
RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES
FAR EASTERN BRANCH
Far East Geological
institute

ACADEMIA SINICA
NANJING BRANCH
Nanjing institute of geology
and paleontology

with the participation of the United Institute of Geology,
Geophysics, and Mineralogy of the Siberian Branch of Russian Academy of Sciences,
Paleontological Institute, Shirshov Institute of Oceanology
of Russian Academy of Sciences

**NATURE
OF PHOSPHATE GRAINS AND PHOSPORITES
OF THE LARGEST BASINS OF THE WORLD**



VLADIVOSTOK
DALNAUKA
1999

с участием Объединенного института геологии, геофизики и минералогии
Сибирского отделения Российской академии наук, Палеонтологического института,
института Океанологии им. Ширшова Российской академии наук

ПРИРОДА ФОСФАТНЫХ ЗЕРЕН И ФОСФОРИТОВ КРУПНЕЙШИХ БАССЕЙНОВ МИРА



Введение

Почти 180-летнее изучение фосфоритов пока не привело к созданию концепции их образования, вполне удовлетворяющей исследователей, несмотря на значительный прогресс, достигнутый в последние десятилетия [175]. Поэтому во многих странах продолжают попытки получения картины фосфатогенеза, наиболее адекватной природным процессам. Естественно, внимание прежде всего обращено к тем типам фосфатов, которые почти за 100-летие интенсивных разработок зарекомендовали себя как важнейшая экономическая руда. В разных странах они называются не одинаково: микрозернистые и зернистые - в России; пеллетные - в США и ряде других стран; иногда песчанниковые - в Китае; а также оолитовые, псевдооолитовые, онколитовые, овулевые, оолито-зернистые и т.д. Конечно, во многом это физически одинаковые фосфориты, но если оолитовые, онколитовые, оолито-зернистые и подобные разновидности имеют видимое в оптическом микроскопе концентрически-ламинное строение, то большая часть других состоит из фрагментов (зерен, пеллет, овулей и т.д.), которые выглядят в оптическом микроскопе преимущественно бесструктурными (*structureless* - по принятой в англоязычной литературе терминологии), что делает их достаточно загадочными для исследователя. Такие фосфатные обособления, далее именуемые зернами (пеллетами), погружены в различный по составу (глинистый, карбонатный, фосфатный и др.) матрикс, количество которого может варьировать. Именно такие фосфориты образуют мощные (до первых десятков метров) и протяженные (до сотен километров) отчетливые пласты и являются наиболее значимой формой максимальных концентраций фосфата кальция в осадочной оболочке Земли. Как правило, это морские отложения.

Фосфориты формации Фосфория Скалистых гор США, Каратауского бассейна Казахстана, многочисленных месторождений Марокко, Туниса, Алжира, Иордании, Израиля, Сирии, Ирака и других стран Северной Африки-Ближнего Востока, древних отложений платформы Янцзы Китая, формации Хауторн Флориды и ряда других районов мира представляют собой такой тип фосфоритов.

Отсутствие или недостаток прямых данных о природе таких зерен ещё много десятилетий тому назад породили альтернативные предположения об их природе, которые, как можно судить, например по недавно опубликованной работе Гленна с соавторами [175], до сих пор не решены однозначно.

На почве такой неопределенности и могли исторически возникать различные суждения, гипотезы о формировании фосфоритов, поскольку фосфатные зерна составляют всегда главную, преобладающую часть зернистых фосфоритов. Соответственно, идеи А.В. Казакова [46, 47] об ис-

ключительно химическом осаждении фосфата кальция непосредственно из морской воды модифицировались в представления о фосфатных зернах как продуктах быстрых (после осаждения) перемылов таких осадков, продуцирующих их фрагментацию. В иной плоскости решалась проблема сторонниками так называемой биолитной гипотезы, родоначальником которой в России принято считать Я.В. Самойлова [71]. Предполагалось, что в результате существенно биогенной седиментации (в том числе и при катастрофических явлениях массовой гибели организмов) соответствующие осадки обогащаются деструктурированным из организмов фосфором, который осаждается в их пределах. Определенной модификацией были и идеи, выдвинутые Я.В. Самойловым и активно пропагандировавшиеся Г.И. Бушинским [7-9], о том, что фосфатные зерна являются копролитами организмов, живущих в подобных осадках. Г.Н. Батурин [2-4] в последующем показал отсутствие чисто химического осаждения фосфора в современных обстановках, который мог продуцировать тела фосфоритов, но он отметил важную роль восходящих течений - апвеллингов (одного из ключевых элементов представлений А.В. Казакова) как причину крайне высокой биологической продуктивности, стимулирующей соответствующую седиментацию и фосфатизацию. В таких современных осадках шельфов Перу-Чили, Намибии и были обнаружены фосфатные конкреции, зерна. В дальнейшем эти районы детально изучались, полученные результаты опубликованы в ряде работ [127, 128, 170]. Несколько особняком в 1930-е гг. стали зарождаться идеи о важной роли бактериальных сообществ в фосфатогенезе, выдвинутые впервые Л. Кайе [142], поддержанные в России рядом исследователей [11, 12].

Положение заметно начало изменяться с 1970-х гг., когда стало возможным использовать электронную микроскопию для выявления тонкой структуры фосфатных зерен. Ранние попытки применения просвечивающего микроскопа и метода реплик не позволяли получить хорошие результаты, и в дальнейшем главную роль стало играть изучение в сканирующем электронном микроскопе (СЭМ). Библиография публикаций по таким исследованиям по состоянию на конец 1980-х гг. дана, наверное впервые в мире, в обобщающей работе Ю.В. Миртова с соавторами [58]. На этом этапе было затрачено много усилий, однако на изучение измененных фосфоритов, которые, естественно, показали различные типы ультракристаллических структур, что не отражает, конечно, их первичное строение. Но именно снимки таких фосфоритов преобладают в работе Ю.В. Миртова с соавторами [58]. Вместе с тем с конца 1970-х гг. в фосфатных онколитах, онколитовых оболочках на зернах и

в инситу фосфоритах стали устанавливаться микробные остатки преимущественно сине-зеленых водорослей, мицелий грибов - в фосфоритах месторождения Джебель-Онк, Алжир [151], пустыни Негев, Израиль [264, 267, 268], бассейна Джорджина, Австралия [266], Флориды и Сев. Каролины [66] и в некоторых других районах. В фосфоритных платформах Янцзи было обнаружено много остатков различных водорослей с помощью как СЭМ, так и оптического микроскопа. Микробные остатки, конечно, устанавливались и в незернистых фосфоритах как континентов, так и современного морского дна. Чрезвычайно

интересным было, в частности, выявление на материковом склоне Перу фосфатизированных матов неокрашенных серобактерий [173, 175]. Вместе с тем появлялись работы о присутствии в фосфоритах и различных остатках беспозвоночных, простейших и других форм [239].

Восьмидесятые годы принесли и много новых сведений о фосфатизации строматолитовых построек, распространенных с рифей, включая меловые отложения [199]. Конечно, это в принципе те же, но четко упорядоченные маты так же сине-зеленых водорослей (цианобактерий).

В результате к настоящему времени определенное распространение получили представления об исключительной важной роли микробных остатков в формировании фосфоритов в фосфатогенезе, подкрепленные лабораторными экспериментами [20, 55, 63].

Независимо от указанных исследований многие годы осуществлялось интенсивное изучение фосфатизации мягких тканей организмов, от остракод до рыб и динозавров [163], начатое в значительных масштабах в 1960-х гг. К. Мюллером [61] и продолжающееся до сих пор в ряде лабораторий мира [218]. Интересные результаты этих работ, как представляется, имеют определенное отношение к рассматриваемой проблеме, поскольку и среди зернистых фосфоритов найдены организмы с фосфатизированными мягкими тканями [290]. При такой фосфатизации сохраняются тонкие детали внутреннего строения клеток, жонки покровы и т.д., при том что экспериментально подтверждена быстрота фосфатизации, наступающая через несколько часов после смерти организма [125]. Такие данные могут служить серьезным подспорьем при рассмотрении проблемы фосфатогенеза.

И вместе с тем оставалась нерешенной главная проблема - что представляет собой основная масса фосфатных бесструктурных зерен зернистых фосфоритов, какова их природа. Именно для поиска ответа на этот вопрос и были предприняты исследования, результаты которых излагаются в данной работе.

Исследования некоторых из авторов настоящей монографии, направленные на выяснение природы фосфатных зерен, стартовали в начале 1990-х гг. и касались изучения в СЭМ пеллетных фосфоритов формации Фосфория запада США [101]. Они принесли несколько удивительные результаты, поскольку выяснилось, что значительная часть бесструктурных зерен оказалась сложенной фрагментами микробных матов, а также фосфатизированными спонголитами. Таким образом, расширился спектр организмов, участвующих в сложении зерен, и пришлось отказаться от представлений, что микробные остатки - исключительный феномен в развитии фосфатогенеза. В конечном счете возникла необходимость подвергнуть последовательному изуче-

нию по разработанной методике зерна фосфоритов крупнейших фосфоритоносных бассейнов мира. Такая программа исследований получила необходимую поддержку, и результатом её выполнения является предлагаемая вниманию читателей монография.

