями песчаников и алевролитов голубоватой или серой окраски; часто отмечается пятнистая окраска (вторичная).

Толща сильно загипсована (вторичный цемент, вкрапленники, зернистые агрегаты, прожилки селенита). Граница распространения загипсованных красноцветных пород совпадает (по Б. С. Слюсарю) с границей распространения гипс-ангидритового горизонта конгазской свиты, что подтверждает вторичный характер гипсоносности.

Наиболее распространенным типом пород чадыр-лунгской свиты являются глины и алевритистые глины, в составе пелитовых фракций которых преобладает монтмориллонит, отмечается палыгорскит; в примеси алевритового материала преобладает кварц, присутствуют хлориты, слюды, редко — полевые шпаты.

Алевро-песчаники тонко-, мелко- и среднезернистые состоят из кварца (40—70%) полевых шпатов (до 10%), слюды (до 5%). Цемент



Р и с. 4. Литолого-палеогеографическая схема Карпатско-Добруджинской площади титон-кимериджского времени

Литокомплексы шельфа и континентального склона: *1* — терригенно-глинистый; *2* — карбонатно-глинистый, *3* — карбонатный, *4* — осадочно-вулканогенный; литокомплексы морских заливов (солеродных бассейнов): *5* — галит-сульфатно-карбонатный, *6* — терригенно-доломит-ангидритовый, *7* — ангидрито-доломитовый, *8* — ангидритсодержащий доломитовый, *9* — карбонатный, *10* — карбонатно-терригенный, *11* — терригенный; *12* — суша; границы: *13* — палеогеографических провинций, *14* — фациально-литологические, *15* — распространения терригенной толщи чадыр-лунгской серии в пределах СССР; *16* — тектонические нарушения; *17* — надвиги, *18* — направление сноса терригенного материала

(до 50%) состоит из глинистого материала, гипса, ангидрита, гидроокислов железа. Из акцессориев присутствуют апатит, гранат и др.

Минеральный состав алевролитов аналогичен составу алевро-песчаников. Породы карбонатные.

По литологическому составу в этой красноцветной толще выделяют три горизонта. Нижний и верхний сложены красноцветными алевритоглинистыми породами с редкими прослоями песчаников. Текстурные и структурные особенности, характер переслаивания, минеральный состав, плохая сортировка свидетельствуют о том, что эти породы являются осадками застойных опресненных озер семиаридной климатической зоны.

Мощность нижнего горизонта 50—100 м, верхнего — 20—200 м.

Средний горизонт песчано-глинистый (содержание песчаников здесь 30—50%). Песчаные породы горизонта относятся к фации аллювия (русловые отложения). Русловые отложения чередуются с подчиненными маломощными прослоями пойменных алеврито-глинистых отложений. Аллювиальные толщи перекрываются и подстилаются

озерными алеврито-глинистыми образованиями. Мощность среднего горизонта 100—300 м.

Галогенные отложения верхнего кимериджа—титона распространены на значительном пространстве — от южной части Крыма, через Преддобруджинский прогиб, советское Предкарпатье до восточной части польского Предкарпатья. Зона распространения эвапоритов представляла систему заливов северной части Тетиса. В целом эта система включала отложения шельфа, континентального склона и заливов, в частности солеродных бассейнов. В зонах континентального склона и шельфа наблюдаются следующие литолого-фациальные комплексы: относительно глубоководных отложений (карбонатно-глинистый, песчано-глинистый, карбонатный, осадочно-вулканогенный), мелководных заливов, лагун, солеродных бассейнов (галит-ангидритовый, ангидрит-доломитовый, карбонатно-глинистый, рифовый, карбонатный) (рис. 4).

В этой системе акваторий прослеживаются три зоны солеродных бассейнов: Предкарпатская, Придунайская, Крымская.

Предкарпатский бассейн, состоящий из двух зон галогенной седиментации, представляет две тупиковые части залива, что и обеспечивало его существование как солеродного бассейна; галогенез носил незавершенный характер, остановившись на стадии садки сульфатов кальция.

Крымский солеродный бассейн представлен узкой полосой развития сульфатно-кальциевых пород, окруженной комплексом карбонатно-глинистых и нормальноморских карбонатных отложений.

В чадыр-лунгское время происходило воздымание территории Северной Добруджи и прилегающего прогиба. Морские заливы, в которых шло отложение терригенно-галогенной формации, в юго-западной и центральной частях прогиба постепенно сменились аккумулятивной низменностью с системой озер и сравнительно небольших рек, расположенной в относительной близости к источникам сноса обломочного материала: Северной Добрудже и Восточно-Европейской платформе.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Как известно, парагенез галогенных и красноцветно-терригенных отложений отражает переход от гумидного к семиаридному и аридному типам литогенеза. Палеогеографические и палеонтологические условия этого этапа определяют специфические черты их вещественного состава и закономерности распределения связанных с ними полезных ископаемых. На примере осадочных бассейнов Украинской ССР рассмотрены особенности данного парагенеза в наиболее типичных для него тектонических типах структур — передовом прогибе, рифтогенной внутриплатформенной впадине и перикратонном прогибе.

Галогенные и красноцветные отложения (формации, субформации) характеризуются принципиальным отличием вещественного состава. Этот факт определяет и различие комплексов генетически связанных с ними полезных ископаемых. Для галогенных толщ последний определяется прежде всего их макрокомпонентами (каменная и калийные соли).

Для красноцветно-терригенных отложений ведущий комплекс полезных ископаемых — медное и сопровождающее оруденение — выступает в качестве микрокомпонента. Состав рудных микрокомпонентов принципиально различен. Стратиформное медное и сопровождающее оруденение в красноцветно-терригенных отложениях не имеет прямой связи с процессами галогенеза, однако благоприятствующие его образованию факторы обусловливаются сопряжением вмещающей толщи с галогенными формациями. Из числа этих факторов выделяются две группы: 1 — обусловливающие поступление рудного материала из источников сноса: а) резкая дифференцированность движений, обеспечивающая достаточно интенсивный размыв первично обогащенных металлом комплексов области денудации, определенные взаимоотношения области денудации с бассейном аккумуляции, а также распределение седиментационных фаций; б) специфические климатические условия, предопределяющие выветривание и транспортировку рудного материала в пределы бассейна осадконакопления; в) определенные стадии тектонического цикла, создающие оптимальный режим для поступления рудного и обломочного материала; 2 — факторы, обусловливающие осаждение рудного материала в седиментационном бассейне: а) формы рельефа, благоприятные для образования рудных залежей; б) наличие геохимических барьеров, вызывающих рудообразование [Хрущов и др., 1977].

При отмеченных различиях проявляются некоторые черты сходства парагенеза галогенных и красноцветно-терригенных формаций.

1 — общность бассейнов осадконакопления. Частным моментом этого фактора, соответствующим закону Вальтера—Головкинского, является парагенез красноцветно-терригенных отложений с галогенными формациями преимущественно мелководного типа, преимущественно глубоководным присущ парагенез с сероцветными в основном глинистыми и карбонатными образованиями; отсюда вытекает и оценка возможности сопряжения с галогенными формациями принципиально различных типов медного оруденения: типа медистых сланцев — с преимущественно глубоководными, типа медистых песчаников — с преимущественно мелководными. Наиболее полная степень общности присуща рифтогенным внутриплатформенным структурам, наименьшая — перикратонным прогибам.

2 — общность источников сноса обломочного материала. Последняя определяет сходство минеральных и геохимических ассоциаций, зональности и рудно-геохимической специализации обломочного материала.

3 — общность основных черт палеотектоники, определяющая гомологичность распределения фациальных и литофациальных комплексов и минерально-геохимическую зональность. Пространственное соотношение элементов парагенеза связано общими контурами структурно-тектонической зоны осадконакопления и управляется процессами трансгрессий — регрессий и континентальной седиментации (пример Доно-Днепровского прогиба). Этот фактор, таким образом, обусловливает палеогеографические и литофациальные особенности образования парагенеза, анализ которых является основой прогнозирования комплексов полезных ископаемых как галогенных, так и красноцветно-терригенных отложений.

Развитие наложенной минерализации рассольного характера является

производным галогенных, точнее, соленосных отложений, красноцветно-терригенные толщи могут служить одним из источников рудного материала.

На основе анализа рассмотренных особенностей парагенеза красноцветнотерригенных и галогенных формаций разработан комплекс поисковых критериев и дано прогнозирование ряда рудных и нерудных полезных ископаемых для рассмотренных регионов.

ЛИТЕРАТУРА

Афанасьева И. М. Литогенез и геохимия флишевой формации северного склона советских Карпат. Киев: Наук. думка, 1983. 183 с.

Бирюлев А. Е., Бирюлева Л. В. Отчет о результатах ревизионно-поисковых работ на медь, проведенных в пределах Волыно-Подолии в 1963—1964 гг. Львов, 1965. 240 с.

Глушко В. В., Вишняков И. Б., Помяновская Г. М. и др. Изучение строения юго-западного края Восточно-Европейской платформы в пределах УССР: Отчет УкрНИГРИ. Львов: УкрНИГРИ, 1978. 506 с.

Голубовский В. А. Формационный анализ сложных регионов. М.: Недра, 1983. 212 с.

Грабянская Н. Н., Грабянский В. В., Левенштейн М. М. и др. Терригенно-красноцветная формация нижней перми Донецкого бассейна // Прогноз месторождений полезных ископаемых в осадочных формациях Украины. Киев: Наук. думка, 1974. С. 85—94.

Кореневский С. М. Комплекс полезных ископаемых галогенных формаций. М.: Недра, 1973. 105 с.

Кореневский С. М., Бобров В. П., Супронюк К. С., Хрущов Д. П. Галогенные формации Северо-Западного Донбасса и Днепровско-Донецкой впадины и их калиеносность М.: Недра, 1968. 74 с.

Лурье А. М. Меденосность девонских красноцветов Приднестровья. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1963. 251 с.

Нестеренко Л. П. О методике корреляции нижнепермских отложений донецкого бассейна, его северо-западных окраин и восточной части Днепровско-Донецкой впадины // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1958. № 2. С. 118—122.

Романов Л. Ф. Мезозойские пестроцветы Днестровско-Прутского междуречья. Кишинев: Штиинца, 1976. 208 с.

Слюсарь Б. С. Юрские отложения северо-западного Причерноморья. Кишинев: Штиинца, 1971. 245 с.

Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР, 1962. Т. 1. 550 с.

Сущук Е. Г. Пестроцветная формация верхней перми // Прогноз месторождений полезных ископаемых в осадочных формациях Украины. Киев: Наук. думка, 1974. С. 115—121.

Феофилова А. П. Переход угленосных отложений карбона в соленосные отложения перми в Западном Донбассе. М.: Наука, 1966. 175 с.

Хрущов Д. П. Литология и геохимия галогенных формаций Предкарпатского прогиба. Киев: Наук. думка, 1980. 312 с.

Хрущов Д. П., Кореневский С. М., Бобров Б. П. Галогенные формации нижней перми Днепровско-Донецкой впадины // Прогноз полезных ископаемых в осадочных формациях Украины. Киев: Наук. думка, 1974. С. 94—100.

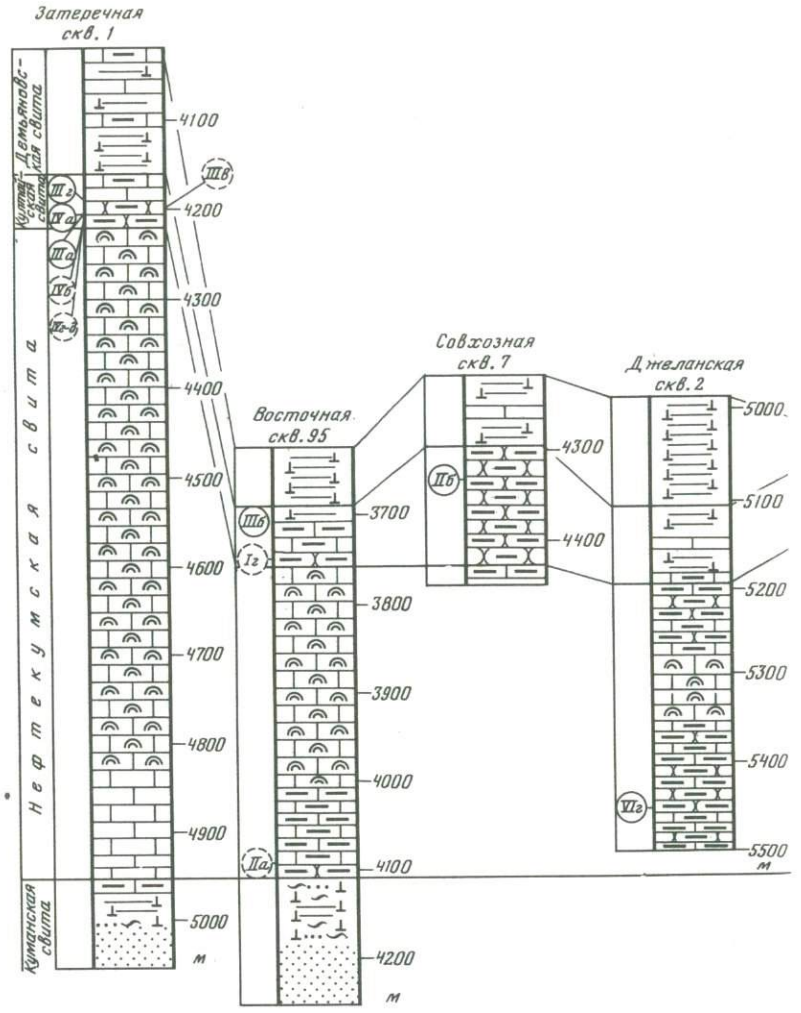
Хрущов Д. П., Нечаев Ю. А., Кардаш В. Г., Галий С. А. Медное оруденение стратифицированного типа в отложениях, парагенетически связанных с соленосными формациями Украины. Киев: ИГФМ АН УССР, 1977. 47 с.