Предварительные итоги изучения фосфатных зерен ряда фосфоритоносных бассейнов мира опубликованы авторами настоящей монографии в серии статей [82, 83, 102-104]. Они показали достаточно широкое разнообразие органических остатков, формирующих бесструктурные фосфатные зерна. Преследовалась именно такая цель - выполнить достаточно точное, по возможности более полное, конкретное для каждого региона и географически объемлющее изучение с целью сбора конкретного материала, исключающего, в меру возможного, неоднозначную интерпретацию сути вопроса. Насколько это удалось - судить читателю. Прежде всего внимание обращалось на бесструктурные фосфатные зерна - главную загадку фосфоритов.

Авторы отталкивались от предположения (которое полностью подтвердилось), что такие зерна являются фрагментами, детритом, обломками различных фосфатизированных органических сообществ и/или скелетных частей отдельных организмов.

Вместе с тем в сравнительном плане и для более широкого подхода к общим проблемам фосфатогенеза было признано разумным осуществить изучение и незернистых фосфоритов: Хубсугульского бассейна Монголии и России, гайотов Западной Пацифики, фосфатных обособлений шельфа Намибии, фосфатов атоллов Пацифики.

В работе сделана попытка обобщения определенной части полученных данных, но следует отметить, что много материалов было просто невозможно поместить из-за ограниченного объема монографии, т.е. фактическое обоснование высказываемых суждений значительно больше излагаемого здесь. Мы хотели бы это подчеркнуть особо, поскольку наши заключения основаны не только на нескольких сотнях публикуемых фотографий, а фактически - на многих тысячах просмотренных зерен нескольких сотен образцов. Таким образом, статистическая обоснованность наших выводов значительно превышает реально представляемую читателю информацию, которая дает преимущественно главные конкретные примеры.

Тем не менее авторы понимают, что ими выполнена начальная стадия изучения фосфатных зерен фосфоритов мира и необходимы дальнейшие шаги по детальному исследованию прежде всего конкретных промышленных пластов, особенно на примере мел-эоценовых фосфоритов. Это позволит более детально исследовать пути, вариации формирования таких пластов за счет различных источников и их изменения в процессе образования.

Как отмечалось, исследования были начаты в России. Затем с использованием материалов геологической службы США, любезно представленных Д. Пайпером и М. Медрано, которые внесли вклад и в подготовку материалов, они были продолжены, но главным образом изучение выполнено российско-китайской исследовательской группой, организованной на основе соглашения между Нанкинским институтом геологии и палеонтологии АН КНР и Дальневосточным геологическим институтом ДВО РАН, Палеонтологическим институтом РАН, Институтом

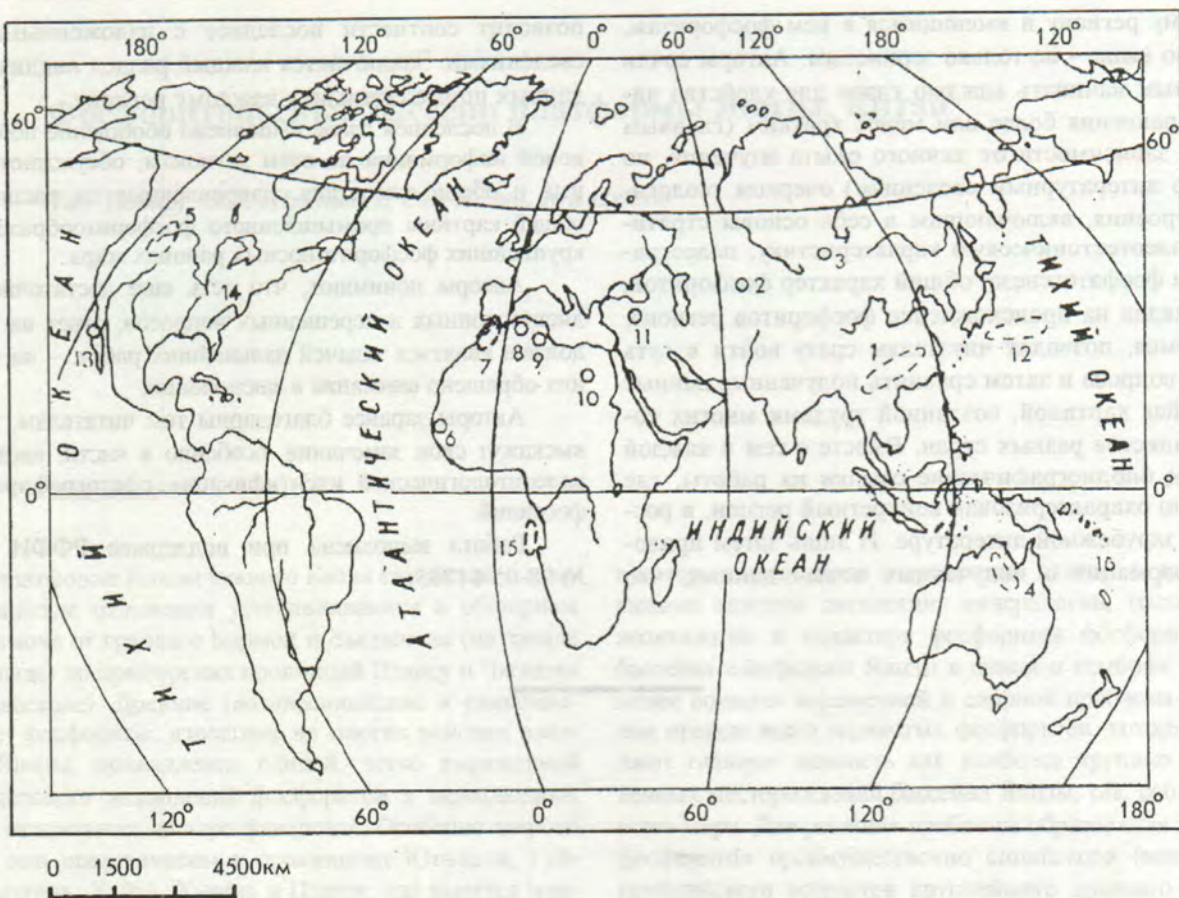


Рис. 1. Схема расположения бассейнов и районов изучения фосфоритов.
 Бассейны, районы: 1 - регион Янцзы, Китай; 2 - Каратау, Казахстан; 3 - Хубеугульский, Монголия-Россия; 4 - Джорджина, Австралия; 5 - Формация Фосфория, США; 6-11 - Северо-Африканский-Ближневосточный бассейн: 6 - Сенегал, 7 - Марокко, 8 - Алжир, 9 - Тунис, 10 - Египет, 11 - Сирия; 12 - гайоты Западной Пацифики; 13 - Калифорнийский полуостров, Мексика; 14 - Флорида, Сев. Каролина, США; 15 - шельф Намибии; 16 - атоллы Французской Полинезии

океанологии им. Ширшова РАН, Объединенным институтом геологии, геофизики и минералогии Сибирского отделения РАН. Доктор Каролина Жел (Франция) на самом последнем этапе исследований любезно согласилась представить результаты изучения фосфатогенеза на атоллах Пацифики.

Исследованные образцы фосфоритов собраны авторами при проведении полевых работ, представлены рядом специалистов России и КНР, в том числе А.В. Ильным, Н.И. Юдиным, Н.А. Красильниковой, Ф.Р. Лихтом, Ю.В. Миртовым и другими. Мы искренне благодарны всем им за очень существенную поддержку.

Методически изучение всей достаточно большой коллекции фосфоритов из разных районов мира (см. рис. 1), достигающей нескольких сотен образцов, осуществлялось по единой программе и на основе одних принципов. По сути, она представляет собой одинаковый взгляд на изученный спектр зернистых фосфоритов мира. Большой частью изучались прозрачные шлифы, которые предварительно в обязательном порядке обрабатывались в кислотах, главным образом в 3-5%-ной HCl, для разных образцов различное время: от 50-60 с до 20-30 мин. Без подобной обработки в большинстве случаев получить ясную картину не представляется возможным. Очень редко изучались непосредственно образцы. В исследование вовлекались только слабоизмененные разновидности, поскольку метаморфические и сильные диагенетические

изменения уничтожают биологические структуры в зернах. Вследствие именно этих причин приводимые во многих работах снимки в СЭМ фосфоритов с ультракристаллической структурой отражают не их первичную природу, а наложенные изменения.

Непосредственное изучение проводилось на СЭМ в Москве в ПИН РАН на Cam-Skan-4, в г. Нанкине в НИГП АН КНР на JSM-6300, в г. Владивостоке в ДВГИ ДВО РАН на JSM-35. Фотографировались предварительно напыленные углеродом или золотом шлифы. Все фотографии отпечатаны в фотолаборатории ДВГИ ДВО РАН В.Г. Сазоновым.

Работа не была бы выполнена, если бы Министерство науки и технической политики РФ и The National Natural Foundation of China не поддержали финансированием российско-китайский исследовательский проект в 1995-1996 гг. Авторы глубоко признательны за такую существенную помощь. Они также благодарны руководителям ДВГИ ДВО РАН, НИГП АН КНР и ПИН РАН за поддержку этих исследований и исключительное внимание к ним.

Превосходную работу на СЭМ обеспечил инженер лаборатории электронных методов НИГП АН КНР Юань Лупинь, значительный вклад в техническое оформление работы внесли сотрудники ДВГИ ДВО РАН Т.М. Михайлик и Г.Г. Зубкова.