УДК 552.541:551.761 (470.6)

Б. П. НАЗАРЕВИЧ, И. А. НАЗАРЕВИЧ, Н. И. ШВЫДКО

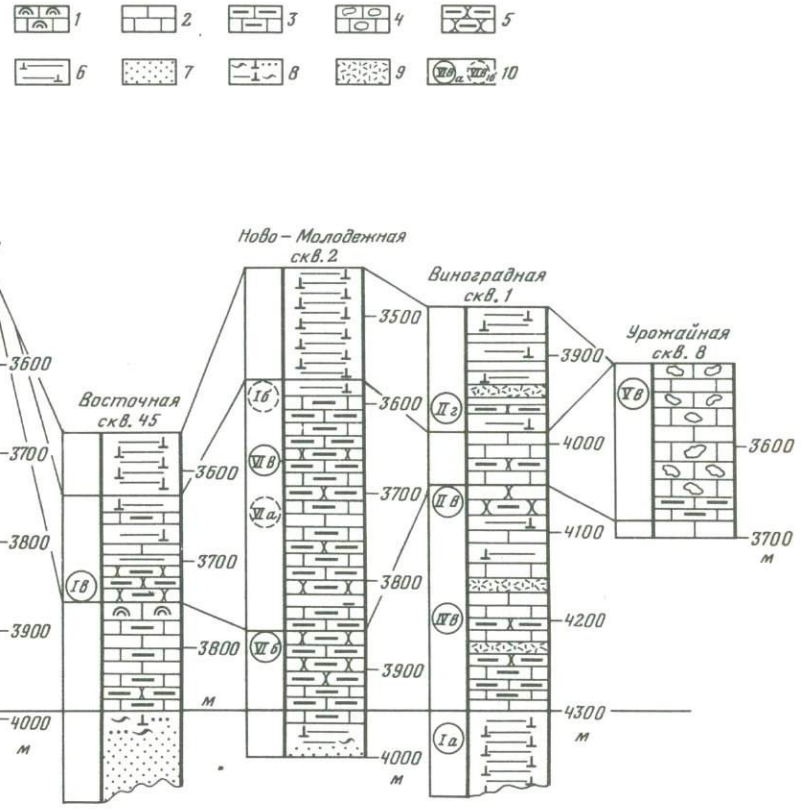
О ГЕНЕЗИСЕ «ПЯТНИСТО-БРЕКЧИЕВИДНЫХ ИЗВЕСТНЯКОВ» НИЖНЕГО ТРИАСА ВОСТОЧНОГО ПРЕДКАВКАЗЬЯ

В составе нижнетриасовых отложений Восточного Предкавказья, подразделяющихся на куманскую, нефтекумскую, култайскую и демьяновскую свиты (рис. 1), широко распространены характерные глинисто-известковые породы с весьма разнообразными пятнистыми текстурами, литогенетическая сущность которых исследователями трактуется чрезвычайно неоднозначно. Наряду с чисто морфологическими и потому генетически нейтральными определениями этих пород, как, например, в Региональной стратиграфической схеме верхнепермских и триасовых отложений Восточного Предкавказья «известняки серые и бурые, глинистые, брекчированные» [Решение..., 1979] или «красновато-бурые брекчиевидные известняки, содержащие органические остатки, напоминающие хиолиты» [Жабрёва и др., 1978, с. 62], наибольшей популярностью пользуется представление об их обломочной природе. При этом в большинстве работ содержится утверждение о приуроченности «пестроцветных брекчиевидных известняков» к очень узкому стратиграфическому интервалу нижнетриасового разреза — основанию култайской свиты. Так, в «Объяснительной записке...» [1973, с. 57] указывается, что «нижняя, култайская подсвита... сложена микрозернистыми и пелитоморфными, участками комковатыми органогенно-обломочными и доломитизированными известняками, глинистыми известняками, реже осадочными брекчиями (в том числе и брекчиями растрескивания)». Л. М. Савельева определяет эти породы как «известняки комковато обломочные, брекчиевидные, красно-бурого и зеленоватого цвета» и считает, что «этот тип пород характерен только для базальных слоев свиты (култайской — *Б. Н., И. Н., Н. Ш.)*» [Савельева, 1978, с. 46]. По утверждению А. И. Летавина, «начинается формация отложениями молодежнинской (т. е. култайской и демьяновской свит — *Б. Н., И. Н., Н. Ш.*) свиты с пестроцветными конгломератами в основании» [Летавин, 1978, с. 39]. В работе коллектива дагестанских исследователей отмечается, что «обломочные известняки наиболее развиты в култайской свите» и высказывается мнение о том, что «образовались они в результате разрушения местных источников сноса, сложенных карбонатными породами, очевидно, нефтекумской свиты... По генезису они относятся к обломочным породам, но по химическому составу отвечают известнякам» [Геология..., 1978, с. 41]. Особо выделяется точка зрения Ю. Ф. Мышковой, считавшей эти образования брекчиями, возникшими благодаря растрескиванию пелитоморфных известняков с массивной текстурой при временном осушении отдельных частей бассейна [Мышкова, 1970]. Наконец, А. С. Горкушин относит «породы култайской свиты к интракластам,



Р и с. 1. Положение известняков и глинисто-известковых пород с пятнисто-брекчиевидной текстурой в разрезах нижнетриасовых отложений Восточного Предкавказья

1 — массивные (биогермные) известняки и доломиты; *2* — слоистые (органогенно-обломочные, микритовые, зернистые и др.) известняки, доломитизированные известняки и известковые доломиты; *3* — слоистые глинистые известняки; *4* — обломочные известняки; *5* — известняки и глинисто-известковые породы с пятнисто-брекчиевидной текстурой; *6* — аргиллиты и известковые аргиллиты; *7* — песчаники; *8* — алевролиты песчанистые, глинистые, известковые; *9* — туфы, *10* – типы известняков и глинисто-известковых пород с пятнисто-брекчиевидной текстурой: *а* — номер фотографии (см. рис. 2), *б* — то же, но для пород данного типа, встреченных в разрезах других скважин



которые по своей природе отличны от базальных пластов-конгломератов» [Горкушин, 1983, с. 10].

Представления об обломочной природе «брекчиевидных известняков» и их приуроченности к основанию култайской свиты, базировавшиеся, кстати, на сравнительно ограниченном фактическом материале, приводили авторов к таким кардинальным заключениям, как, в частности, признание значительного перерыва в осадконакоплении на границе нефтекумского и култайского времени и соответственно глубокого и крайне неравномерного по площади предкултайского размыва отложений нефтекумской свиты. В свою очередь, это служило одним из доводов для отрицания существенной роли в строении нефтекумской свиты ископаемых органогенных построек и для вывода о том, что основным элементом современной структуры нижнетриасовых отложений служат круп-

ные, глубоко эродированные в сводах складки карбонатной толщи нефтекумской свиты.

Становится очевидным, что выяснение истинной природы этих пятнистых глинисто-известковых пород приобретает не только общепознавательный интерес, но и важнейшее практическое значение, поскольку решением вопроса о строении и структуре нижнетриасовых толщ напрямую определяется методика и, что особенно важно, успешность и эффективность поисков и разведки в них нефтегазовых скоплений.

Для распознания генезиса «пятнистых брекчиевидных известняков» нами был использован керновый материал практически по всем скважинам, вскрывшим к настоящему времени нижнетриасовые отложения на территории Ставрополья, Равнинного Дагестана и прилегающих районов Калмыкии. Это позволило установить, во-первых, что в данную группу пород входят отнюдь не только пестроокрашенные разности (красновато- и зеленовато-бурые, с желтовато-, зеленовато- и красно-бурыми пятнами), а также и сероцветные (от темно-серой до светло-серой окраски) породы с пятнисто-брекчиевидной текстурой и, во-вторых, что морфологическая сущность всех этих пород, несмотря на чрезвычайное обилие текстурно-структурных разновидностей, едина — неравномерное по объему породы распределение карбонатного (главным образом, известкового, в меньшей степени — доломитового или доломитово-известкового) и глинистого материала.

Значительное расширение фактического материала по сравнению с имевшимся в распоряжении цитировавшихся авторов дало возможность установить также, что как пестроцветные, так и сероцветные породы с данным текстурным габитусом свойственны не одной только култайской свите (и тем более лишь ее базальным горизонтам), а прослеживаются, хотя, быть может, и не столь часто и широко, по существу, по всему разрезу нефтекумской свиты и, кроме того, нередко отмечаются и в верхах куманской свиты. Следовательно, глинисто-известковые породы с пятнисто-брекчиевидной текстурой не образуют выдержанного стратиграфического горизонта, а служат неотъемлемой составляющей высококарбонатной части нижнетриасового разреза и не обнаруживаются совершенно лишь в бескарбонатной или низкокарбонатной его частях (терригенная толща куманской свиты и аргиллитовая толща демьяновской свиты).

В разрезах скважин, вскрывающих отложения куманской, нефтекумской и култайской свит, известково-глинистые породы с пятнисто-брекчиевидной текстурой образуют как маломощные (единичные или неоднократно повторяющиеся) прослои в доли метра, так и мощные пачки до нескольких десятков метров, расслоенные известняками или аргиллитами иного текстурного облика (массивные однородные или слоистые текстуры). Следует заметить, что на естественном сколе или на выбуренной поверхности керна пятнисто-брекчиевидные текстуры, как правило, улавливаются с большим трудом или вообще неразличимы. Поэтому для выявления таких пород приходится прибегать к изготовлению распилов, пришлифовок и полировок (продольных и поперечных) из отобранных образцов керна. В ряде случаев (при интенсивной окраске пород и малой контрастности желваков и связующей массы) выявле-

нию текстурных особенностей существенно помогает протравливание пришлифованной или полированной поверхности керна слабой соляной кислотой. При всем упомянутом многообразии текстурно-структурных разновидностей глинисто-известковых пород с пятнисто-брекчиевидной текстурой среди них можно выделить несколько основных типов, наиболее характерные представители которых изображены на фотографиях пришлифовок керна и микрофотографиях шлифов (рис. 2, см. вклейку). Остановимся на важнейших особенностях этих основных типов.

Глинисто-известковые породы с «зачаточной» брекчиевидной текстурой (см. рис. 2, I, *а*) — такие породы зафиксированы в верхах куманской свиты в разрезе скв. 1 Виноградной площади. В данном случае наблюдается тонкое ритмичное чередование слойков мощностью от долей миллиметра до 2—5 см буровато-коричневого аргиллита и светло-серого пелитоморфно-микрозернистого известняка с заметным преобладанием аргиллита над известняком за счет большей мощности аргиллитовых слойков. Слойки известняка в одних случаях разделены на микроблоки тончайшими волосными трещинами, ориентированными в самых разнообразных направлениях, в других — отдельные такие микроблоки уплощенно-округлой формы как бы растащены друг от друга в направлении слоистости. Возникновение подобной текстуры связано с тем, что в исходном осадке слойки резко отличались по составу (более мощные слойки почти чистого аргиллита и почти чисто известняковые слойки с незначительной примесью глинистого материала), благодаря чему в процессе уплотнения, обезвоживания и затвердения осадка на пути превращения его в породу происходило лишь растрескивание (за счет уменьшения объема при кристаллизации и перекристаллизации кальцита) слойков известняка. При этом более мощные слойки известняка разбивались трещинами в различных направлениях и такие слойки, сохранив свою целостность, лишь приобретали мозаичное строение. Более же тонкие известняковые слойки нарушались нормальными по отношению к наслоению трещинами, возникшие отдельности в процессе кристаллизации и перекристаллизации принимали уплощенно-округлую форму, а за счет уменьшения объема и под влиянием нагрузки вышележащего осадка оказались как бы отодвинутыми друг от друга.

Известковые аргиллиты с послойными скоплениями известняковых желваков (см. рис. 2, I, *б*) наблюдаются в култайской и значительно реже в самых низах демьяновской свиты в большом числе скважин на ряде разведочных площадей Равнинного Дагестана. Здесь мы снова имеем дело с резко выраженным расслоением исходного осадка по вещественному составу (глинистые, слабо известковые слои и известковые очень слабо глинистые слои), но мощность слоев разного состава резко увеличена по сравнению с предыдущим случаем — известняковые слои имеют мощность от 1—2 до 8—10 см и разделены глинистыми слоями мощностью от 10—20 см до нескольких метров. Ведущим процессом образования известняковых желваков, располагающихся на определенном слоевом уровне, является диагенетическое стягивание известкового материала вокруг каких-то центров кристаллизации с заполнением возникающих при этом промежутков между желваками округлой эллиптической, иногда угловатой формы глинистым материалом ниже- и

вышележащих слойков, а также вытолкнутым из объема, занятым желваками при кристаллизации кальцита. Все обнаруженные породы подобного типа обладают ярко выраженной сероцветной окраской — темно-серые и черные глинистые слои и светло-серые известняковые желваки. Они характеризуются повышенным или высоким содержанием рассеянного органического вещества, часто обогащены включениями сульфидов железа.