Несколько общих замечаний о структуре и содержании настоящей монографии. Каждый её раздел посвящен

конкретному региону и имеющимся в нем фосфоритам, как указано выше - не только зернистым. Авторы сочли необходимым начинать каждую главу для удобства читателя и сравнения более или менее кратким (главным образом в зависимости от личного опыта изучения, но часто и по литературным сведениям) очерком геологического строения, включающим в себя основы стратиграфии, палеотектоническую характеристику, палеогеографию эпохи фосфатогенеза, общий характер фосфоритов, обзор взглядов на происхождение фосфоритов региона, что, надеемся, позволит читателям сразу войти в суть состояния вопроса и затем сравнить полученные данные с имеющейся картиной, созданной трудами многих сотен специалистов разных стран. Вместе с тем в каждой главе даны библиографические ссылки на работы, где более полно охарактеризован конкретный регион, в российской и зарубежной литературе. И лишь затем приводится информация о полученных новых данных, что

позволит соотнести последнее с изложенными выше сведениями. Заключается каждый раздел анализом этих данных применительно к каждому региону.

В последней главе выполнено обобщение полученной новой информации по всем регионам, обсуждаются частные и общие следствия, направленные на расшифровку общей картины промышленного фосфоритообразования в крупнейших фосфоритоносных районах мира.

Авторы понимают, что есть ещё достаточно много дискуссионных и нерешенных вопросов, ответ на которые должен являться задачей дальнейших работ, - на часть из них обращено внимание в заключении.

Авторы заранее благодарны тем читателям, которые выскажут свои замечания, особенно в части, касающейся палеонтологической идентификации сфотографированных фоссилий.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 98-05-64765).

Гл.

А

и юг
(на в
брий
форм
эпох
морс
и по
чжоу
жест
обши
обще

из кр
фосф
ми с
Китай
чены
отлож
платф
надеж
штабе
ных
сочет
поним
истор
альн

на, ха
гих к
311 и
ты К
Г.И. П
Азии
На к
родно
шейс
были
спеди
159,
место
Китай
извес
соавт

Глава 1. Фосфоритоносный бассейн платформы Янцзы, Китай

Тан Тяньфу, Э.Л. Школьник, Сюэ Яосон, Юй Цунлю

Введение

На платформе Янцзы южного Китая синийские и кембрийские отложения устанавливаются в обширном регионе от границ с Бирмой и Вьетнамом (на западе и юго-западе) до приморских провинций Цзянсу и Чжэцзян (на юго-востоке). Древние (позднесинийские и раннекембрийские) фосфориты, известные во многих районах платформы Янцзы, принадлежат единой, четко выраженной эпохе массового накопления фосфоритов в мелководных морских отложениях на заре фанерозоя. Особенно широко и полно они представлены в провинциях Юньнань, Гуйчжоу, Сычуань, Хубэй, Хунань и Цзянсу, где имеется множество месторождений фосфоритов, группирующихся в обширные и протяженные фосфатонасыщенные провинции на общей площади более 800000 км² (рис. 1.1, 1.2).

Фосфоритоносный бассейн Янцзы, несомненно, один из крупнейших среди древних бассейнов по масштабам фосфатонакопления, площадям, сложенным продуктивными отложениями, размерам отдельных месторождений. Китайскими специалистами основательно и детально изучены многочисленные разрезы синийских и кембрийских отложений, известных, по существу, в любом из районов платформы Янцзы, что делает возможным составление надежных палеогеографических реконструкций как в масштабе всей платформы, так и для отдельных фосфатонасыщенных районов и месторождений. Такие реконструкции в сочетании с палеотектоническим анализом способствовали пониманию закономерностей размещения месторождений, историко-геологических, тектонических и литолого-фациальных условий их образования.

Достаточно полно важные аспекты геологии бассейна, характеристика самих фосфоритов даны в работах многих китайских [187, 205, 249, 281, 283, 297, 302-304, 305, 311 и др.] и российских геологов [28, 41, 43, 44]. Фосфориты Китая были в свое время детально охарактеризованы Г.И. Бушинским в известной работе "Древние фосфориты Азии и их генезис", не утратившей значения до сих пор [7]. На конференции 156-го проекта "Фосфориты" Международной программы геологической корреляции, состоявшейся в г. Куньмине, провинция Юньнань, в конце 1982 г. были представлены многочисленные работы китайских специалистов, опубликованные в трудах конференции [147, 159, 315, 319, 324, 326], свидетельствующие о том, что месторождения древних фосфоритов платформы Янцзы Китая изучены весьма подробно. Специалистам хорошо известны монография и сборник академика Е. Ляньзун с соавторами [305, 306], статья Цзы Юньфу с соавторами [313],

в которых излагаются современные данные и отражаются важные аспекты литологии, минералогии, геохимии, палеонтологии и характера фосфоритов фосфоритоносного бассейна платформы Янцзы в синии и кембрии. И тем не менее остается нерешенной и спорной проблема образования прежде всего зернистых фосфоритов, которые составляют главную ценность как наиболее крупных промышленных месторождений бассейна Янцзы, так, собственно, и всего мира. Для решения проблемы образования зернистых фосфоритов преимущественно синийского (вендского) и кембрийского возрастов крупнейшего древнего фосфоритоносного бассейна Янцзы выполнено специальное изучение в СЭМ большой коллекции шлифов и образцов фосфоритов из разных месторождений. Использованы также имеющиеся материалы по месторождениям синийских и кембрийских зернистых фосфоритов южной части Китая.

Авторы признательны Чжан Зун-мин, Ли Гон-сян, Чжоу Чуан-мин и Хо Тинкуй за представленные образцы и фотографии фосфоритов платформы Янцзы.

Основные черты стратиграфии фосфоритоносных отложений

Синийские отложения. Синийские отложения широко распространены на платформе Янцзы от её западной части до восточной на расстоянии около 2000 км и характеризуются определенной специфичностью литологии, характерными литокомплексами и последовательностью напластования, обстановками развития организмов (водорослей и первой скелетной фауны) и процессами образования ассоциированных полезных ископаемых (включая марганцевые родохрозитовые руды, камennую соль, бариты, магнетиты и залежи газа). Синийский период - исключительно важный переходный этап в геологической истории Земли. Это время сложных перестроек, изменения состава атмосферы и, соответственно, состава океанических вод, развития и массового расселения различных водорослевых сообществ и некоторых скелетных организмов.

Большие успехи были достигнуты в изучении стратиграфии, палеонтологии, литологии и изотопной хронологии (по неодимию и самарию) позднего докембрия-раннего кембрия, что представляет возможность надежно устанавливать возрастное положение, анализировать обстановки образования фосфоритов и т.п. Если нижнекембрийские фосфоритоносные пачки давно получили сравнительно

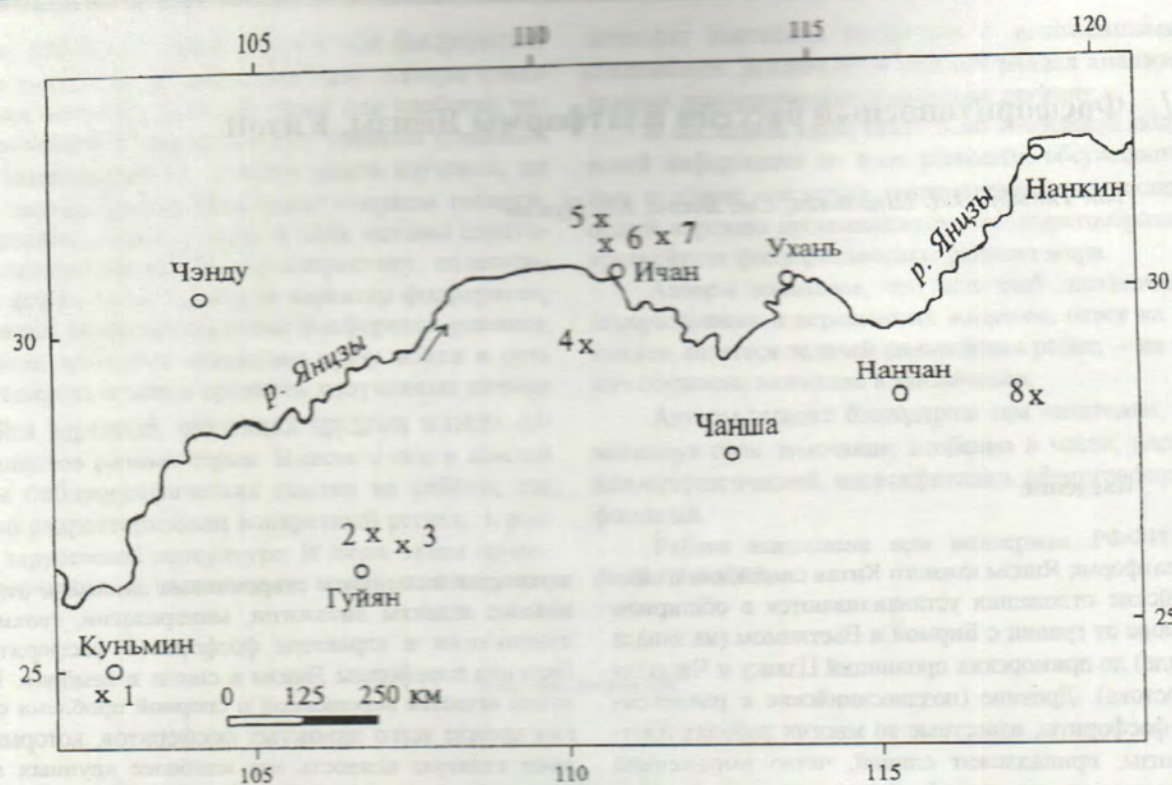


Рис. 1.1. Схема размещения наиболее важных промышленных фосфоритовых месторождений верхнего синия региона Янцзы. 1 - Куньян, 2 - Кайян, 3 - Уоань, 4 - Доншанфон, 5 - Паукан, 6 - Ичан, 7 - Худжи, 8 - Чаоян

полную палеонтологическую характеристику [186, 240], то в синийских слоях только в самое последнее время удалось обнаружить [294] скелетные и иные органические остатки в слоях, расположенных более чем в 300 м ниже границы с кембрием, именно в фосфоритах, фосфатных доломитах.

Прежде всего необходимо остановиться на термине "синий" и "синийская система", их объеме в геологической

науке Китая. Согласно решению Стратиграфического Комитета Китая в 1983 г., стратиграфический объем синия ограничивается позднекембрийскими отложениями, включающими следующие формации (снизу): Ляньто, Наньто, Доушаньто и Денъин на основе стратиграфического разреза в ущельях р. Янцзы у г. Ичана, западная часть провинции Хубей [208-210]. Именно в этом районе распо-

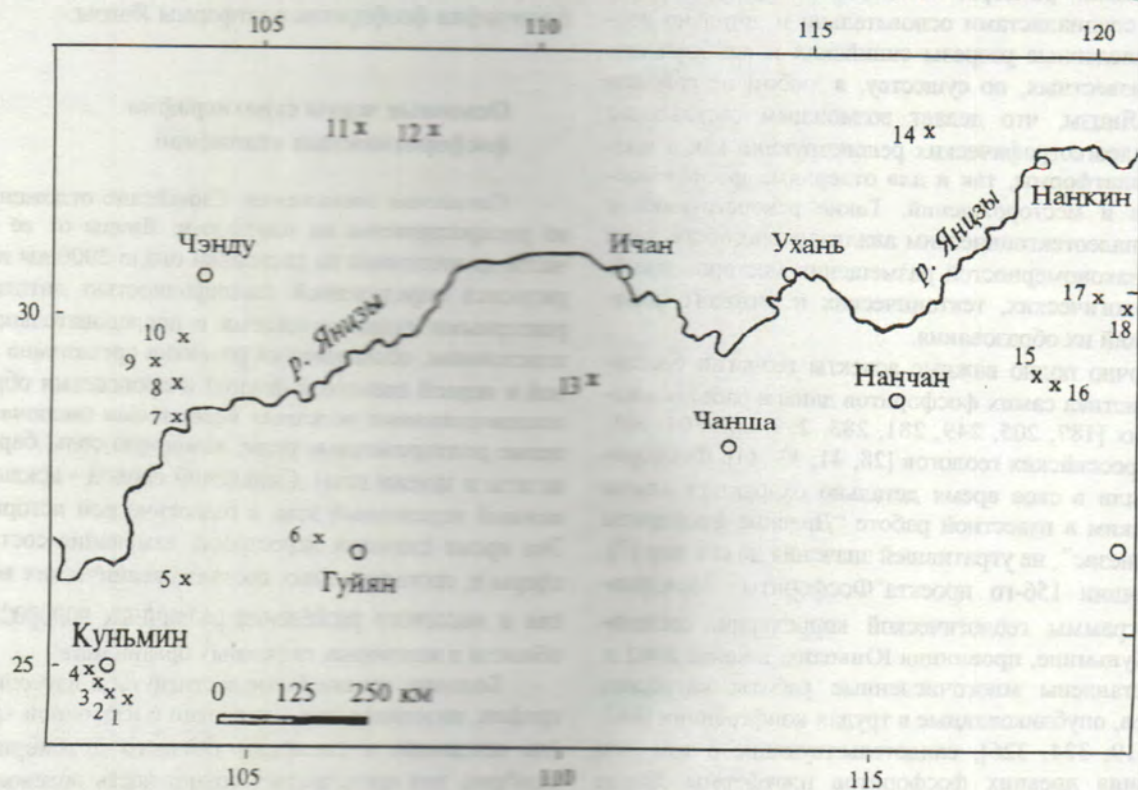


Рис. 1.2. Схема размещения фосфоритовых месторождений и проявлений нижнего кембрия региона Янцзы.

1 - Цзянчуань, 2 - Джинин, 3 - Куньян, 4 - Алян, 5 - Даша, 6 - Цайцзян, 7 - Лейбо, 8 - Мабен, 9 - Дачио, 10 - Омей, 11 - Линчан, 12 - Сисян, 13 - Дайон, 14 - Шоушень, 15 - Чаншань, 16 - Цзяншань, 17 - Тонгшань, 18 - Цунцзян

лагается одно из многочисленных фосфоритовых месторождений синийского возраста - Ичанское. Несмотря на это решение, проблема объема синия все же считается спорной, прежде всего в отношении основания синия; разными специалистами на основе анализа имеющихся материалов предлагаются неодинаковые заключения. Некоторые геологи Китая считают нижней границей синия не основание формации Ляньто [208], а основание формации Наньто, что более удобно для межрегиональных, межконтинентальных стратиграфических корреляций: синийские тиллиты Наньто и соответствующие им отложения распространены достаточно широко не только на платформе Янцзы, но и во всем мире [39]. Однако проведение нижней границы синия в основании тиллитов на платформе Янцзы осложняется следующим обстоятельством. В некоторых районах эта граница чрезвычайно четко выражена литологически (маркируется характерными тиллитами), но в других, например в западной части провинции Хунань, тиллиты разделяются на нижний и верхний комплексы [324, 281]. Между ними развиты межледниковые отложения (снизу): черные сланцы с марганцевыми карбонатами, серые, желтые аргиллиты общей мощностью в несколько сотен метров. В настоящей работе за нижнюю границу синия на платформе Янцзы принято основание нижних тиллитов. Поэтому синийские отложения здесь разделяются на два отдела: нижний (формации Чунму, Минло и Наньто), и верхний (формации Доушаньто и Деньин).

Формации Чунму и Наньто состоят из тиллитов - пестроокрашенных (темно-коричневых, серых, зеленовато-серых) конгломератовидных пород с обломками песчаников и алевролитов, округлой или угловато-окатанной формы, совершенно не отсортированных, размером от 1 до 80 см в поперечнике. Мощность тиллитов достигает 65 м. Формация Минло, распространенная между верхними и нижними тиллитами, преимущественно, как отмечалось, состоит из черных сланцев и серых, желтых аргиллитов. В самых низах формации черные сланцы часто переслаиваются с марганцевыми карбонатными породами.

Отсюда следует, что осадочная последовательность нижнего синия имеет следующий вид (снизу вверх): ледниковые отложения (нижние тиллиты) - межледниковые черные сланцы с марганцевыми карбонатными породами и серые, желтые аргиллиты - ледниковые отложения (верхние тиллиты). Она четко отражает температурные, климатические изменения в течение раннего синия.

Верхнесинийские отложения повсеместно принято делить на формации (снизу) Доушаньто и Деньин (рис. 1.3).

Формация Доушаньто в большинстве районов платформы Янцзы состоит в основном из черных глинистых, углеродистых сланцев с фосфатными конкрециями, линзами, лентами или прослоями кремней, переслаивающихся с темными или черными тонкослоистыми (ламинными) глинистыми известняками и доломитами, в нижней части обычно встречаются розовые, коричневатые и серобеловатые доломиты и известняковые доломиты.

Формацию Доушаньто на платформе Янцзы принято делить на нижнюю и верхнюю части, относя к первой в основном розовые и коричневатые, беловато-серые доломиты и известняковые доломиты мощностью от 3 до 9 м [277, 278]. Эти карбонатные слои, лежащие на тиллитах формации Наньто, в подавляющем большинстве довольно широко распространены и сравнительно выдержаны в целом по платформе Янцзы, местами переслаиваясь с тонко-

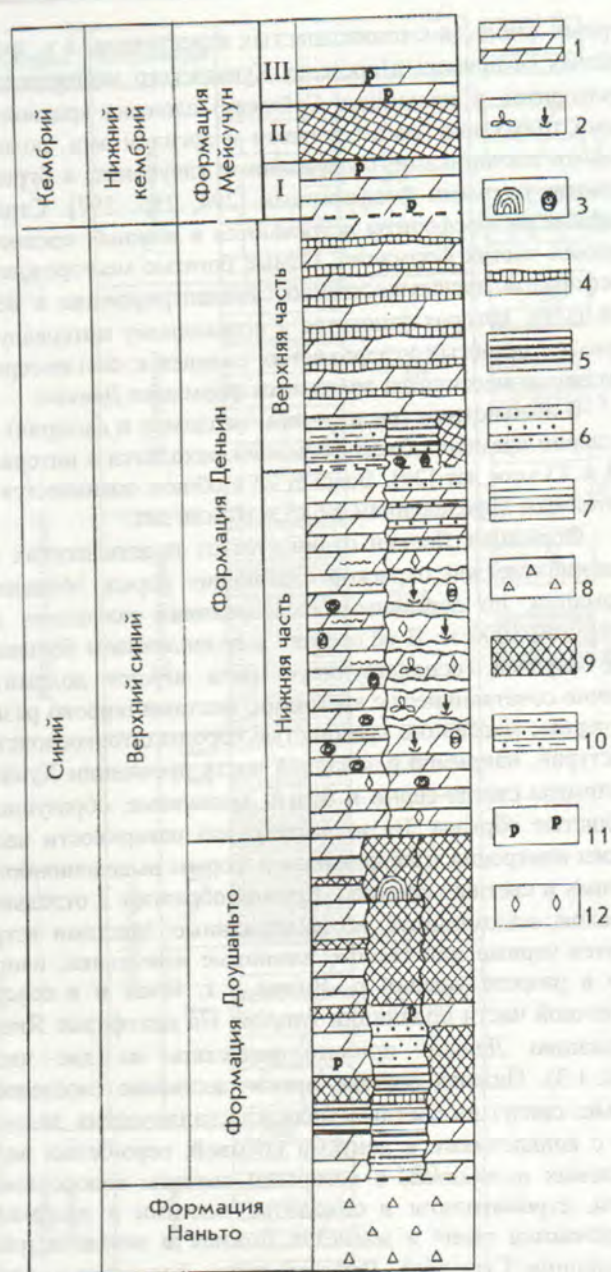


Рис. 1.3. Сводная стратиграфическая колонка определяющих разрезов синия и нижнего кембрия региона Янцзы, Китай (внемасштабно).