Известняки и доломиты с узловатой текстурой (см. рис. 2, I, *в—д* и II, *а*) пользуются чрезвычайно широким распространением в основании нефтекумской свиты в разрезах биогермного типа (см. рис. 2, II, *а*), составляя в ряде скважин существенную часть толщи серых слоистых известняков. В некоторых скважинах они отмечаются и в прикровельной части нефтекумской свиты (скв. 44 и 45 Величаевской площади и др.), а также и в основании култайской свиты. Представлены всегда сероцветными разностями и состоят в большей части своего объема (от 50—60 до 80—90%) из желваков разнообразной формы (сферической, уплощенно-эллиптической, угловатой, таблитчато-изометрической и тому подобные) глинисто-известкового или глинисто-доломитового состава, разделенных известково-глинистым материалом более темной окраски. Этот связующий известково-глинистый материал образует как бы причудливо изогнутые слойки (извилистые, ветвящиеся и кустистые, часто содержащие внутри себя желваки размером на порядок меньше основных желваков), местами образующие линзообразные утолщения и раздутия. Многие желваки содержат явственные зародышевые центры (фрагменты раковин, минеральные зерна, ходы илоедов и др.). Это уже существенно отличные от двух предыдущих типов образования — их источником служил не дифференцированный по вертикали (во всяком случае в пределах, соизмеримых с вертикальным размером поднимаемого керна) известково-глинистый и глинисто-известковый (в некоторых случаях — глинисто-доломитовый) осадок с примерно равным содержанием глинистого и известкового компонентов или с незначительным превышением одного над другим. Благодаря наличию микронеоднородностей в исходном осадке (будущие центры стягивания и кристаллизации), располагавшихся без всякой упорядоченности по латерали и вертикали, создавались условия для стягивания известкового или доломитового материала в желваки той или иной формы с одновременным вытеснением глинистого материала в межжелваковые промежутки. Этот процесс разделения карбонатного и глинистого компонентов осадка не доходил до полного завершения, благодаря чему в породах данного типа нет такого резкого контраста в чистоте карбонатного материала желваков и глинистого материала связующей массы. Расположение желваков в породе и их ориентировка (в случае уплощенных и удлиненных стяжений) самые разнообразные — от полного отсутствия признаков упорядочения ориентировки и размещения желваков до ясно уловимого субпараллельного и послойного их распределения. Составляющие незначительную часть относимых сюда пород доломиты с узловатой текстурой несут следы значительного ее усложнения более поздними — катагенетическими процессами: образование каверн и полостей за счет выщелачивания и растворения, часто с последующим их заполнением кальцитом, каолинитом.

Известняки и доломиты с облаковидной волнисто-слоистой текстурой (см. рис. 2, II, *б*) чрезвычайно широко распространены в отложениях култайской свиты (именно они дали повод для выделения рядом исследователей горизонта красно-бурых брекчиевидных известняков, но интерпретируемых ими как толща обломочных пород, залегающих с глубоким размывом на отложениях нефтекумской свиты) и сравнительно редко отмечаются в отдельных скважинах в разрезе нефтекумской свиты (скв. 4 Ново-Колодезная, 8 Восточно-Сухокумская, 2 Джеланская и др.). Входящие сюда породы обладают самой разнообразной окраской (красно-коричневые, красно-бурые, зеленовато- и буровато-серые и т. п.), всегда имеющей пятнистый характер — в более темной глинистой или известково-глинистой связующей массе (напоминающей, пользуясь терминологией для структур, базальный цемент кластических пород) расположены более или менее ясно выраженные послойные скопления гораздо светлее окрашенных желваков и желвачков с неправильными извилисто-округлыми очертаниями чисто известкового или глинисто-известкового материала. На продольных и поперечных срезах такая форма желваков напоминает кучевые облака, что и позволило назвать текстуру данной разновидности пород облаковидной. Для входящих сюда пород характерны следующие особенности: незначительное превышение валового содержания карбонатного материала над глинистым; существенная однородность желваков по размеру и, как правило, гораздо меньшие их размеры по сравнению с породами предыдущего типа; сравнительное обилие как в желваках, так и в связующей массе фрагментов мельчайших и весьма тонкостенных раковин, а также довольно частая встречаемость ядер аммоноидей, брахиопод и других организмов.

Известняки и доломиты с пятнистой брекчиевидной текстурой (см. рис. 2, II, *в, г*) пользуются сравнительно ограниченным распространением и отмечаются в равной степени в отложениях нефтекумской и култайской свит. От пород предыдущего типа отличаются, во-первых, значительно меньшей контрастностью состава связующей массы и пятнистых выделений карбонатного или глинисто-карбонатного материала и, во-вторых, наиболее неправильной формой карбонатных стяжений с резко извилистыми, часто заливообразными очертаниями. При более высоком общем содержании глинистого материала границы карбонатных стяжений с вмещающей массой резкие и четкие, при высокой общей карбонатности породы наблюдаются размытые постепенные переходы от стяжений к связующей массе и в целом более светлая окраска как стяжений, так и связующей массы.

Известняки и глинисто-известковые породы с пятнисто-брекчиевидной текстурой по органическим остаткам (см. рис. 2, III) в самостоятельный тип выделены несколько условно. Скорее всего, относимые сюда породы отвечают различным стадиям процесса диагенетического (возможно, и раннекатагенетического) перераспределения раковинного карбонатного материала, приводящего в конечном результате к возникновению на месте органогенных остатков известковых или доломитово-известковых желваков, первичная органогенная природа которых полностью стерта процессами растворения скелетного кальцита и араго-

нита (?), близраковинного его перемещения и рекристаллизации. На реальность такого явления указывает встречаемость, хотя и довольно редкая, пород, в которых остатки аммоноидей и брахиопод играют породообразующую роль — это буквально «кладбища» аммонитов и брахиопод (см. рис. 2, III, *б, в*). В первом из приведенных примеров наблюдаются еще совершенно не утратившие своей формы обызвествленные ядра, местами даже с частично сохранившимся раковинным слоем, погруженные в известково-глинистый матрикс. Во втором случае среди резко преобладающих по объему желваков облаковидной формы выделяются две группы: в одной части отчетливо выражены элементы внутреннего строения аммоноидей (камеры, лопастная линия и т. п.), а в другой — форма желваков (при наблюдении в объеме породы, а не на ее срезе) походит на оплывшие ядра тех же аммоноидей и брахиопод.

Под микроскопом выявляется еще одна существенная деталь состава и строения подобных пород. Обнаруживается, что наряду с улавливаемыми и в шлифах срезами раковин аммоноидей, желваки и связующая масса обильно насыщены раковинами мелких и чрезвычайно тонкостенных организмов (брахиоподы, гастроподы, возможно, двустворки и др.), часто в силу своих малых размеров не поддающихся определению (см. рис. 2, III, *г*). Характерно, что все это не раковинный детрит, а цельные раковины, чаще же — разрозненные створки раковин или их отдельные элементы, отделившиеся друг от друга после распада мягкого тела.

В тех же случаях, когда только у редких желваков сохраняются признаки принадлежности к органогенным остаткам, а у подавляющей их части такие признаки отсутствуют (см. рис. 2, III, *а*), следует все же полагать, что по крайней мере значительная часть этих стяжений сформировалась подобным же путем.

В целом все описанные типы пород объединяет не только морфологическое единство, но и то, что у подавляющего большинства представителей этой обширной гаммы известково-глинистых пород их современный текстурный облик не является отражением условий осадконакопления, а формировался путем ранне- и в меньшей степени позднедиагенетического перераспределения карбонатного материала под воздействием конкреционного механизма.

Неравномерность в распределении по объему породы карбонатного и глинистого материала возникала в первоначально гомогенно-однородном известково-глинистом или глинисто-известковом осадке (причем соотношения карбонатного и глинистого материала в исходном незатвердевшем иле создавались самые разнообразные — от резкого преобладания одного из названных компонентов до примерно равных количеств обоих компонентов) на стадии диагенеза. Благодаря наличию изначальных микронеоднородностей (редкие обломочные зерна, фрагменты раковин или цельные раковинные остатки, рано выкристаллизовавшиеся зерна и др.), являвшихся центрами стягивания обладающего значительной кристаллизационной силой карбонатного материала, происходила его концентрация вокруг таких центров и оттеснение глинистого материала в образующиеся промежутки между возникающими

карбонатными желваками. В зависимости от количественных соотношений карбонатного и глинистого материала в исходном иле степень разделения этих компонентов до момента окончательного затвердевания осадка оказывалась весьма различной — от участков породы со слегка отличающейся карбонатностью или глинистостью до обособления почти чисто известковых желваков, заключенных в столь же чисто глинистой связующей массе.

Указанный процесс осложнялся также и первичной слоистостью осадка (тонкой или грубой), благодаря чему возникало чередование по вертикали латерально гомогенных слоев, различающихся между собою, в свою очередь, соотношением карбонатного и глинистого материала. Эта слоистость накладывалась на ход стягивания и разделения компонентов известково-глинистого материала и приводила к увеличению многообразия формирующихся текстурных разновидностей. Но при этом следует учитывать, что само возникновение слоистости могло по крайней мере частично вызываться отнюдь не только пульсациями транспортировки и осаждения компонентов осадочного материала. Как показано В. Эдером для девонских и каменноугольных отложений Рейнских Сланцевых гор, «равномернослоистые известняково-мергельные толщи явно циклического или ритмического строения во многих случаях (в глубоко- и мелководных карбонатных обстановках) могут образовываться путем раннедиагенетического перераспределения карбоната, а не в результате вариаций в первичном поступлении осадочного материала» [Эдер, 1985, с. 117]. Отмечая, что процессы перераспределения карбонатного материала контролировались местными, а не глобальными факторами и что ведущая роль среди этих факторов принадлежала, возможно, бактериальной деятельности в частично «открытой системе» в самом верхнем слое осадка, В. Эдер указывает, что процесс диагенетического перераспределения карбоната, вероятно, имел место также и в отложениях раковинного известняка (средний триас, юго-запад ФРГ) или в разрезах юрских плитчатых известняков (оксфорд, юго-запад ФРГ), или в палеозойских толщах Ирландии или Альп. Из этого следует, что механизм формирования слоистого облика известково-глинистых толщ под воздействием диагенетического преобразования гомогенно-однородного или же весьма слабо расслоенного осадка может рассматриваться как широко распространенное, а не уникальное явление.

Для всех рассмотренных «брекчиевидных» пород характерны, во-первых, полное или почти полное отсутствие в них нормального кластического (терригенного и биодетрита) материала и, во-вторых, первичная латеральная однородность исходного осадка при его ясно или слабо выраженной вертикальной неоднородности, т. е. слоистости. В генетическом плане это означает, что так называемые пестроцветные брекчиевидные известняки, являющиеся на самом деле как пестроцветными, так и сероцветными известково-глинистыми и глинисто-известковыми породами с пятнисто-брекчиевидной текстурой, не имеют никакого отношения к обломочным накоплениям. Они относятся к образованиям иловых впадин, т. е. пониженных участков морского дна, в которых поверхность осадка располагалась ниже волнового базиса и накопление осадка происходило в условиях пассивного гидродинамического режима

Степень пониженности таких участков относительно водной поверхности была существенно неодинаковой и колебалась в значительных пределах, определяясь в первую очередь не абсолютной глубиной бассейна, а расчлененностью рельефа его дна. Эта расчлененность создавала застойную гидродинамику в ряде случаев при глубине в первые десятки метров — в таких небольших по площади западинах в условиях хорошей аэрируемости и обогащения придонных вод и верхних слоев осадка кислородом формировались известково-глинистые илы, обогащенные окисными соединениями железа, дававшие впоследствии начало пестроцветным известково-глинистым породам с пятнисто-брекчиевидной текстурой. В условиях значительно больших глубин (до 200 м, а возможно, и существенно более значительных) и на обширных площадях застойный гидродинамический режим сопровождался недостатком или даже полным отсутствием свободного кислорода в придонных водах и тем более в поверхностных слоях осадка, что приводило к накоплению известково-глинистых слоев, содержащих закисные и/или сульфидные железистые соединения и обогащенных рассеянным органическим веществом сапропелевого характера. Из таких осадков в последующем возникали сероцветные известково-глинистые породы с пятнисто-брекчиевидной текстурой.

Общим для всех рассмотренных текстурных разновидностей глинисто-карбонатных пород (слоистой с началом оформления брекчиевидности, послойных скоплений желваков, узловатой, облаковидной, пятнистой, по органогенным остаткам) является то обстоятельство, что их формирование начинается еще в пластично-жидком иле и почти полностью заканчивается к моменту отвердевания и кристаллизации карбонатного материала, т. е. отвечает раннему диагенезу. Наряду с описанными достаточно часто наблюдаются породы, хотя их роль все же гораздо более ограничена, текстурный облик которых также начинает закладываться в раннем диагенезе, но его окончательное оформление происходит уже после частичного или даже полного затвердения осадка, т. е. эти текстуры являются позднедиагенетическими и/или раннекатагенетическими. Сюда следует отнести различные брекчии растрескивания, а также известняки и доломиты пятнисто-брекчиевидной текстуры с микростилолитами.

Брекчии растрескивания (см. рис. 2, IV, *а—г*) весьма характерны для нефтекумской свиты и также довольно часто встречаются в култайской свите. Среди них могут быть выделены две группы, характеризующиеся несколько различным габитусом. К первой из них мы относим породы, обладающие пестроцветной окраской и состоящие из фрагментов известняка более или менее изометричной формы с извилисто-округлыми очертаниями, обладающих ясной конформностью; эти фрагменты либо плотно прилегают друг к другу без видимых признаков взаимного смещения, либо же частично смещены друг относительно друга и погружены в глинисто-известковую массу, в той или иной степени обогащенную гидроокислами железа (см. рис. 2, IV, *в, г*). О том, что образующие эти породы фрагменты известняка некогда составляли единое целое, убедительно свидетельствует наблюдаемая под микроскопом структурно-вещественная тождественность соседствующих

фрагментов вплоть до наличия в них одних и тех же форменных элементов (раковинных, кристаллических), как бы отодвинутых друг от друга разделяющими фрагменты известняка «струйками» известково-глинистого материала (см. рис. 2, IV, *б*).

Вторую группу известняковых брекчий растрескивания составляют светлоокрашенные (белесоватые, светло-серые) породы, образованные весьма различающимися по размерам (от 1—2 мм до нескольких сантиметров в поперечнике) резко остроугольными известняковыми частицами с явными признаками относительного перемещения, сцементированными пелитоморфно-микрозернистой известковой или глинисто-известковой связующей массой, по окраске и составу мало отличающейся от насыщающих ее фрагментов (см. рис. 2, IV, *а*).

Указанные морфологические различия двух групп известняковых брекчий растрескивания могут быть связаны с различными условиями и временем их формирования: образование пород первой группы всегда происходило в подводных условиях (как мелководных, так и при значительной глубине поверхности осадконакопления) в самом начале затвердевания исходного осадка, еще сохранявшего значительную пластичность; возникновение пород второй группы осуществлялось в конце затвердения исходного осадка при полной или почти полной утрате им пластичности и в условиях наибольшего мелководья при периодических кратковременных осушениях морского дна под влиянием различных факторов (приливно-отливные движения вод, ветровой сгон водной массы). Таким образом, эта последняя группа пород по условиям образования резко отличается от всех вышеописанных известково-глинистых пород с пятнисто-брекчиевидной текстурой — накоплений иловых впадин и объединена с ними лишь в силу текстурной близости. Эта текстурная близость служит в данном случае еще одним примером конвергенции внешних признаков, присущих генетически разнородным образованиям.