Здесь и на рис. 1.4: I - свита Шаоуэтошань, II - свита Зонничун, III - свита Дахай.

1 - доломиты, 2 - водорослевые остатки и структуры древнего растворения пород, 3 - строматолиты и онколиты, 4 - ленточные кремни в доломитах, 5 - черные сланцы, 6 - песчаники, 7 - глинистые породы, 8 - ледниковые отложения, 9 - фосфориты, 10 - переслаивание песчаников и глинистых пород, 11 - фосфатные доломиты, 12 - псевдоморфозы по гипсу

среднезернистыми слоистыми фосфоритами, например в северо-восточной части провинции Цзянси, а также с баритами - в южной части провинции Шаньси и северной части провинции Сычуань. Верхняя часть (которую называют свитой Сонлин) главным образом состоит из черных глинистых углеродистых сланцев, обычно содержащих конкреции кремней или прослои черных, темных доломитов и известняков, и сопровождается богатыми фосфоритами. Мощность формации Доушаньто колеблется от 30 до 470 м [278]. В целом это типичная фосфатсодержащая формация, связанная с черными сланцами. Следует отметить, что в некоторых районах (например, в южной части провинции Цзянсу) формация состоит преимущественно из темных,

черных глинистых тонкослоистых известняков, а в других районах (например, в пределах Куньянского месторождения фосфоритов в провинции Гуйчжоу) сложены красноцветными тонкослоистыми сланцами и аргиллитами, доломитовыми песчаниками, содержащими глаукоцит, и бурыми, серыми, темными фосфоритами [294, 296, 297]. Стратиграфически фосфориты встречаются в нижней, средней и верхней частях формации. Самые богатые месторождения фосфоритов преимущественно сконцентрированы в верхней части, которая относится к переходному интервалу от черных глинистых углеродистых сланцев к светло-серым, беловатым массивным доломитам формации Денъин.

В абсолютном (по изотопам неодимия и самария) исчислении времени объем формации находится в интервале 645 ± 23 млн лет [29]. Возраст её в общем оценивается по изотопным определениям в 645 ± 10 млн лет.

Формация Денъин отличается от подстилающих отложений светлой окраской слагающих пород. Мощность формации, по детальным исследованиям последних лет [278], 100-1000 м. В её составе в подавляющем большинстве случаев господствующую роль играют доломиты, обычно сочетающиеся с кремнями, местами широко развиты черные массивные кремнистые породы с тонкослоистой текстурой, например в западной части провинции Хунань. Доломиты светло-серые и белые, массивные, образующие скалистые обрывы. На их выветрелой поверхности часто видны конкреции и неправильной формы выделения более темных и светлых кремней. Кремни образуют и отдельные прослои, маломощные, но выдержанные. Местами встречаются черные или темные ламиновые известняки, например в разрезе ущелий р. Янцзы у г. Ичан и в северо-восточной части провинции Аньхой. На платформе Янцзы формацию Денъин принято разделять на две части (рис. 1.3). Нижняя состоит преимущественно (последовательно снизу) из светлых мелкокристаллических доломитов с конкрециями и лентами кремней, серо-белых водорослевых доломитов, с которыми связаны водорослевые маты, строматолиты и онколиты; местами в доломитах встречается галит и магнезит (южная и западная части провинции Сычуань). Верхняя часть формации - серые мелкокристаллические доломиты с конкрециями, линзами темных кремней. В некоторых палеодепрессиях доломитовые слои латерально замещаются темными ламиновыми пластовыми кремнистыми породами, наиболее хорошо представленными в западной части провинции Хунань и южной части провинции Аньхой.

Следует отметить, что фосфориты встречаются в переходной зоне между нижней и верхней частями формации на северо-западе провинции Хубей. Они преимущественно приурочены к поверхностям перерывов, имеют мощность от 1 до 3 м.

Приведенные материалы показывают, что фосфориты платформы Янцзы в позднем синии преимущественно распространены в формации Доушаньто, реже в формации Денъин. Фосфоритоносность проявляется в северо-западной и восточной частях провинции Юньнань, средней части провинции Аньхой, в провинции Хубей. Открытие в последние годы фосфоритов в формации Денъин позволяет надеяться на обнаружение новых месторождений на платформе Янцзы.

Синийские отложения платформы Янцзы богаты разнообразными органическими остатками. Если верхнесинийские отложения ещё 20 лет назад были охарактеризо-

ваны находками довольно разнообразных и многочисленных микроорганизмов и водорослей в породах как формации Доушаньто, так и формации Денъин [82, 137-139, 146, 277, 287, 307, 308, 314, 325, 326], то в верхнесинийских слоях только в самое последнее время [294, 295, 310, 317, 321] удалось обнаружить скелетные и иные органические остатки не только в отложениях формации Денъин [277, 293, 307-309], но и в провинции Гуйчжоу в фосфоритах из средней части формации Доушаньто.

Таким образом, можно заключить, что на платформе Янцзы распространение фосфоритов в пределах синия не ограничивается только одним уровнем формации Доушаньто, как считалось ещё недавно. В одних районах фосфориты залегают в самых верхах этой формации, в других - в низах и средних частях, в третьих - они проявляются значительно выше по разрезу - почти в середине формации Денъин.

Кембрийские отложения. На платформе Янцзы отложения кембрия развиты достаточно широко и весьма детально изучены китайскими специалистами [83, 166, 187, 190, 206, 207, 240, 298, 303, 305, 310-312]. Не вдаваясь в детали строения всего кембрийского разреза, отметим, что на платформе Янцзы фосфориты встречены преимущественно в самых низах нижнекембрийских отложений. Поэтому в настоящей работе в основном рассматривается стратиграфия нижнего кембрия платформы Янцзы.

Один из наиболее полных стратиграфических разрезов нижнего кембрия находится на востоке провинции Юньнань, в уезде Цзиньлень, вблизи столицы провинции г. Куньмин. Здесь в разрезе Юхучун граница между синием и кембрием заключена в непрерывной последовательности отложений и литологически совершенно не выражена. Она проходит внутри толщи толстослоистых светлых доломитов. Выше её в доломитах появляются остатки так называемых мелких скелетных организмов (small shelly fossils) [186, 240]. В этом разрезе в пределах нижнего кембрия, согласно данным Лу Ен Хао, еще с 1979 г. выделяются следующие формации (снизу): Мейсучунская, Цюнчжусы, Цанланпу и Лунванмяо (рис. 1.4).

Мейсучунская формация включает в себя три свиты. Наиболее древняя, свита Шаоуэтошань, состоит преимущественно из серых доломитов, в верхней части в основном переслаивающихся с песчаными глинами, кремнистыми алевролитами, аргиллитами, чередованием кремней и доломитов. В этих доломитах, в отличие от синийских, появляется и вверх по разрезу постепенно увеличивается примесь фосфатного материала. Доломиты содержат остатки скелетных организмов, включающие хиолиты, брахиоподы, гастроподы, видны следы ползания червей. Мощность этой свиты 35-40 м.

Свита Зонничун - главный фосфатноносный уровень. Включает два пласта (верхний и нижний) богатых тонкослоистых зернистых фосфоритов мощностью до 9-10 м каждый, разделенных фосфатсодержащими белыми аргиллитами (мощностью около 1 м). Здесь установлен чрезвычайно богатый комплекс мелких скелетных организмов [186, 240]. Общая мощность до 20 м.

Свита Дахай состоит из светлых доломитов с прослоями кремней и фосфатсодержащих доломитов мощностью 14 м.

К формации Цюнчжусы относятся светло-серые и черные тонкослоистые аргиллиты. В нижней части светло-серые аргиллиты обычно переслаиваются с прослоями,

желтоватых глауконитсодержащих биокластических фосфоритов мощностью до 0,7 м. Выше залегают желтовато-зеленые и зеленовато-серые глинистые сланцы. Общая мощность отложений 225 м.

В районе крупнейшего фосфоритового месторождения Куньян в низах яруса Цючжусы имеется маломощный горизонт желваковых фосфоритов, лежащий на глауконитовых глинах.

Формация Цанланпу включает пласты белых кварцевых косослоистых, слюдяных, глинистых и темно-серых тонкослоистых песчаников, переслаивающихся с серыми аргиллитами, с прослоями глинистых сланцев, мергелей, известняков. В них встречаются остатки трилобитов, брахиопод. Общая мощность 118 м.

Формация Лунванмяо состоит преимущественно из зеленовато-черных глинистых известняков, местами оолитовых, с прослоями глинистых сланцев и серых известняков мощностью до 50 м.