Известняки и доломиты пятнисто-брекчиевидной текстуры с микростилолитами (см. рис. 2, IV, *д, е*) образуют группу пород, по условиям образования (на стадиях сингенеза и диагенеза) отвечающих тем разновидностям вышеописанных глинисто-известковых пород с пятнисто-брекчиевидной текстурой, которые характеризуются значительным преобладанием в составе исходного осадка карбонатного материала над глинистым и текстура которых на разных этапах стадии катагенеза (т. е. уже после окончательной литификации) усложняется из-за развития густой сетки разноориентированных и многократно пересекающихся микростилолитов, разбивающих породу на множество микроблоков более или менее изометрично-округлой формы с извилисто-зазубренными поверхностями. Поскольку малоглинистые породы редки в отложениях култайской свиты и пользуются массовым развитием в нефтекумской свите, постольку данный тип известняков и доломитов с пятнисто-брекчиевидной текстурой свойствен преимущественно нефтекумской свите и лишь в редких случаях фиксируется в толще култайской свиты. Кроме того, в данную группу могут быть отнесены известняки иного генезиса — массивные белые биогермные разности, лишенные примеси глинистого материала, но также разбитые сеткой микростилолитов на блоки относительно более крупного (по сравнению с предыдущими

разностями) и резко меняющегося размера; подобного рода породы свойственны исключительно отложениям нефтекумской свиты. Здесь мы снова сталкиваемся с конвергенцией внешних признаков, сближающих по текстурному облику совершенно разнородные в генетическом отношении образования.

Из приведенной характеристики известково-глинистых пород пятнисто-брекчиевидной текстуры следует, что по своим текстурно-морфологическим признакам они легко отличимы от большинства собственно **обломочных карбонатных пород** (см. рис. 2, V, *а*— *г*), играющих вопреки широко распространенному мнению весьма скромную роль в строении култайской свиты (хотя в отдельных скважинах они являются доминирующим компонентом ее разреза — примером может служить скв. 8 Урожайненской площади) и пользующихся (опять-таки вопреки существующим представлениям) достаточно широким развитием среди отложений нефтекумской свиты. Но немалая часть обломочных карбонатных пород также обнаруживает конвергентное сходство с целым рядом представителей пятнисто-брекчиевидных глинисто-известковых образований — накоплений иловых впадин.

Во многих случаях истинно обломочная природа карбонатных пород легко устанавливается визуально по тесному сочетанию двух признаков — морфологии обломков (либо их весьма совершенная окатанность и почти идеальная сферическая форма (см. рис. 2, V, *б*), либо же резко выраженная остроугольность и неодинаковость габитуса, в значительной степени наследующего текстурно-структурные особенности пород-источников обломочного материала (V, *а*)) и различному петрографическому составу обломков, ясно улавливаемому невооруженным глазом при достаточно крупном их размере. Подобного рода крупнообломочные известняки (известняковые брекчии, конгломераты и гравелиты) являются чрезвычайно мелководными образованиями, сформировавшимися при весьма активном гидродинамическом режиме, способствовавшем захоронению в осадке наиболее крупнообломочного материала, выносу в сопредельные участки более мелких частиц и последующей цементации осажденной кластики известковым материалом.

В ряде случаев известняковые гравелиты или дресвяники по своему внешнему облику чрезвычайно сходны с глинисто-известковыми породами пятнисто-брекчиевидной текстуры (см. рис. 2, V, *в*), но при микроскопическом изучении обломочного материала также выявляется, что этот материал представляет собой смесь фрагментов известняков различного состава и разной структуры. Такое смешение в одной породе фрагментов, различных по составу и структуре известняков, коренным образом отличает истинно обломочные карбонатные породы от глинисто-карбонатных пород пятнисто-брекчиевидной текстуры, для которых наиболее характерным признаком служит одинаковость состава и структуры всех известняковых и доломитовых стяжений.

Мелкообломочные карбонатные породы (известняковые песчаники и алевролиты) часто обнаруживают внешнее сходство с органогенно-обломочными, биоморфно-детритовыми и другими разностями известняков, но под микроскопом их обломочная природа устанавливается легко и совершенно однозначно. Это также достаточно мелководные накопле-

ния, образовавшиеся при значительной динамической активности водной массы (волнообразно-колебательные и поступательные движения воды вблизи поверхности осадконакопления).

Еще одна разновидность обломочных карбонатных пород (см. рис. 2, V, *г*) характеризуется разнородностью обломочного материала (как по размеру и форме обломков, так и по их петрографическому составу) и, кроме того, наличием связующей массы, резко отличной по составу от обломков — она представлена глинистым материалом, очень слабо известковистым, участками даже лишенным известковой примеси, в свою очередь, заметно насыщенным обломками главным образом известняков, но существенно иной — песчаной и алевритовой размерности. Подобный пятнистый облик и строение известняковых брекчий свидетельствуют о своеобразном механизме формирования, связанном со значительной глубиной и пассивной гидродинамикой в зоне накопления осадка. Известняковые брекчии возникали в результате оползания по илистому склону морского дна разнохарактерного обломочного известнякового материала из области активных волнений и сгружения его в западинных участках с застойным гидродинамическим режимом, разрешавшим одновременное соосаждение как крупных обломков, так и тонкодисперсного глинистого материала. Такого рода известняковые брекчии обнаружены в отложениях нефтекумской свиты, а их наличие в разрезе служит указанием на близость к месту их образования подвергавшихся волновой эрозии массивов известняковых пород нефтекумской свиты, представлявших собой биогермные постройки.

Из приведенного описания известково-глинистых и глинисто-известковых пород с пятнисто-брекчиевидной текстурой, пользующихся массовым развитием в высококарбонатной части разреза нижнего триаса Восточного Предкавказья, следует, таким образом, что образуемая ими совокупность объединяет конвергентно сходные по внешнему облику, но достаточно разнородные в генетическом отношении образования. Общей их характерной особенностью является тесная парагенетическая связь с ископаемыми органогенными постройками, что позволяет считать все эти породы одним из существенных элементов нижнетриасовой биогермной формации Восточного Предкавказья [Назаревич и др., 1983].

Преобладающую их часть составляют накопления иловых впадин — это первично гомогенно-однородные осадки, давшие начало породам с пятнисто-брекчиевидной текстурой, оформление которой было связано с диагенетическим перераспределением карбонатного материала. Положение в разрезе и вертикально-латеральные взаимоотношения тех или иных представителей этой группы с другими типами пород свидетельствуют о том, что на протяжении раннего триаса в пределах рассматриваемой территории намечается чередование этапов усиления и ослабления расчлененности ложа седиментационного бассейна, обусловливавшее возникновение иловых впадин различных типов.

Так, первое появление в резрезе подобных образований (глинисто-известковые породы с «зачаточной» брекчиевидной текстурой в верхах куманской свиты) отвечает переходу от терригенной седиментации в обстановке постепенного сглаживания положительных форм докуманского эрозионно-тектонического рельефа и заполнения обломочными осадками его отрицательных форм к накоплению известково-глинистых осадков в обширном

бассейне со значительно выровненным дном. На данном этапе развития территории начало интенсивного карбонатоосаждения приходится на фазу максимально нивелировки поверхности осадконакопления, с чем связано локальное развитие западинных участков с застойными условиями седиментации и соответственно лишь спорадическое появление пятнисто-брекчиевидных пород.

С началом роста в пределах седиментационного бассейна органогенных построек (рубеж куманского и нефтекумского времени) вновь возникает и в дальнейшем последовательно нарастает расчлененность его дна. В прилегающих к формирующимся органогенным постройкам западинных участках с глубиной от 10—20 до 200 м создавались застойные условия осаждения глинисто-известкового осадка, из которого впоследствии оформились сероцветные известняки и доломитово-известковые породы с узловатой текстурой, пользующиеся уже достаточно широким площадным распространением. На удалении же от растущих органогенных построек в условиях выровненной поверхности морского дна и в обстановке слабой подвижности в придонном слое (т. е. ниже волнового базиса) на протяжении нефтекумского времени накапливались известково-глинистые и глинисто-известковые осадки, первоначально, по-видимому, недифференцированные или весьма слабо дифференцированные по вертикали — в ходе литификации и в результате частичного перераспределения карбонатного материала из этих осадков сформировалась слоистая толща, характеризующаяся перемежаемостью разностей с волнисто-слоистой, пятнисто-брекчиевидной и ихнитовой текстурами (см. рис. 2, VI, *а — г*).

Но наибольшее развитие и максимальное разнообразие глинисто-известковых и известково-глинистых пород с пятнисто-брекчиевидной текстурой приурочены к тому интервалу нижнетриасового разреза, который отвечает времени завершения формирования и роста органогенных построек, характеризовавшемуся наиболее резкой расчлененностью дна седиментационного бассейна. Достаточно обширная полосовидная зона развития пестроцветных брекчиевидных известково-глинистых пород в основании и нижней половине разреза култайской свиты, обособляющаяся к югу от гряды ископаемых органогенных построек Восточно-Зимнеставкинской структурно-фациальной зоны [Назаревич и др., 1983], намечает краевую часть бассейновой впадины и склоновое подножие карбонатного шельфа («крупной морской банки») и может рассматриваться как эквивалент 2-го и частично 1-го поясов стандартных фаций схемы Дж. Уилсона [Уилсон, 1980]. Преимущественное развитие здесь красноцветных и пестроцветных разновидностей известково-глинистых пород с пятнисто-брекчиевидной текстурой служит указанием на накопление исходного осадка ниже базиса действия волн, но выше уровня насыщения кислородом. Последовательное же нарастание вверх по разрезу сероцветных разностей и переход к толще тонкослоистых темно-серых и черных известковых аргиллитов и глинистых известняков — свидетельство постепенного углубления бассейна и погружения поверхности осадконакопления ниже уровня насыщения кислородом. В результате этого погружения во вторую половину култайского и в демьяновское время повсеместно господствовали условия обширной впадины эвксин-

ского типа. Сопровождавшее это погружение ослабление карбонатоосаждения привело к тому, что стягивание карбонатного материала обеспечивало лишь появление сравнительно редких горизонтов с карбонатными желваками.

Гораздо менее распространены пятнисто-брекчиевидные породы, сформировавшиеся в активноводной обстановке (брекчии растрескивания, некоторые разновидности обломочных карбонатных пород). Преимущественная их приуроченность к нефтекумской свите и спорадичность их появления (на ограниченных участках и на разных уровнях в виде маломощных горизонтов) позволяют считать их составными частями 4-го и 5-го поясов стандартных фаций схемы Дж. Уилсона, т. е. образованиями склонов и тела органогенных построек.

Наконец, к крайне редким образованиям относятся брекчиевидные породы, возникшие при сгружении (оползании по илистому склону) продуктов разрушения биогермных массивов в относительно глубоководные зоны с застойной гидродинамикой. Но, судя по их фациально-генетической природе, редкость их обнаружения, по-видимому, связана с недостаточной изученностью нижнетриасовых отложений и в действительности они распространены гораздо более широко, образуя протяженные полосовидные зоны, окаймляющие как с севера, так и с юга область массового развития ископаемых органогенных построек нефтекумской свиты.

ЛИТЕРАТУРА

Геология и нефтегазоносность доюрских образований Восточного Предкавказья. Махачкала: ИГ Даг. фил. АН СССР, 1978. 120 с. (Тр. Ин-та геологии Даг. фил-ла АН СССР; Вып. 2/16).

Горкушин А. С. Закономерности размещения залежей нефти и газа в карбонатных комплексах мезозоя Восточного Ставрополья: Автореф. дис. ... канд. геол-минерал. наук. М., 1983. 24 с.

Жабрева П. С., Данков Б. С., Юдин Г. Т. Основные черты строения и особенности формирования пород-коллекторов в нижнем триасе Восточного Предкавказья // Геология и нефтегазоносность мезозоя Предкавказья. М.: Наука, 1978. С. 55—69.

Летавин А. И. Тафрогенный комплекс молодой платформы юга СССР. М.: Наука, 1978. 148 с.

Мышкова Ю. Ф. Брекчии растрескивания верхнепермских-нижнетриасовых отложений Восточного Предкавказья // Некоторые проблемы нефтяной геологии Северного Кавказа. М.: ВНИГНИ, 1970. С. 128—130 (Тр. ВНИГНИ; Вып. 100).

Назаревич Б. П., Назаревич И. А., Швыдко Н. И. Нижнетриасовые отложения Скифской плиты — формации и нефтеносность // Осадочные бассейны и их нефтегазоносность. М.: Наука, 1983. С. 123—151.

Объяснительная записка к проектам схем стратиграфии триасовых отложений Кавказа. Л.: ВСЕГЕИ, 1973. 72 с.

Решение 2-го Межведомственного регионального стратиграфического совещания по мезозою Кавказа (триас), 1977 г., с региональными стратиграфическими схемами. Л.: ВСЕГЕИ, 1979. 36 с.

Савельева Л. М. Триас Восточного Предкавказья. М.: Наука, 1978. 92 с.

Уилсон Дж. Л. Карбонатные фации в геологической истории. М.: Недра, 1980. 464 с.

Эдер В. Диагенетическое перераспределение карбоната как процесс образования чередующихся слоев известняка и мергеля: (Девонские и каменноугольные отложения, Рейнские Сланцевые горы, ФРГ) // Циклическая и событийная седиментация. М.: Мир, 1985. С. 105—119.

УДК 552.54:551.73 (571.14+16)

М. Ю. ВАСИЛЬЕВА, О. А. ШНИП

КАРБОНАТНЫЕ ФОРМАЦИИ ВЕРХНЕГО СИЛУРА—НИЖНЕГО КАРБОНА ЮГО-ВОСТОКА ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ

В настоящей статье описываются карбонатные породы палеозоя, вскрытые более чем 150 скважинами в пределах Нюрольской впадины — одной из основных тектонических структур юго-восточной части Западно-Сибирской плиты (см. [Сурков, Жеро, 1981]). В этих породах открыто 18 месторождений нефти, газа и конденсата.

Глубина вскрытия кровли карбонатных пород колеблется от 2440 до 3274 м, а максимальная проходка по ним составляет 1762 м. В прикровельной части карбонатные породы часто превращены в площадные или линейно-трещинные коры выветривания, имеющие карбонатно-кремнистый или карбонатно-глинистый состав; мощность площадных кор достигает 60, линейно-трещинных — 140 м. В большинстве случаев на размытой поверхности карбонатных образований залегают породы тюменской свиты юры, имеющие региональное распространение. В некоторых скважинах карбонатный комплекс перекрыт маломощной толщей терригенных образований, относимых к сероцветной гумидной молассовой (C_3 — P) и глинисто-терригенной сероцветной (T) формациям, в единичных случаях — породами кремнистой или аспидно-сланцевой формаций D_3 — C_1. На периферии Нюрольской впадины карбонатные породы сменяются одновозрастными эффузивными образованиями (рис. 1, см. вкладку), отнесенными к базальт-андезит-липаритовой и андезит-базальтовой формациям, или же толщами аспидно-сланцевой формации D_3 — C_1.

Накопившийся фактический материал позволяет дать поярусное описание карбонатных пород от верхнего силура до нижнего карбона включительно. Сводный разрез (рис. 2, см. вкладку) составлен по материалам исследований многих площадей, однако опорными являются разрезы наиболее глубоких скважин. При стратиграфическом расчленении разрезов в основном использовались данные новосибирских палеонтологов [Богуш и др., 1980а, 1980б; Дубатолов и др., 1984, 1985; Краснов и др. 1984].

Мощности отдельных ярусов определялись по разрезам опорных скважин, причем в сводном разрезе указана как вскрытая мощность, так и истинная, вычисленная с учетом наклона пластов в каждом случае (наклон составляет 0—90°, в среднем 40—50°). Как видно, суммарная истинная мощность карбонатного разреза превышает 3,5 км, но мощность эта неполная, так как подошва разреза не вскрыта. Приблизительными подсчетами определена скорость накопления карбонатных пород: средняя — 40 м за 1 млн лет, максимальная — 58 м за 1 млн лет в среднем и позднем девоне.

Приведенный разрез имеет усредненный характер и показывает преи-

Содержание минералов в карбонатных породах разного возраста, %

Возраст	Число проб	Кальцит	Доломит	$CaSO_4$	Н. О.
S_2ld	9	86,4 65,1—94,5	7,2 2,9—20,5	0,4 0,1—0,6	6,0 1,3—29,4
S_2p	6	75,7 16,6—95,9	22,1 1,0—66,3	0,3 0,1—0,8	3,9 1,4—7,6
D_1	4	91,1 78,5—94,5	6,9 3,5—15,6	0,4 0,1—0,7	1,6 1,0—2,0
D_2ef	7	65,1 22,0—52,7	12,1 3,7—20,0	2,1 0,1—7,2	20,7 1,0—52,0
D_2gv	14	65,3 3,3—91,0	26,3 1,8—94,0	0,4 0,03—1,7	8,0 1,1—35,7
D_3f	18	69,9 0—95,0	21,5 0—96,8	0,05 0,03—1,7	8,6 0,4—55,3
D_3fm	6	51,6 1,1—95,8	44,4 1,3—92,1	0,03	4,0 1,3—10,7
C_1v	5	42,0 20,4—46,5	5,5 1,8—8,0	3,1 2,0—4,5	49,4 40,7—63,1

Примечание. В числителе — среднее, в знаменателе — предельные значения.

мущественное распространение тех или иных типов пород в разных возрастных подразделениях. Карбонатные образования одного возраста в разных участках впадины могут отличаться по составу, фациальному характеру, количеству вулканогенных прослоев и т. д.

На территории впадины вскрыты массивы карбонатных пород в основном органогенного происхождения. В разрезах отдельных скважин встречены пласты хемогенных и обломочных карбонатов. Можно утверждать, что данные породы в пределах Нюрольской впадины слагают несколько формаций, среди которых надо упомянуть рифовую, биогермных массивов, доломитизированных известняков, эффузивно-карбонатную и др. по классификации И. К. Королюк [Постседиментационные..., 1980]. Однако имеющиеся данные еще недостаточны для выделения и описания всех развитых здесь карбонатных формаций.

Обработка данных петрографического, силикатного, термовесового, дифрактометрического, петрофизических анализов позволяет сделать следующие заключения.

Среди карбонатных образований присутствует весь спектр пород карбонатного состава от чистых известняков до доломитов и мергелей. Количество CaO составляет 13,31—55,56, MgO — 0—21,17, нерастворимого остатка (н. о.) — 0,38—63,09%. Распространение этих компонентов по возрастам приведено в таблице.

Нерастворимый остаток состоит из кварца и глинистых минералов; в ряде образцов заметны следы окварцевания. Содержание Al_2O_3 и TiO_2 изменяется вместе с SiO_2, лишь в отдельных образцах отмечено аномально

высокое содержание TiO_2 (до 1,71%). Это объясняется тем, что здесь встречен титаномагнетит, частично превращенный в лейкоксен. Кроме того, в нерастворимом остатке присутствуют смешаннослойные компоненты и органическое вещество, обычно встречаются пирит, каолинит, монтмориллонит, гидрослюды. В двух образцах Калиновой площади встречен хлорит.

Образование доломитовой составляющей в породах карбонатных формаций происходило в два этапа. Там, где доломит почти полностью слагает породу или в смеси с кальцитом образует однородную кристаллическую массу, мы предполагаем либо сингенетичное образование доломита в соответствующих фациальных условиях, либо доломитизацию карбонатного осадка на стадии раннего диагенеза. В других случаях отчетливо заметно его эпигенетическое происхождение — трещины, заполненные доломитом, зоны доломитизации, сохранившиеся в доломите остатки организмов, могущих существовать лишь в условиях нормальной солености. Возможно, вторичная доломитизация связана с ювенильными растворами, несущими MgO и окислы Fe. Для проверки этого предположения мы рассчитали коэффициент корреляции между MgO и FeO по данным десяти силикатных анализов доломитизированных известняков франского возраста из скв. 170 Лугинецкой и 7 Урманской. Он оказался равным 0,94 при критическом значении 0,576 при 5%-ном уровне значимости. Таким образом, корреляция значимая положительная.

Любопытно распределение SO_3. Судя по анализам, почти по всему разрезу количество SO_3 невелико, в среднем около 0,2%. Лишь в породах эйфельского и визейского возраста оно резко возрастает, достигая в среднем 1,24 и 1,82% соответственно. В шлифах этих пород встречены зерна ангидрита.

Содержание SrO в породах всех возрастов не превышает 0,16%. По-видимому, целестина и стронцианита в карбонатных породах нет, а Sr составляет изоморфную примесь в других минералах.

Содержание щелочных металлов в породах всех возрастов составляет в среднем 0,36% K_2O и 0,15% N_2O. Оно хорошо коррелируется с содержанием Al_2O_3. Очевидно, K и Na входят в состав полевых шпатов и слюд нерастворимого остатка.

Плотность исследуемых пород закономерно увеличивается с возрастом, составляя в среднем 2,80 г/см^2 для пород лудлова и 2,49 г/см^3 для карбонатов визейского возраста (см. рис. 2). Она зависит от состава пород (содержание доломитовой составляющей, глинистых минералов) и количества открытых трещин. Средняя плотность всего массива карбонатных пород Нюрольской впадины без учета мощностей и распространенности возрастных подразделений равна 2,67 г/см^3. В изменении пористости пород такой четкой закономерности не отмечено, хотя в общем пористость несколько уменьшается с возрастом пород. Обычно пористость невелика и редко превышает 1,5%. При этом пористость монолитных карбонатов, не имеющих трещин, очень мала и исчисляется десятыми, а то и сотыми долями процента. Она увеличивается в результате воздействия более поздних процессов, в том числе и с появлением тектонических трещин. В этой связи обращает на себя внимание уменьшение пористости на границе франа и фамена

(см. рис. 2). Возможно, к этому времени приурочен один из этапов увеличения тектонической активности территории. Аномально высокие значения пористости, превышающие 10%, отмечались для образцов приповерхностной зоны палеозойского комплекса, измененных гипергенными, в том числе карстовыми, процессами. Особенно это характерно для пород визе. Изучение проницаемости доюрских образований региона только начинается. Имеющиеся данные позволяют сказать, что значимую проницаемость, превышающую $1 \cdot 10^{-15}$ м^2, имеют упомянутые выше породы приповерхностной зоны с карстовыми порами и кавернами, а глубже — породы трещиноватых зон. В этих последних проницаемость в вертикальном направлении на один-два порядка может превышать проницаемость в горизонтальных направлениях, т. е. абсолютно преобладают вертикальные трещины тектонического происхождения.

Фациальная характеристика карбонатных образований разобрана в работах исследователей из СНИИГГиМС и ИГиГ СО АН СССР [Краснов и др., 1984; Дубатолов и др., 1984, 1985; и др]. Здесь же дается общее фациальное описание карбонатных пород территории, основанное на новых материалах.

Карбонатные породы Нюрольской впадины от верхнего силура до низов карбона включительно представляют собой, по-видимому, единую карбонатную надформацию, образовавшуюся в морских условиях при теплом климате. Глубины бассейна были невелики и не превышали 300 м, однако прогибание было достаточно длительным, так что накопились значительные мощности карбонатных пород. В отдельных участках глубины временами увеличивались и здесь карбонатные породы сменялись кремнистыми образованиями D—C_1 (площади Герасимовская, Останинская, Калиновая, Сельвейкинская и др.). Почти повсеместно осадочный процесс сопровождался извержениями вулканов, образовавшими потоки и покровы эффузивов преимущественно основного состава и реже пласты пирокластических образований. Особенно это характерно для краевых частей впадины. Так, в скв. 1 Майзасской магматические породы составляют более 30% разреза. В конце палеозоя карбонатные породы были разбиты многочисленными разломами, так что местами образовались структуры типа «разбитой тарелки».

Породам позднесилурийского возраста свойственны следующие особенности: отсутствуют фораминиферы, чувствительные к изменению физико-химических условий среды; присутствуют рифостроящие организмы, отмечены брахиоподы, живущие на глубинах до 300—400 м; количество доломитовой составляющей невелико, но почти все образцы включают ее; количество нерастворимого остатка также невелико, оно повышено лишь в районе Водораздельной площади. В позднесилурийское время преобладали фации шельфа; в районе Малоичской площади формировались рифогенные фации, причем коралловые постройки образованы табулятами, строматопоратами.

В конце силура в районе Северо-Останинской площади в ассоциации с известняками образовывались аргиллиты и известковые аргиллиты с терригенным материалом, ныне превращенные в глинистые сланцы. Очевидно, здесь область сноса была расположена относительно недалеко. На рубеже пржидола и нижнего девона отмечены подводные

излияния лав основного состава. Количество доломитовой составляющей в породах пржидола значительно выше, чем в лудлове.

В нижнем девоне продолжается развитие табулят и других рифостроящих организмов, появляются фораминиферы. В районе Малоичской площади, как и в верхнем силуре, формируются рифогенные фации. Здесь и в районе Водораздельной площади, где встречены остатки водорослей, глубины невелики. В районе Лугинецкой площади глубины осадконакопления были несколько повышены, так как здесь встречены остатки дакриоконарид, которые чаще ассоциируют с относительно глубоководными организмами [Дубатолов и др., 1984]. Таким образом, в раннем девоне продолжают формироваться фации шельфа с хорошей и умеренной циркуляцией, а также рифогенные фации.

В эйфельское время произошло некоторое изменение условий осадконакопления. В районах площадей Лугинецкой, Водораздельной, Калиновой в карбонатных породах повышается содержание SO_3, доломитовой составляющей, нерастворимого остатка. Это могло бы свидетельствовать об образовании здесь пород эйфеля в лагунных условиях. Но присутствие остатков дакриоконарид говорит об относительно глубоководных условиях осадконакопления. Возможно, карбонатные породы эйфеля в районах этих площадей образовались в условиях, близких условиям шельфовых лагун с затрудненным водообменом. В районах Малоичской и, возможно, Еллей-Игайской площадей существовали условия малых глубин с хорошим водообменом, где продолжали образовываться рифогенные постройки. На остальной территории, видимо, преобладали условия открытого шельфа. В ряде скважин среди пород эйфеля встречены базальтовые порфириты.

В живете существенных изменений условий осадконакопления не произошло. На Еллей-Игайской площади происходили подводные излияния базальтовых лав. На этой и Малоичской площадях в породах верхов живета увеличилось количество глинистой составляющей вплоть до образования аргиллитов.

Породы верхнего девона сформировались преимущественно в верхней части шельфа на небольших глубинах. Об этом свидетельствует литологический состав пород — серые известняки с немногочисленными прослоями мергелей и глинистых известняков, а также характер органики: наряду с бентосными организмами отмечено обилие разнообразных водорослей. По мнению Б. И. Чувашова с соавторами [1985], водоросли образуют здесь рифовую ассоциацию. Однако типичные рифостроящие организмы — табуляты, ругозы, строматопораты — здесь отсутствуют и рифы пока не обнаружены. Для верхнедевонских, особенно для фаменских, образований характерно наиболее высокое содержание доломитовой составляющей. В этих породах встречены эффузивы и туфы основного состава, а также дайки диабазов.