Примерно так же выглядят разрезы раннего кембрия севернее, в горах Омейшань в провинции Сычуань. Основание кембрия проводится здесь по горизонту песчаных фосфоритов мощностью до 1-2 м, лежащему на доломитах формации Деньин.

В ущелье Янцзы представлен полный разрез кембрийской системы. В нижней его части, относящейся к нижнему отделу, господствуют черные глинистые и известняковые сланцы мощностью до 180 м. Выше следует мощная серия светлых известняков, в которых известны остатки (как археоциат, так и редлихий) мощностью до 400 м.

Следует отметить, что на остальной обширной территории южного Китая (преимущественно в палеовпадинах) нижнекембрийские отложения представлены черными сланцами - высокоуглеродистыми, глинистыми и кремнистыми сланцами с прослоями алевролитов. Нижнекембрийский черносланцевый бассейн охватывает восток провинции Гуйчжоу, север провинции Сычуань, юг провинции Шаньси и большую часть провинций Хунань и Хубэй, протягиваясь на восток в смежные районы провинций Цзянси, Аньхой, Цзянсу и Чжэцзян. Общая площадь распространения черных сланцев раннего кембрия составляет около 0,7 млн км² [44].

Целый ряд рудных, нерудных и редкометалльных месторождений тесно связан с углеродистыми сланцами на платформе Янцзы в указанных районах.

Они уже давно привлекали внимание геологов и достаточно хорошо изучены, чему, несомненно, способствовала приуроченность к ним месторождений фосфоритов, баритов, различных металлов (Ni, Mo, Co, V, Cu, Pb, Zn, Pt), редкометалльной минерализации и так называемого каменного угля (высокоуглеродистых сланцев) [44, 166, 207, 305, 310].

Стратиграфически вышеуказанные полезные ископаемые сконцентрированы в довольно узком интервале разреза нижнекембрийских сланцев, всего в пределах 10-50 м от основания кембрийской системы.

На обширной территории распространения нижнекембрийских черносланцевых отложений в целом выдерживается следующая стратиграфическая последовательность распространения оруденения (снизу вверх):

1) фосфатсодержащие слои, местами и баритовые породы;

2) черносланцевые отложения, обычно включающие "каменный уголь" в интервале 8-50 м от основания кем-

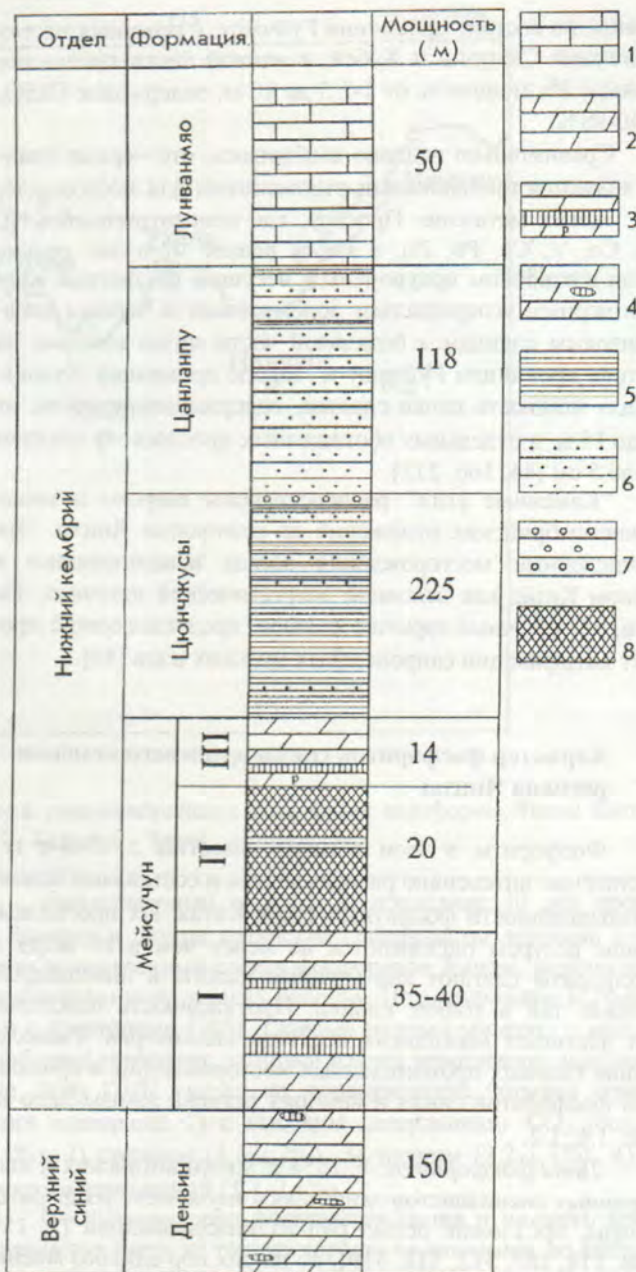


Рис. 1.4. Стратиграфическая колонка нижнего кембрия восточной части провинции Юньнань.

1 - известняки, 2 - доломиты, 3 - доломиты с лентами кремней, 4 - доломиты с конкрециями кремния, 5 - глинистые сланцы, 6 - песчаники, 7 - конгломераты, 8 - фосфориты

брия, местами переслаивающиеся с "металлоносными" прослоями с Ni, Mo, Co, V, Cu, Pb, Zn;

3) кремнистые породы мощностью 2-30 м;

4) черные углеродистые и кремнистые породы мощностью от 20 до 300 м.

На синийских отложениях (доломитах формации Деньин) в этом регионе часто лежит серия фосфатсодержащих пластов, которые образованы черными или темно-серыми тонкослоистыми фосфоритами, в том числе зернистыми и желваковыми, зелеными фосфатсодержащими сланцами. Тонкослоистые фосфориты имеют мощность от нескольких до 20-30 см, местами до 1-2 м. Хотя они сравнительно маломощны, но распространены от западной до восточной частей платформы на обширной территории развития черносланцевых отложений [44, 166, 212, 293].

Баритовые породы в базальных слоях кембрия присутствуют преимущественно в западной части провинции

Хуань, на востоке провинции Гуйчжоу, в северных частях провинций Сычуань и Хубей, в южной части провинции Шаньси. Их мощность от 1-2,5 до 10 м, содержание $BaSO_4$ до 40-98%.

Сравнительно недавно выяснилось, что черные сланцы являются вмещающими отложениями для месторождений многих металлов. Прослойки, где концентрируются Ni, Mo, Co, V, Cu, Pb, Zn, а также редкие металлы, редкие земли в основном приурочены к несущим фосфатные желваки черным углеродистым доломитовым и черным алевритовым сланцам в базальной части низов кембрия на востоке провинции Гуйчжоу и западе провинции Хуань. Общая мощность пачки сланцев, содержащих металлы, от 12 до 15 м, а отдельных обогащенных прослоев - в среднем около 5 см [44, 166, 212].

“Каменные угли” распространены широко в низах нижнекембрийских отложений на платформе Янцзы. Эти бесчисленные месторождения всегда использовались в южном Китае как основной энергетический источник. По сути, это обычные горючие сланцы, представляющие продукт литификации сапропелевых морских илов [44].

Характер фосфоритов синия и нижнего кембрия региона Янцзы

Фосфориты в этом регионе известны с 1940-х гг., достаточно интенсивно разведывались и составляют основу промышленности фосфатных туков Китая. Их прогнозные общие ресурсы оцениваются не менее чем в 20 млрд т. Фосфориты слагают как мощные пласты и линзовидные залежи, так и тонкие слои. Протяженность пластовых тел достигает нескольких десятков километров. Расположение главных промышленных месторождений и проявлений фосфоритов синия и кембрия региона Янцзы дано на рис. 1.1, 1.2.

Типы фосфоритов. С 1954 г. много китайских и иностранных специалистов занималось изучением фосфоритов Янцзы, предложив целый ряд их классификаций [7, 159, 208, 278, 283, 312, 318, 319], но до сих пор единого мнения по этому вопросу нет.

В настоящее время китайские специалисты, основываясь преимущественно на различиях структур и оценке генетических признаков, предлагают неодинаковые классификации. Например, Дон Мейсин с соавторами [159] выделяют в синийских и нижнекембрийских фосфоритах микрофосфориты, зернистые и биогенные разновидности, включая в последние строматолитовые и скелетные. Сен Литюань с соавторами [318], детально изучавшие фосфориты восточной части провинции Юньнань, разделяют их на первичные бактериально-водорослевые, интракластовые и вторичные.

Е Льянзун с соавторами [305] по составу, текстурно-структурным признакам и условиям образования выделяют 6 типов: аморфные; зернистые, включая интракластовые; биогенные; песчаниковые и конгломератовые; конкреционные и кристаллические; замещения. Зернистые, главным образом интракластовые, включающие алевритовые, песчаниковые, конгломератовые разновидности, считаются наиболее распространенными и важными в экономическом отношении. К биогенным фосфоритам отнесены строматолитовые, онколитовые и содержащие видимые в оптическом микроскопе раковины фосфоритов.

Сосредоточив внимание на изучении зернистых фосфоритов, мы учитывали, что интракластовые, песчаниковые, конгломератовые разновидности в регионе Янцзы часто, хотя и не всегда, являются лишь перемытыми зернистыми фосфоритами и только отчасти аморфными (пелитоморфными - по терминологии, принятой в России). Поэтому можно уверенно считать, что среди фосфоритов региона Янцзы развиты преимущественно зернистые, аморфные и биогенные разновидности; в последних визуально и в оптическом микроскопе отчетливо устанавливаются строматолитовые, онколитовые структуры, значительно реже детрит скелетных фосфоритов (аналоги понятия биокласт в англоязычной литературе). При этом именно зернистые фосфориты (микрзернистые - по принятой в России терминологии) играют доминирующую роль в промышленных месторождениях. С учетом этих замечаний и следует рассматривать предложенную Е Льянзун с соавторами [305] классификацию, тем более что она мало основывалась на использовании СЭМ.

Особого внимания в свете проведенных исследований заслуживают фактические данные о фосфатных строматолитах и онколитах в фосфоритах региона Янцзы. В 1963 г. в синийских фосфоритах месторождения Кайян впервые были найдены строматолитовые постройки [287]. Эти и обнаруженные на многих других месторождениях синийского и реже кембрийского возрастов строматолитовые постройки (рис. 1.5) находятся либо в массе зернистого фосфорита - по сути засыпаны фосфатным песком (алевроитом), либо целиком слагают фосфатный пласт или его часть, т.е. образуют строматолитовую последовательность наложения (табл. I, фиг. 1, 2). Широко распространены в синийских фосфоритах и онколиты (табл. I, фиг. 3), являющиеся частным случаем формирования строматолитовых структур (строматолит типа SS - по классификации Логана с соавторами [211]). Нижнекембрийские фосфатные строматолиты впервые описаны в 1989 г. в восточной части провинции Юньнань на месторождении Куньян и других [311], а онколиты - в 1991 г. в южной части провинции Шаньси [83]. Кроме того, фосфатные строматолиты установлены и в доломитах синия в переотложенном состоянии [277]. По данным Цю Маоди с соавторами [323], строматолитовые и онколитовые фосфориты составляют до 35% общей массы синийских фосфоритов региона Янцзы. Для месторождения Кайян Цу Шисин с соавторами [325, 326] отмечают, что до 40% объема фосфоритов составляют строматолитовые и онколитовые разновидности, из них строматолитовых около 20%, а остальная часть представлена в основном зернистым типом.

На основе многолетнего изучения фосфатных строматолитов региона Сао Джуй-ди [138, 139] считает, что главным образом они относятся к *Gymnosolen* и *Conophyton*. Общий комплекс установленных форм, по данным Сао Джуй-ди [137] и Цу Шисин с соавторами [325, 326], приведен в табл. 1.1.

Текстурно-структурные особенности. Для преимущественно пластовых фосфоритов региона Янцзы они достаточно разнообразны. Фосфориты могут быть массивными, но чаще разнослоистыми (от тонкослоистых, ламиных до грубослоистых), часто полосчатыми, параллельно-слоистыми, линзовидно-слоистыми, микрохолмистыми, косослоистыми (табл. I, фиг. 4). Различные слои и слои могут быть разнозернистыми. Довольно обычны структуры перемева.

Таблица 1.2

Средний химический состав (массовая доля, %) различных типов фосфоритов синия и нижнего кембрия региона Янцзы (по [305])

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	10,43	7,85	6,8	17,26	11,87	8,93	28,90	2,70
TiO ₂	0,09	-	0,11	0,13	0,08	-	0,08	0,08
Al ₂ O ₃	2,27	0,06	1,42	3,74	1,19	0,91	1,43	0,60
FeO	1,09	0,26	0,39	1,57	0,56			0,67
Fe ₂ O ₃	2,92	0,55	1,43	1,72	1,19	1,97	3,18	8,59
CaO	42,03	49,83	48,63	38,33	43,88	47,30	32,76	51,58
MgO	0,34	0,60	1,04	0,80	2,10	1,36	1,81	0,96
MnO	0,21	-	0,02	0,03	0,46	0,005	0,008	0,02
P ₂ O ₅	31,92	34,88	33,38	28,14	29,01	30,93	21,37	35,40
Na ₂ O	0,46	0,54	0,35	1,07	0,55	0,65	0,12	0,51
K ₂ O	0,66	0,18	0,26	0,46	0,53	0,66	0,68	0,16
SO ₃	0,84	0,05	0,56	0,48	0,46	0,51	0,47	0,63
F	2,04	3,36	2,02	2,48	2,10	2,51	2,37	2,65
CO ₂	4,42	2,15	2,63	2,17	4,92	2,20	5,61	3,03
H ₂ O ⁺	1,45	0,82	0,90	1,32	1,03	1,19	1,69	0,80
H ₂ O ⁻	0,22	0,18	0,24	0,25	0,11	0,55	0,40	0,11
-2F=0	0,84	-	0,84	1,08	0,66	1,04	1,00	1,08

Примечание. Фосфориты: 1 - "аморфные", 2 - пелитоморфные, 3 - перекристаллизованные, 4 - конгломератовидные, 5 - песчаниковидные, 6 - конкреционные, 7 - зернистые песчаные, 8 - биогенные (водорослевые и раковинные).

лее важных в промышленном отношении пластах они обычно хорошо окатанные, при преобладающем диаметре от 0,1 до 0,5 мм.

Нерудные минералы матрикса или цемента - кварц в зернах, эквивалентных размерам фосфатных зерен, глинистые минералы, карбонаты, гидрослюда. Иногда присутствуют пирит и продукты его окисления. Среди карбонатов преобладают доломит и кальцит. В некоторых разновидностях присутствуют гипс, ангидрит.

Фосфатный компонент зерен, если не изменен наложенными процессами, постоянно черной окраски, обуслов-

Таблица 1.3

Средний химический состав (массовая доля, %) фосфоритов синия и нижнего кембрия региона Янцзы (по [305])

Оксиды	Нижний кембрий	Синий
SiO ₂	12,67	10,03
TiO ₂	0,06	0,08
Al ₂ O ₃	1,36	1,33
FeO	0,70	1,23
Fe ₂ O ₃	1,71	1,42
CaO	42,7	44,19
MgO	1,10	1,75
MnO	0,04	0,59
P ₂ O ₅	30,18	30,61
Na ₂ O	0,65	0,44
K ₂ O	0,41	0,59
SO ₃	0,63	0,55
F	2,66	1,73
CO ₂	2,53	4,67
H ₂ O ⁺	1,39	0,88
H ₂ O ⁻	0,16	0,15
-2F=0	1,04	0,73
F/P ₂ O ₅	0,088	0,056
CO ₂ /P ₂ O ₅	0,116	0,152
CaO/P ₂ O ₅	1,393	1,443
Количество образцов	29	24

Таблица 1.4

Количество тонкослойковых (ленточных) фосфоритов в частных разрезах фосфоритовых пластов синия и нижнего кембрия платформы Янцзы (по [147, 315])

Возраст	Месторождение, провинция	Общая мощность фосфоритов, м	Ленточные фосфориты от общей мощности, %
Синий	Ичан (Хубей)	8,90	23,30
	Шаньэо (Цзянси)	9,15	52,00
Нижний кембрий	Куньян (Юньнань)	6,15	13,00
	Хайко (Юньнань)	1,20-4,95	15-25
	Лейбо (Сычуань)	9,81	33,70

ленной присутствием тонкораспределенного в его массе углерода (содержание $C_{орг}$ достигает 2-3%).

Следует подчеркнуть, что зернистые фосфориты Янцзы довольно часто метаморфизованы, с перекристаллизацией и исчезновением первичных структур, обычно наблюдаемых в СЭМ. Выявление неметаморфизованных разновидностей представляло для нас достаточно сложную задачу, что следует учитывать при дальнейшем изучении вопроса

Поскольку среди промышленных руд зернистые, интракластовые разновидности преобладают, цементация зерен играет определенную роль; хотя, как отмечал Г.И. Бушинский [7], и в чем мы убедились, в фосфоритах Янцзы зерна очень часто тесно соприкасаются, как бы вдавлены друг в друга. Но часто много и цемента, по составу он фосфатный, кремнистый, глинистый, редко железо-марганцевый.

Фосфатный цемент широко распространен на главных промышленных месторождениях (Кайян, Ичан, Куньян), иногда сопровождается глинистой примесью. Большая часть руд месторождения Кайян имеет исключительно фосфатный цемент, по структурным признакам двух этапов формирования; он в основном считается продуктом диагенеза, в условиях формирования на ранних стадиях седиментации богатых фосфором поровых вод [305].

Карбонатный цемент присутствует в различных фосфоритах, но чаще в тех, которые ассоциируют с карбонатными породами. Обычно он двух типов: темный, аморфный и светлый, микрокристаллический.

Кремнистый цемент довольно обычен в зернистых и онколитовых фосфоритах месторождений Куньян, Дедзе и Худжи. Он двух типов: первичный и диагнетическо-эпигенетический, причем первый характерен для фосфоритов нижнего кембрия месторождения Дедзе. Второй тип встречается как в кембрийских фосфоритах Куньяна, так и в синийских зернистых и онколитовых фосфоритах формации Доушаньто на месторождении Худжи в северо-западной части провинции Хубей. Онколиты и их матрикс весьма интенсивно замещаются кремнеземом. Фосфориты с кремнистым и карбонатным цементом часто встречаются совместно.

Глинистый цемент обычно дополнительный в фосфоритах с фосфатным или кремнистым цементами, но содержание последнего, как правило, невысокое. Такой цемент характерен для фосфоритов, ассоциирующих с глинистыми сланцами, на месторождениях Худжи и Куньян.