В турнейское время началось сокращение площади Нюрольского бассейна и в то же время увеличилась дифференциация глубин. В районе площадей Малоичской, Верх-Тарской, Мурашовской, Солоновской, Заречной, т. е. в южной половине территории каменноугольные отложения не обнаружены. Севернее мощности карбона обычно невелики и лишь скв. 6 Урманская вскрыла более 1,4 км пород, отнесенных к турней-

скому возрасту [Краснов и др., 1984]. Количество и видовой состав фауны, особенно остатков бентосной фауны, относительно понижены. В визе Северо-Останинской площади появляются тентакулиты. Состав пород весьма разнообразен: от чистых известняков до глинистых сланцев и аргиллитов. В некоторых скважинах (площади Герасимовская, Северо-Останинская и др.) с известняками ассоциируют кремнистые породы, такие, как спонголиты, кремнистые аргиллиты со спикулами и др. В породах визе встречены базальтовые порфириты, дайки диабазов. В визейских породах Нижнетабаганской площади относительно повышено содержание ангидрита. В серпуховское время бассейн весьма значительно сократился. Породы этого возраста встречаются в единичных скважинах. Таким образом, в нижнем карбоне Нюрольской впадины можно встретить фации крайнего мелководья (турне-визе Калиновой площади), фации шельфа (турне Нижнетабаганской площади), псевдоабиссальные бассейновые фации (турне Урманской площади, визе Герасимовской и Северо-Останинской площадей).

ЛИТЕРАТУРА

Богуш О. И., Дубатолов В. Н., Дубатолова Ю. А. и др. Стратиграфия и литология среднепалеозойских отложений по материалам бурения Малоичской скважины 4 // Девон и карбон азиатской части СССР. Новосибирск: Наука, 1980. С. 4—37. (Тр. ИГиГ СО АН СССР; Вып. 443).

Богуш О. И., Дубатолов В. Н., Заславская Н. М. и др. О составе и возрасте отложений, вскрытых Тамбаевской скважиной 3 // Там же. С. 38—43.

Дубатолов В. Н., Богуш О. И., Краснов В. И. и др. Палеозой юго-востока Западно-Сибирской плиты. Новосибирск: Наука, 1984. 232 с. (Тр. ИГиГ СО АН СССР; Вып. 568).

Дубатолов В. Н., Краснов В. И., Богуш О. И. и др. Стратиграфия палеозоя юго-восточной части Западно-Сибирской плиты // Биостратиграфия палеозоя Западной Сибири. Новосибирск: Наука, 1985. С. 4—49. (Тр. ИГиГ СО АН СССР; Вып. 619).

Краснов В. И., Ротанов Л. С., Степанов С. А. и др. Региональная стратиграфия палеозойских отложений юго-восточной части Западно-Сибирской плиты // Проблемы ярусного расчленения систем фанерозоя Сибири. Новосибирск: Наука, 1984. С. 31—33.

Постседиментационные изменения карбонатных пород и их значение для историко-геологических реконструкций. М.: Наука, 1980. 95 с.

Сурков В. С., Жеро О. Г. Фундамент и развитие платформенного чехла Западно-Сибирской плиты. М.: Недра, 1981. 143 с.

Чувашов Б. И., Юферев О. В., Лучинина В. А. Водоросли среднего и верхнего девона Западной Сибири и Урала // Биостратиграфия палеозоя Западной Сибири. Новосибирск: Наука, 1985. С. 72—98. (Тр. ИГиГ СО АН СССР; Вып. 619).

ОБЪЯСНЕНИЯ К РИСУНКАМ

К статье В. Н. Холодова

Р и с. 2. Микрофотографии доломитизированных фосфоритов

А, Б — обр. 142—к (*А* — ник. II, *Б* — ник. +, ув. 70), эпигенетический доломит заполняет поры породы; *В* — обр. 1120, ник. II, ув. 70; *Г* — обр. 36—к, ник. +, ув. 70, эпигенетический доломит корродирует и замещает фосфатные зерна

К статье С. В. Максимовой

Р и с. 1. Известняк детритово-шламовый с обильным цементом из микрозернистого кальцита, неравномерно доломитизированный. Темные участки — известняк, светлые участки — доломит. Шлам и тонкие створки мелких остракод доломитизацией уничтожены, а фрагменты криноидей еще остаются кальцитовыми и видны среди доломита (нижняя левая часть снимка). Темный круг в средней части снимка — поперечное сечение одного оборота раковины гастроподы, заполненной донным известковым осадком. С левой стороны круга сохранилась часть перекристаллизованной раковины (белая дуга). С правой стороны круга раковинное вещество поглощено доломитизацией — раковина потеряла морфологическую обособленность и как бы растворилась в доломите. Вверху справа почти черное пятно, похожее на обломочную частицу,— шлифовальный брак, сорванный и надвинутый на соседний участок кусочек шлифа. Шлиф, ув. 10, без анализатора. Батуй, скв. 1, турне

Р и с. 2. Сетчатая доломитизация. Темные пятна — известняк, светлые пятна — доломит. Макроскопически такая порода выглядит, как мелкообломочная брекчия с серыми «зернами» и желтоватым светлым «цементом». Шлиф, ув. 10, без анализатора. Левый берег р. Чусовой между дер. Зяблой и пос. Кын-Завод, фамен

Р и с. 3. Пятнистая доломитизация. Переплетение пятен доломита (светлое) и крапчато перекристаллизованного сферового известняка (темное). В известняке видны многочисленные мелкие белые кружочки (сферы). Шлиф, ув. 10, без анализатора. Левый берег р. Чусовой между дер. Зяблой и пос. Кын-Завод, фамен

Р и с. 4. *А*. Доломит замещения. Исходный микрозернистый известняк со сферами представлен сохранившимися в породе мелкими темными пятнами расплывчатых очертаний. Шлиф, ув. 10, без анализатора. Дружинино, карьер, турне

Б. Реликты водорослей в разнозернистом доломите замещения. Местами ясно различаются тонкие темные нити — тангенциальные сечения водорослевых трубочек. Шлиф, ув. 10, без анализатора. Левый берег р. Чусовой между дер. Зяблой и пос. Кын-Завод, фамен

К статье И. А. Щекотовой

Р и с. 4. Биогермные известняки из разреза по р. Большой Кизил

1 — бевокастриево-ортонелловый известняк (*А* — ортонеллы, *Б* — бевокастрии), нижнегубахинский горизонт, шл. 433, ув. 20; 2 — шартымофикусовый известняк, нижнегубахинский горизонт, шл. 375, ув. 20; 3 — палеонубекуляриевый известняк, усть-сарбайский горизонт, шл. 323, ув. 15

Р и с. 6. Биогермные известняки из разреза по р. Большой Кизил, акавасский горизонт

1 — березиллидово-донецелловый известняк, шл. 181, ув. 12; 2 — перекристаллизованный водорослевый («кружевной») известняк, пришлифовка, обр. 198, нат. вел.; 3 — известняк, образованный «кустистыми» водорослями, шл. 188, ув. 7; 4 — полифитный известняк, шл. 182, ув. 7

К статье В. Г. Кузнецова

Р и с. 3. Характер пород центральной зоны рифа Уршпринг, Франконский Альб. Верхний оксфорд. Материалы Б. Ланга. Институт палеонтологии университета Эрланген-Нюренберг. Фотоотпечаток сделан непосредственно со шлифа, поэтому представляет собой негативное изображение

а — в породах собственно центральной зоны водорослевые обрастания образуют почти сплошные корки; *б* — в породах краевой части центральной зоны относительное количество водорослевых корок сокращается, но появляются пеллеты; 1 — губки (черное); 2 — водорослевые корки; 3 — микритовый материал; 4 — пеллеты; 5 — тубероиды

Р и с. 2. Текстурные типы известняков и глинисто-известковых пород нижнего триаса Восточного Предкавказья

I. *а* — начальная стадия образования брекчиевидной текстуры известняковых прослоев в буром известковом аргиллите; куманская свита, площадь Виноградная, скв. 1, обр. 61488, интервал 4325—4330 м, нат. вел. (продольный распил керна)

б — известняковые желваки, образующие редкие послойные скопления в известковом аргиллите; култайская свита, площадь Центральная (ДагАССР), скв. 1, обр. 59953, интервал 4511—4521 м, нат. вел. (продольный распил керна)

в—д — узловатая текстура известняков, нат. вел. (продольный распил керна): *в* — нефтекумская свита, площадь Восточная, скв. 91, обр. 63888, интервал 3581—3586 м; *г* — култайская свита, площадь Восточная, скв. 45, обр. 68648, интервал 3731—3737 м; *д* — нефтекумская свита, площадь Величаевская, скв. 45, обр. 58893, интервал 3572—3575 м

II. *а* — узловатая текстура известняков, нефтекумская свита, площадь Восточная, скв. 20, обр. 54042, интервал 4157—4162 м, нат. вел. (боковая поверхность керна)

б — брекчиевидная — «облаковидная» волнисто-слоистая текстура известняков и глинисто-известковых пород, култайская свита, площадь Совхозная, скв. 7, обр. 52068, интервал 4322—4330 м, нат. вел. (поперечный распил керна)

в—г — брекчиевидная — пятнистая текстура известняков и глинисто-известковых пород; площадь Виноградная, скв. 1, нат. вел. (поперечный распил керна): *в* — нефтекумская свита, обр. 63923, интервал 4062—4067 м; *г* — култайская свита, обр. 63920, интервал 3968—3975 м

III. Пятнисто-брекчиевидная текстура известняков и глинисто-известковых пород «по органогенным остаткам»

а — култайская свита, площадь Затеречная, скв. 1, обр. 66527, интервал 4200—4210 м, нат. вел. (продольный распил керна)

б — култайская свита, площадь Восточная, скв. 95, обр. 69215, интервал 3693—3701 м, нат. вел. (поперечный распил керна)

в — култайская свита, площадь Путиловская, скв. 1, обр. 77268, интервал 3840—3848 м, нат. вел. (поперечный распил керна)

г — култайская свита, площадь Затеречная, скв. 1, обр. 47947, интервал 4176—4179 м, шлиф, ув. 8, без анализатора

IV. Брекчии растрескивания с незначительным смещением обломков относительно первоначального их расположения

а — нефтекумская свита, площадь Виноградная, скв. 1, обр. 63928, интервал 4200—4201 м, нат. вел. (поперечный распил керна)

б — култайская свита, площадь Затеречная, скв. 1, обр. 43178, интервал 4200—4210 м, шлиф, ув. 10, без анализатора

в—г — брекчии растрескивания без смещения обломков относительно их первоначального расположения, нат. вел. (поперечный распил керна): *в* — култайская свита, площадь Совхозная, скв. 8, обр. 54240, интервал 3811—3817 м; *г* — нефтекумская свита, площадь Центральная (Ставрополье), скв. 1, обр. 53186, интервал 4096—4112 м

д—е — брекчиевидная текстура известняков и доломитов, образованная многочисленными пересекающимися микростилолитовыми швами; нефтекумская свита, нат. вел.: *д* — площадь Центральная (Ставрополье), скв. 1, обр. 53183, интервал 4096—4112 м (поперечный распил керна), *е* — площадь Зимняя Ставка, скв. 84, обр. 59977, интервал 3626—3634 м

V. Обломочные известняки, нат. вел.

а — нефтекумская свита, площадь Величаевская, скв. 45, обр. 59971, интервал 3860—3868 м, (поперечный распил керна)

б — култайская свита, площадь Урожайненская, скв. 8, обр. 21485, интервал 3530—3535 м (продольный распил керна)

в — култайская свита, площадь Совхозная, скв. 8, обр. 54256, интервал 3835—3843 м (продольный распил керна)

г — нефтекумская свита, площадь Арбалинская, скв. 7, обр. 63910, интервал 3629—3635 м (продольный распил керна)

VI — перемежаемость волнисто-слоистой и пятнисто-брекчиевидной текстуры, (продольный распил керна)

а — култайская свита, площадь Молодежная, скв. 3, обр. 79889, интервал 3505—3515 м, нат. вел.

б — култайская свита, площадь Ново-Молодежная, скв. 2, обр. 88252, интервал 3668—3675 м, $^1/_2$ нат. вел.

в — нефтекумская свита, площадь Ново-Молодежная, скв. 2, обр. 88317, интервал 3855—3868 м, нат. вел.

г — пятнисто-линзовидно-волнистая слоистость (ихнитовая текстура); нефтекумская свита, площадь Джеланская, скв. 2, обр. 79831, интервал 5463—5468 м, нат. вел.

СОДЕРЖАНИЕ

ВОПРОСЫ ЭВОЛЮЦИИ ДОЛОМИТООБРАЗОВАНИЯ

В. Н. Холодов. Проблемы доломитообразования на современном уровне развития литологии 3

С. В. Максимова. Пики доломитообразования в палеозое Русской платформы 24

И. В. Безбородова. Фациальные типы доломитов различного возраста 35

ОКЕАНИЧЕСКОЕ КАРБОНАТОНАКОПЛЕНИЕ И ПРОБЛЕМА ГЛУБОКОВОДНЫХ КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

П. П. Тимофеев, В. В. Еремеев. Литолого-фациальное изучение карбонатных отложений из скважин 366 и 369 глубоководного бурения центральной части Атлантического океана 58

А. И. Конюхов. Эволюция карбонатонакопления на материковых окраинах в мезозое и кайнозое 72

Д. К. Патрунов. Юрские красные желваковые известняки с аммонитами (фация «аммонитико-россо») от Восточных Карпат до запада Центральной Атлантики 95

В. М. Сорокин, В. Г. Шлыков. Сравнительный анализ карбонатонакопления во внутриконтинентальных морях в позднечетвертичное время . 114

РИФООБРАЗОВАНИЕ В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

Т. А. Дольник, Т. Н. Титоренко, М. М. Вельков. Органогенные постройки рифея Байкальской горной области и некоторые закономерности их размещения 126

И. А. Щекотова. К вопросу о степени рифогенности визейско-башкирской карбонатной толщи Магнитогорского синклинория 138

В. С. Мильничук, А. В. Ярошенко. Карбонатные отложения верхнего палеозоя северо-восточной части Прикаспийской синеклизы 148

Б. П. Назаревич. Эвапоритовая и биогермная седиментация в мезозое на молодой платформе юга СССР 155

Е. В. Краснов. Органогенные постройки в палеогеологических и палеогеографических реконструкциях (по материалам зоны перехода от Тихого океана к Восточной Азии) 160

В. Г. Кузнецов. Верхнеюрские губково-водорослевые рифы Швабского и Франконского Альба (южная часть ФРГ) 167

НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ КАРБОНАТНЫХ ФОРМАЦИЙ

В. Г. Кузнецов. Эволюция стратиграфического и тектонического положения нефтегазоносных рифов 187

К. И. Багринцева. Основные факторы, определяющие формирование и сохранение высокоемких коллекторов в карбонатных формациях . . . 199

КАРБОНАТНЫЕ И ГЕНЕТИЧЕСКИ СВЯЗАННЫЕ С НИМИ ОТЛОЖЕНИЯ

И. И. Бебешев, Ю. В. Макаров. Палеогеография Афгано-Таджикской депрессии в позднеюрское время 223

Д. П. Хрущов, Г. С. Компанец, В. Г. Тюремина. Парагенез галогенных и красноцветных формаций осадочных бассейнов Украины 239

Б. П. Назаревич, И. А. Назаревич, Н. И. Швыдко. О генезисе «пятнисто-брекчиевидных известняков» нижнего триаса Восточного Предкавказья 259

М. Ю. Васильева, О. А. Шнип. Карбонатные формации верхнего силура—нижнего карбона юго-востока Западно-Сибирской плиты . . . 274

Объяснения к рисункам 280

УДК 550.4:553.242.3

Холодов В. Н. **Проблема доломитообразования на современном уровне развития литологии** // Эволюция карбонатонакопления в истории Земли. М.: Наука, 1987.

В работе рассматриваются современные данные по проблеме доломитообразования. Показано, что доломит образуется в широком диапазоне физико-химических обстановок в результате преобразования метастабильных карбонатов, нередко на стадии катагенеза. Разобраны различные процессы катагенетического доломитообразования; формирование доломита связано с деятельностью подземных вод. Совместный анализ условий образования седиментационно-диагенетических и катагенетических доломитов позволяет выявить важнейшие факторы этих процессов.

Табл. 2, ил. 4, библиогр. 70 назв.

УДК 552.543:551.73(47)

Максимова С. В. **Пики доломитообразования в палеозое Русской платформы** // Эволюция карбонатонакопления в истории Земли. М.: Наука, 1987.

Проанализированы экологические и петрографические особенности морских доломитов, входящих в состав карбонатных формаций. Эти породы почти целиком являются постседиментационными образованиями длительного формирования и не связаны ни с аридным климатом, ни с повышенной соленостью бассейнов седиментации. Намечается приуроченность отдельных фаз доломитизации к диа- и катагенетической стадиям развития породы, а интенсивного доломитообразования — к моментам активизации тектонических движений.

Ил. 4, библиогр. 26 назв.

УДК 552.543:552.58:551.7

Безбородова И. В. **Фациальные типы доломитов различного возраста** // Эволюция карбонатонакопления в истории Земли. М.: Наука, 1987.

Рассматриваются условия образования доломитовых осадков и механизмы извлечения Mg в нормальноморских обстановках. Приводятся материалы по условиям образования некоторых доломитов раннекембрийского, раннеордовикского, силурийского, раннекаменноугольного, позднекаменноугольного, позднеюрского и позднемелового возраста. Делается заключение, что основным фактором, регулирующим масштабы поступления Mg в осадок в нормальноморских обстановках, является скорость осадконакопления.

Ил. 5, библиогр. 27 назв.

УДК 551.242.32:551.263.036

Тимофеев П. П., Еремеев В. В. **Литолого-фациальное изучение карбонатных отложений из скважин 366 и 369 глубоководного бурения Центральной части Атлантического океана** // Эволюция карбонатонакопления в истории Земли. М.: Наука, 1987.

Рассматривается фациальный состав отложений из скважин глубоководного бурения «Гломара Челленджера», при этом вскрыт полный разрез от мела до квартера. Впервые для отложений осадочного чехла Атлантического океана выявлены главнейшие фации и генетические типы отложений. Описан вещественный состав фаций и генетических типов. На основании смены фаций и генетических типов воссоздана эволюция процесса карбонатонакопления в пределах материковой окраины Западной Африки.

УДК 552.541

Конюхов А. И. **Эволюция карбонатонакопления на материковых окраинах в мезозое и кайнозое** // Эволюция карбонатонакопления в истории Земли. М.: Наука, 1987.

В работе показано, что позднеюрская и позднемеловая эпохи на окраинах материков почти повсеместно были временем карбонатонакопления. Особенно широко позднеюрские карбонаты представлены на пассивных окраинах, что связано со специфическим режимом прогибания в период их формирования. Примечательным является широкое распространение рифовых комплексов и отложений мелководных шельфовых банок, мощность которых в отдельных районах достигает 2—3 км и более. Позднемела и фораминиферовых известняков был вызван значительным подъемом уровня Мирового океана, что привело к резкому сокращению выноса терригенного материала на окраины материков. Лишь в активных зонах перехода невадийского типа (бордерленд Калифорнии) в эту эпоху продолжалось накопление терригенных осадков. Последнее было обусловлено мощными горообразовательными процессами, характерными для этих окраин.

Ил. 6, библиогр. 18 назв.

УДК 552.5:551.7(26)

Патрунов Д. К. **Юрские красные желваковые известняки с аммонитами (фация «аммонитико-россо») от Восточных Карпат до запада Центральной Атлантики** // Эволюция карбонатонакопления в истории Земли. М.: Наука, 1987.

Проведен обзор распространения фации «аммонитико-россо» и описаны особенности строения отложений. Установлено влияние сейсмичности на формирование специфических текстур. Показана историчность отложений данной фации, соответствующая моменту заложения океанов.

Библиогр. 46 назв.

УДК 551.351.2:551.352.2

Сорокин В. М., Шлыков В. Г. **Сравнительный анализ карбонатонакопления во внутриконтинентальных морях в позднечетвертичное время** // Эволюция карбонатонакопления в истории Земли. М.: Наука, 1987.

Проанализированы состав, темпы накопления, генетические типы карбонатов в голоценовых и позднеплейстоценовых осадков морских бассейнах, расположенных в пределах различных тектонических областей, климатических зон и отличающихся температурой и соленостью вод, степенью связи с океаном. Установлено, что карбонатные отложения формируются в больших масштабах в эпиплатформенных морях аридной климатической зоны, причем в зависимости от солености вод видовое разнообразие отложений сильно изменяется. Для морей, расположенных в орогенных впадинах и краевых прогибах, карбонатные отложения не свойственны, они занимают ограниченные площади дна и маломощные прослои в разрезе отложений.

Табл. 1, ил. 2, библиогр. 12 назв.

УДК 551.71/72:552.58(571.5)

Дольник Т. А., Титоренко Т. Н., Вельков М. М. **Органогенные постройки рифея Байкальской горной области и некоторые закономерности их размещения** // Эволюция в истории карбонатонакопления Земли. М.: Наука, 1987.

В различных структурно-фациальных зонах Байкальской горной области, в рифее отмечаются органогенные постройки, сложенные строматолитами. Выделено три этапа их массового развития: два среднерифей-

ских (голоустенско-мариинско-бульбухтинский и улунтуйско-валюхтинско-сеньский) и верхнерифейский.

Ил. 4, библиогр. 16 назв.

УДК 551.351:552.54:551.735(470.55/57)

Щекотова И. А. **К вопросу о степени рифогенности визейско-башкирской карбонатной толщи Магнитогорского синклинория** // Эволюция карбонатонакопления в истории Земли. М.: Наука, 1987.

В статье выясняются особенности строения и степень рифогенности визейско-башкирской карбонатной толщи, развитой в центральной части Магнитогорского синклинория. Показано широкое распространение в толще биогермных известняков (до 30% от всей мощности толщи), которые слагают разнообразные органогенные постройки. Отмечены чрезвычайная изменчивость степени насыщенности органогенными постройками соседних разрезов и приуроченность их к большому по стратиграфическому диапазону отрезку свиты. Толща характеризуется огромной мощностью (до 2000 м) химически чистых известняков в центральной части полосы развития и наличием вулканогенных отложений в краевых частях. Обосновано выделение карбонатной толщи в особую рифоидную формацию, названную кизильской.

Ил. 6, библиогр. 8 назв.

УДК 552.54:651.73

Мильничук В. С., Ярошенко А. В. **Карбонатные отложения верхнего палеозоя северо-восточной части Прикаспийской синеклизы** // Эволюция карбонатонакопления в истории Земли. М.: Наука, 1987.

По разрезам глубоких скважин северо-восточной части Прикаспийской синеклизы описаны литологические особенности карбонатных отложений двух структурно-формационных комплексов верхнего палеозоя: фаменско-башкирского (D_3—C_2) и московско-артинского (C_2—P_1). Изложены представления об условиях осадконакопления, выявлены черты сходства и различия разновозрастных карбонатных пород. Для верхнего комплекса в пределах отдельных стратиграфических подразделений установлена отчетливо выраженная фациальная изменчивость карбонатных отложений по латерали.

Ил. 2, библиогр. 3 назв.

УДК 551.351:551.76:551.242.52

Назаревич Б. П. **Эвапоритовая и биогермная седиментация в мезозое на молодой платформе юга СССР** // Эволюция карбонатонакопления в истории Земли. М.: Наука, 1987.

Ранний триас до недавнего времени представлялся как глобальная пауза в рифообразовании. Исследование триасовых отложений Скифской плиты показало, что на протяжении конца перми и всего триаса напряженное биогермообразование, по существу, являлось непрерывным процессом.

Библиогр. 9 назв.

УДК 551.351.5:551.79(571.6)

Краснов Е. В. **Органогенные постройки в палеогеологических и палеогеографических реконструкциях** (по материалам зоны перехода от Тихого океана к Восточной Азии) // Эволюция карбонатонакопления в истории Земли. М.: Наука, 1987.

На примере платформенных и геосинклинальных бассейнов Дальнего Востока показаны основные различия органогенного карбонатонакопления в условиях биогермных фаций. Простые платформенные биогермы и биостромы позднего докембрия и раннего палеозоя резко отличаются от полифациальных барьерных рифов и атолловидных построек девона и раннего карбона, формировавшихся в океанических структурах обрушения

и на одиночных вулканических поднятиях. В позднем палеозое и раннем мезозое органогенные постройки островодужных бассейнов региона разделяли области океанического и континентального (шельфового) осадконакопления, барьерные рифы тяготели к зонам глубинных разломов мантийного заложения (линеаментам). Локальные центры кайнозойского карбонатонакопления приурочены к очагам повышенного теплового потока.

Библиогр. 11 назв.

УДК 552.58:551.762.3

Кузнецов В. Г. **Верхнеюрские губково-водорослевые рифы Швабского и Франконского Альба (южная часть ФРГ)** // Эволюция карбонатонакопления в истории Земли. М.: Наука, 1987.

Описаны состав, фауна и строение специфических рифов, где в образовании крупных сооружений важное значение имели кремневые губки, которые, видимо, служили прежде всего биотопом для развития водорослей. Рифы были сравнительно глубоководными, в связи с чем в них слабо развита фациальная зональность. Своеобразием является многослойное внутреннее строение, обусловленное сменой периодов рифового карбонатонакопления периодами осаждения мергелей или перерывами рифового карбонатонакопления, но без вывода рифов над уровнем моря.

Табл. 2, ил. 11, библиогр. 24 назв.

УДК 551.351+553.982

Кузнецов В. Г. **Эволюция стратиграфического и тектонического положения нефтегазоносных рифов** // Эволюция карбонатонакопления в истории Земли. М.: Наука, 1987.

На основе анализа нефтегазоносности рифов 41 провинции и области мира выявлена тенденция возрастания запасов углеводородов в более молодых рифах и одновременно циклическое их распределение с максимумами в среднем—верхнем девоне, верхнем карбоне—перми, мелу—палеогене. Показано, что наибольшее значение имеют рифы зон перикратонных опусканий докембрийских платформ, периферических впадин эпигерцинских платформ и альпийских краевых прогибов древних платформ. Со временем происходит расширение типов тектонических структур с нефтегазоносными рифами, намечается связь последних с процессами формирования океанов.

Ил. 2, библиогр 7 назв.

УДК 552.54:553.98.2.061.15

Багринцева К. И. **Основные факторы, определяющие формирование и сохранение высокоемких коллекторов в карбонатных формациях** // Эволюция карбонатонакопления в истории Земли. М.: Наука, 1987.

Статья освещает влияние ряда геологических факторов на формирование высокой эффективной емкости в карбонатных отложениях. Подчеркивается решающая роль условий седиментогенеза и унаследованность процессов вторичных преобразований. Исследованы фильтрационно-емкостные свойства подсолевых карбонатных отложений пермо—карбона Прикаспийской впадины на месторождениях Карачаганак, Тенгиз, Жанажол, Астраханское.

Отражено в принципиальной схеме значение фациальных условий осадконакопления и различной направленности постседиментационных преобразований для оценки коллекторского потенциала карбонатных пород. Выявлена роль геометрии порового пространства в фильтрации флюидов, показано распространение коллекторов различных типов в рифовом массиве Карачаганак.

Табл. 3, ил. 6, библиогр. 18 назв.

УДК 551.86(575.1,575.3):552.54

Бебешев И. И., Макарова Ю. В. **Палеогеография Афгано-Таджикской депрессии в позднеюрское время** // Эволюция карбонатонакопления в истории Земли. М.: Наука, 1987.

На основе изучения в пределах Таджикской депрессии и Амударьинской впадины литологического состава терригенных, карбонатных и галогенных отложений, выяснения условий их образования, фациальной приуроченности и циклического характера строения проведено сопоставление основных ландшафтных зон и прослежено их изменение в пространстве и во времени. Использование геологических данных по одновозрастным отложениям различных районов Афганистана позволило проследить поэтапную историю развития Афгано-Таджикского осадочного бассейна в позднеюрское время для пяти стратиграфических уровней: ранний келловей, средний—поздний келловей, ранний оксфорд, поздний оксфорд и кимеридж—титон.

Ил. 1, библиогр. 53 назв.

УДК 552.143+553.43

Хрущов Д. П., Компанец Г. С., Тюремина В. Г. **Парагенез галогенных и красноцветных формаций осадочных бассейнов Украины** // Эволюция карбонатонакопления в истории Земли. М.: Наука, 1987.

На примере крупнейших осадочных бассейнов Украины — Предкарпатского прогиба, Днепровско-Донецкой впадины и Северо-Западного Донбасса, Приднестровья и Преддобруджинского прогиба — изучены особенности парагенеза галогенных и красноцветных отложений в условиях различных тектонических структур — передового прогиба, рифтогенной впадины и перикратонного прогиба.

Табл. 2, ил. 4, библиогр. 17 назв.

УДК 552.541:551.761 (470.6)

Назаревич Б. П., Назаревич И. А., Швыдко Н. И. **О генезисе «пятнисто-брекчиевидных известняков» нижнего триаса Восточного Предкавказья** // Эволюция карбонатонакопления в истории Земли. М.: Наука, 1987.

Рассмотрены особенности состава, строения и пространственного размещения «пестроцветных брекчиевидных известняков». Установлено: 1) «пестроцветные брекчиевидные известняки», являющиеся на самом деле как пестроцветными, так и сероцветными известково-глинистыми породами с пятнисто-брекчиевидной текстурой, свойственны не только култайской свите, но и всей высококарбонатной части нижнетриасового разреза; 2) совокупность глинисто-известковых пород с пятнисто-брекчиевидной текстурой объединяет конвергентно сходные внешне, но достаточно разнородные в генетическом отношении образования, общим для которых является тесная парагенетическая связь с ископаемыми органогенными постройками; 3) преобладающую часть этой совокупности составляют накопления иловых впадин — первично гомогенно-однородные осадки, давшие начало породам с пятнисто-брекчиевидной текстурой, оформившейся в результате диагенетического перераспределения карбонатного материала; 4) ограниченную роль играют пятнисто-брекчиевидные породы, сформировавшиеся в активноводной обстановке, а также за счет сгружения продуктов разрушения биогермных массивов в относительно глубоководные зоны с застойной гидродинамикой.

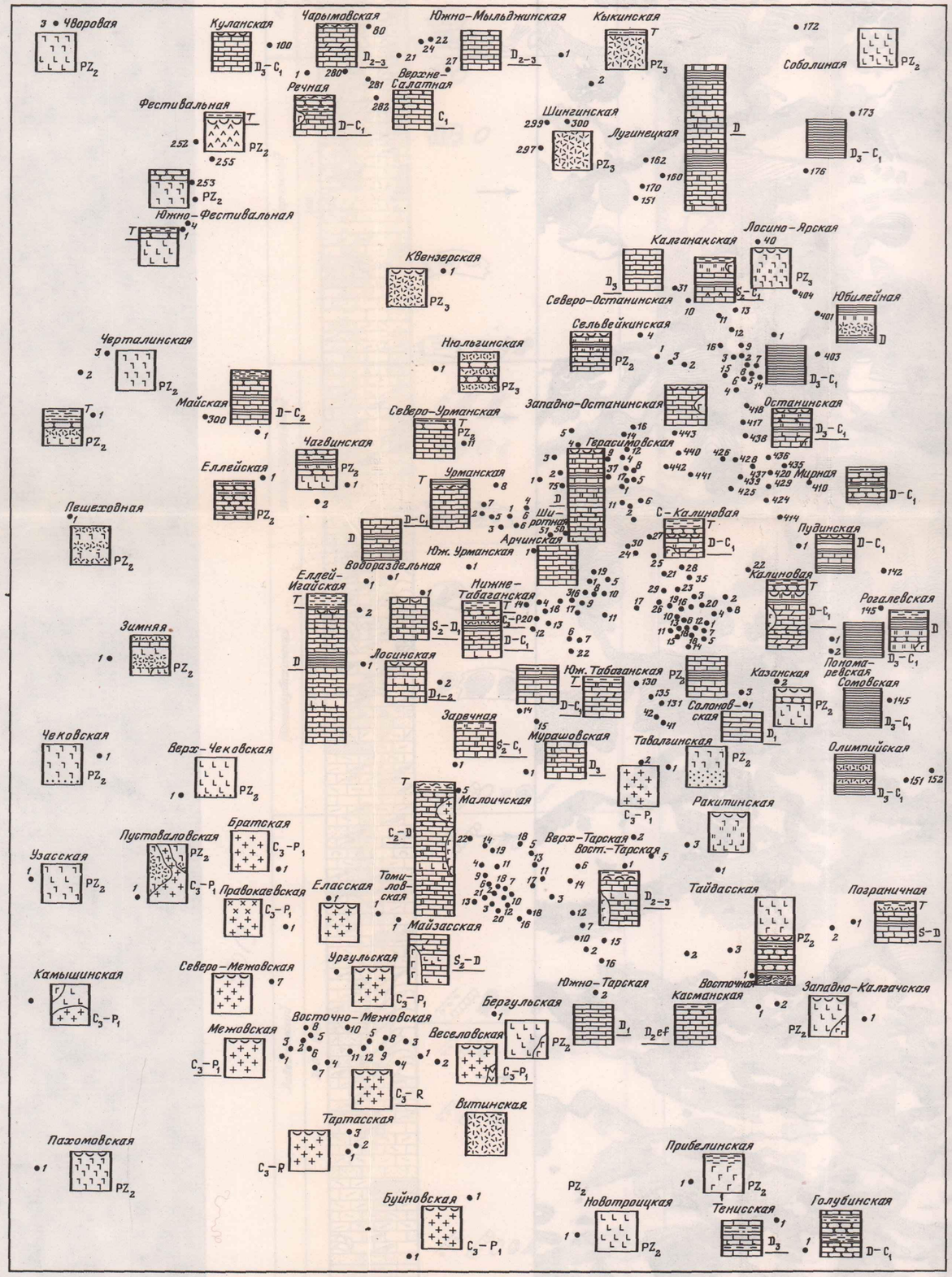
Ил. 2, библиогр. 11 назв.

УДК 552.54:551.73(571.14+16)

Васильева М. Ю., Шнип О. А. **Карбонатные формации верхнего силура—нижнего карбона юго-востока Западно-Сибирской плиты** // Эволюция карбонатонакопления в истории Земли. М.: Наука, 1987.

Описываются карбонатные образования Нюрольской впадины, вскрытые более чем 150 скважинами на глубинах от 2440 до 4600 м. Рассмотрены состав, физические свойства, фациальные особенности пород верхнего силура, нижнего девона, эйфеля, живета, франа, фамена, турне и визе.

Табл. 1, ил. 2, библиогр. 8 назв.



Р и с. 1. Состав и возраст доюрских пород Нюрольской впадины и ее обрасления (фактические данные по скважинам)

Пирокластические породы: *1* — кислые, *2* — средние, *3* — основные; интрузивные породы: *4* — кислые, *5* — средние, *6* — основные, *7* — ультраосновные; *8* — жильные породы основные и средние; *9* — роговики; *10* — коры выветривания; *11* — аргиллиты; *12* — бокситы; *13* — алевролиты; *14* — песчаники; *15* — известняки; *16* — доломиты; *17* — брекчии, конгломераты, гравелиты; *18* — мергели; *19* — кремнистые породы; сланцы; *20* — глинистые, углисто-глинистые, *21* — серицитовые, хлоритовые; *22* — скважины, вскрывшие доюрские породы; *23* — названия площадей; возраст пород: *24* — определенный по палеонтологическим, палинологическим, радиологическим анализам, *25* — предполагаемый

Р и с. 2. Сводный стратиграфический разрез карбонатных образований Нюрольской впадины

К статье М. Ю. Васильева, О. А. Шнип

Система	Отдел	Ярус	Литология	Глубина от кровли, м	Мощность, м	Опорные скважины	Точки вскрытия	Описание пород	Фации	Средняя плотность карбонатных пород, г/см³ (2,50 2,55 2,60 2,65 2,70 2,75 2,80)	Средняя пористость карбонатных пород, % (1 2 3 4)
Карбон	Нижний	Визейский			>10	9 Нижнетабаганская		Известняки глинистые, участками интенсивно окремнелые	Бассейновые шельфа, крайнего мелководья		
				100	300 (190–200)		8, 18, 22 Калиновая; 5, 9, 16 Нижнетабаганская; 6 Северо-Останинская.	Известняки пелитоморфные или тонкозернистые; глинистые; сланцы алевритово-глинистые, глинистые, известковистые; аргиллиты известковистые; порфириты базальтовые; дайки диабазов			
		Турнейский		200	450 (280–300)	8 Калиновая; 4, 9, 16, 20 Нижнетабаганская; 28 Речная; 6 Урманская 27 Северо-Калиновая		Известняки серые, темно-серые, пелитоморфные, детритовые, органогенно-детритовые, часто глинистые, иногда доломитизированные или окремнелые; прослои аргиллитов извест ковистых или кремнистых; часты карстовые каверны			
				300							
				400							
				500							
				600							
				700							
				800							
Девон	Верхний	Фаменский		900	512 (416)	170 Лугинецкая (2650–2487) 2 Малоичская (3300–2788)	10, 16 Калиновая; 12 Малоичская; 1 Мурашовская; 1, 9 Нижнетабаганская. 1 Тенисская: 429 Останинская; 5 Урманская	Известняки серые, светло-серые буровато-серые пелитоморфные, мелкообломочно-пелитоморфные, иногда доломитизированные; прослои глинистых известняков и мергелей; в верхах разреза встречены прослои глинистых сланцев и базальтовых туфов; в скв 12 Малоичская встречены прослои алевролитов и песчаников	Шельфа		
				1000							
				1100							
				1200							
				1300							
				1400							
				1500							
		Франский		1600	780 (768)	170 Лугинецкая (3430–2650)	1,2 Еллей-Игайская; 10,16,17,21 Калиновая; 3, 13 Нижнетабаганская; 4, 7,8,19,21 Малоичская; 14, 17 Нижнетабаганская; 16 Северо-Останинская; 7 Урманская	Известняки серые, темно-серые, светло-серые, тонкозернистые и пелитоморфные, хемогенные или органогенные; нередки глинистые известняки и мергели; в средней и верхней частях разреза встречены прослои глинистых сланцев, пластовые тела базальтовых и андезито-базальтовых порфиритов, а также их туфов; в скв. 16 Калиновой встречена дайка диабазов. Отмечены карстовые полости, заполненные аргиллитом			
				1700							
				1800							
				1900							
				2000							
				2100							
				2200							
		Живетский		2300	460 (450)	2 Еллей-Игайская (3092–3417), 170 Лугинецкая (3430–3890)	15, 17 Калиновая; 3, 13 Нижнетабаганская; 4, 6,8,9,11,14,17,19–21 Малоичская; 2 Потрамичная; 7 Урманская	Доломиты, доломитизированные известняки, известняки серые и темно-серые, иногда буроватые, хемогенные и органогенные. В низах разреза скв. 2 Еллей-Игайской – базальтовые порфириты; в верхах разреза скв. 2 Еллей-Игайской и 4 Малоичской – глинистые сланцы			
				2400							
				2500							
				2600							
				2700							
	Средний	Эйфельский		2800	1085 (698)	2 Еллей-Игайская (4502–3417)	2 Водораздельная; 5, 17 Калиновая; 1 Касманская; 4, 9, 11, 14, 17, 20 Малоичская; 170 Лугинецкая, 9 Северо-Останинская; 3 Тамбаевская; 17 Верх-Тарская и др.	Известняки серые, темно-серые, светлосерые, мелко-, средне- и крупнокристаллические, часто доломитизированные, иногда органогенные, органогенно-детритовые, органогенно-обломочные; часто трещиноватые, трещины заполнены кальцитом или глинисто-битумным бурым материалом. Отдельные образцы окварцованы. В единичных образцах известняков встречен ангидрит. В средней части разреза – базальтовые порфириты			
				2900							
				3000							
				3100							
				3200							
				3300							
				3400							
				3500							
				3600							
				3700							
	Нижний	Пражский		3800	446 (386)	3 Тамбаевская (3988–3542) 4 Малоичская (3722–3352)		Известняки серые и темно-серые часто буроватые, кристаллические и пелитоморфные, редко глинистые. Трещины заполнены кальцитом или глинисто-битумным материалом. В скв. 3 Тамбаевской в верхах разреза встречены мергели и глинисто-алевритовые сланцы	Рифогенные, шельфа с хорошей и умеренной циркуляцией воды		
				3900							
				4000							
				4100							
				4200							
		Лохковский		4300	197 (90)	4 Малоичская (3901–3722)	2 Северо-Останинская, 3 Тамбаевская	Известняки серые и темно-серые кристаллические, участками доломитизированные, редко глинистые. Базальтовые порфириты и гиалобазальты			
				4400							
Силур	Верхний	Пржидольский		4500	203 (102)	4 Малоичская (4104,1–3901)	2 Северо-Останинская, 3 Тамбаевская	Известняки серые и темно-серые кристаллические, участками доломитизированные, редко глинистые пелитоморфные или микрокристаллические			
				4600							
		Лудлов		4700	496 (248)	4 Малоичская (4600–4104,1)		Известняки серые и темно-серые, пелитоморфные, участками доломитизированные; нередки трещины, заполненные глинисто-битумные материалом. Доломиты и доломитизированные известняки темносерые, кристаллические, участками органогенные, с прослоями известняков	Шельфа, рифогенные		
				4800							
				4900							
				5000							

Р и с. 2. Сводный стратиграфический разрез карбонатных образований Нюрольской впадины

1 — известняки; *2* — доломиты; известняки: *3* — доломитизированные, *4* — глинистые, *5* — окремнелые; *6* — мергели; *7* — сланцы глинистые, карбонатно-глинистые, кремнисто-глинистые; *8* — аргиллиты, алевритистые аргиллиты; *9* — пирокластические и эффузивные породы основного состава; *10* — диабазы и габбро-диабазы; в графе «мощность» показана вскрытая мощность отложений, в скобках — истинная мощность; в графе «опорные скважины» в скобках указан интервал разреза, м

5019