В целом в нижних, особенно базальных, частях фосфатных пластов региона чаще встречается кремнистый и глинистый цемент, в средних - преимущественно фосфатный, вблизи кровли - более глинистый и доломитовый. Фосфориты с фосфатным цементом представляют наибольшую промышленную ценность.

Химический состав. В регионе Янцзы химический состав фосфоритов изучен весьма детально для разных возрастов, типов и месторождений [7, 159, 207, 300, 305, 318]. Некоторая информация приведена в табл. 1.2, 1.3. Содержание пятиоксида фосфора в промышленных рудах обычно колеблется в пределах 22-35%. Для них характерны относительно повышенные содержания редкоземельных элементов (РЗЭ) цериевой группы, но в ассоциирующих глинистых сланцах последних может быть в 2-3 раза больше. В кембрийских фосфоритах провинции Юньнань Σ РЗЭ достигает 0,2%, в провинции Сычуань находится в пределах 0,03-0,1%. В синийских фосфоритах РЗЭ значительно меньше, правда в фосфоритах этого возраста в провинции Гуйчжоу содержания иттрия < 40 ppm, а в строматолитовых фосфоритах в пределах 78-390 ppm [305].

Палеогеографические и тектонические условия фосфатогенеза в регионе Янцзы в синии и раннем кембрии

На основе изучения литологии, осадочных фаций, палеонтологических остатков, региональной палеотектоники на платформе Янцзы в основных чертах определен обширный морской бассейн, который разделяется (см. рис. 1.6) на ряд палеогеографических областей: относительно мелководных карбонатных платформ (по принятой в англоязычной литературе терминологии) и ограничивающих их более глубоководных бассейнов. В течение всего рассматриваемого времени менялись лишь размеры, конфигурации и, только отчасти, количество этих палеогеоморфологических структур. Между бассейнами и платформами существовали склоны разной крутизны. Площади платформ, собственно как и бассейнов, весьма различны. На всей территории региона Янцзы к платформам обычно приурочены

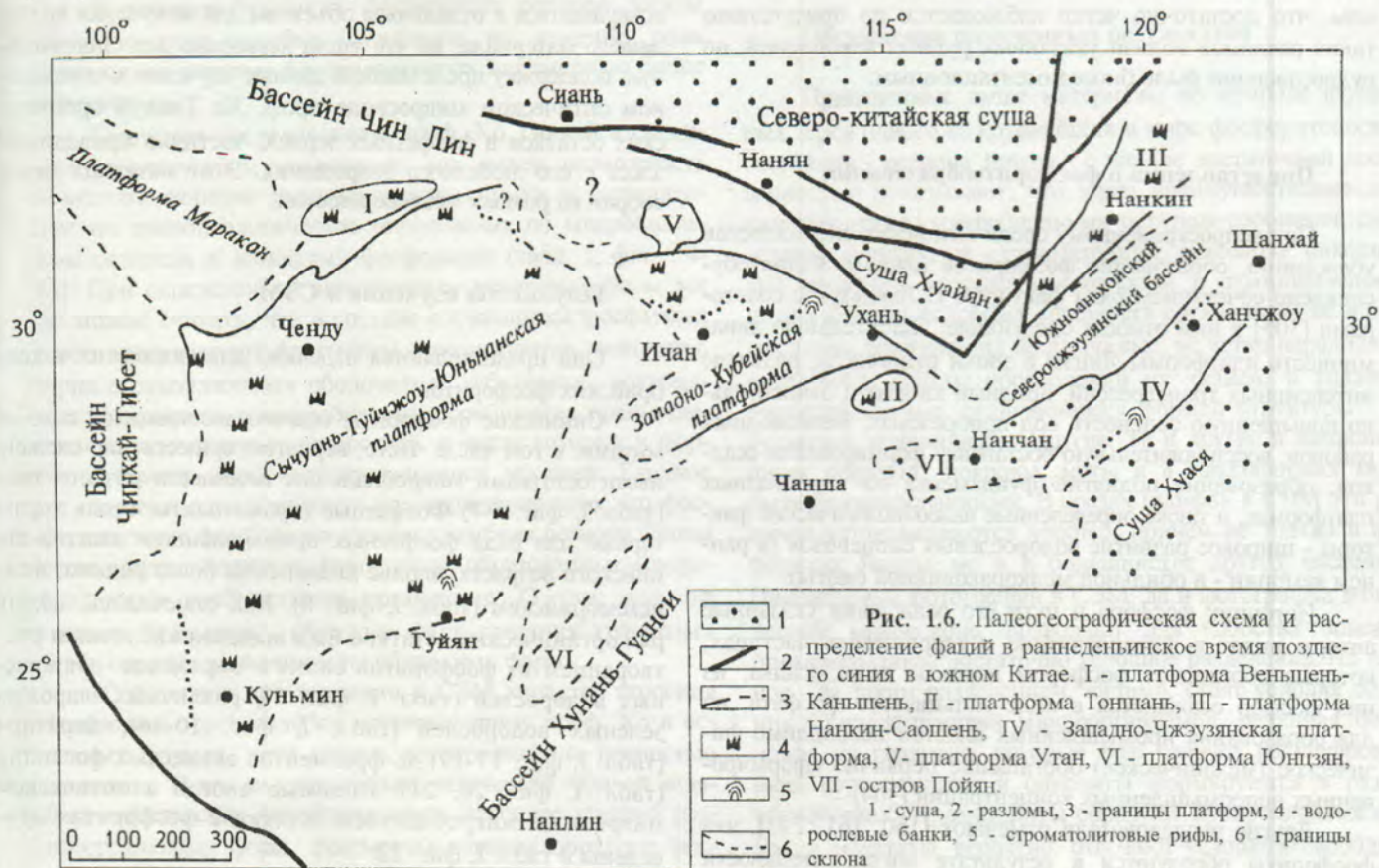
поднятия кристаллического фундамента, как выступавшие над уровнем моря, так и находившиеся ниже его полностью или частично.

Карбонатные платформы (по сути, не что иное, как карбонатные шельфы) подразделяются китайскими геологами на изолированные, окруженные бассейнами, и красные, примыкавшие к древней суше [208, 278, 281, 296]. К первой группе относятся крупнейшие платформы (Сычуань-Юньнань-Гуйчжоуская, западной части провинции Хубэй) и небольшие (Маракан, Веньшен-Каньшен, Тоншань, Юнцзян, Нанкин-Саошень). Ко второй группе относятся платформы западной части провинции Чжэцзян, примыкавшие к древней суше Хуася в юго-восточной части моря Янцзы. На обширной Сычуань-Юньнань-Гуйчжоуской платформе как в позднесинийское, так и в раннекембрийское время существовали периодами лагунные и подобные им фации с эвапоритами, гипсами, а также водорослевые банки, в том числе и онколитовые бары, включая обстановки открытого шельфового моря и верхней части склонов переходных к впадинам бассейнов.

Главные бассейны следующие: Чинхай-Сицан (Тибет), Чин Лин, Хунань-Гуанси, северной части провинции Цзянси-южной части провинции Аньхой. Превалирующими типами осадков бассейнов были черные глинистые сланцы (переходящие в углеродистые, горючие), кремнистые породы и глинистые карбонаты (доломиты).

Склоны платформ не всегда устанавливаются точно, но в ряде мест наблюдаются переходы платформенных фаций в бассейновые, причем наклон и ширина склонов изменяются.

Поднятия фундамента на карбонатных платформах известны в восточной части провинции Юньнань, в центре провинции Гуйчжоу, в восточной части провинции Сычуань вблизи Хуаюньшань и в других местах. Вблизи поднятий по их периметру характерны песчаные фации, фосфо-



риты, отчасти доломиты, переходящие в сторону бассейнов в черные сланцы, кремнистые породы.

Изменения количества, размеров платформ и бассейнов можно проиллюстрировать на примере времени Деннин, когда существовало восемь первых и четыре вторых типа палеоструктур [281, 282].

Достаточно полно важные аспекты тектоники платформы Янцзы даны в работах китайских и российских геологов [43, 44, 144, 191, 241].

В целом платформа Янцзы уже давно рассматривается как не стабильная, а динамичная структура, в том числе, естественно, в синийское и раннекембрийское время, в отличие от стабильной, жесткой, консолидированной Северо-Китайской платформы. Причина таких различий, видимо, лежит в относительно слабом метаморфизме пород фундамента платформы Янцзы и небольшом временном интервале между формированием пород фундамента и продуктивной на фосфориты части чехла платформы. Прямо противоположная ситуация характерна для Северо-Китайской платформы. Напомним, что сколько-нибудь существенных фосфоритовых концентраций на ней нет. Кроме того, для синийского и раннекембрийского времени в пределах платформы Янцзы и по ее ограничению установлена серия глубинных разломов, что также способствовало ее динамичности.

Распределение зернистых фосфоритов в регионе Янцзы, по представлениям китайских геологов, контролируется поднятиями фундамента, а также склонами карбонатных платформ, преимущественно их верхними частями. Ниже по склону тела зернистых фосфоритов фашиально замещаются баритовыми и марганцевыми месторождениями, а в раннем кембрии - и углеродистыми (горючими) сланцами с Zn, Pb, Ni, Pt, Mo, V. Поступление части указанных рудных элементов могло происходить, согласно мнению китайских геологов, по указанным выше глубинным разломам, что достаточно четко наблюдается по присутствию таких разломов вблизи указанных рудных накоплений, но рудоосаждение было биоседиментационным.

Представления о фосфоритообразовании

По распространенному среди китайских специалистов убеждению, образование фосфоритов южного Китая обусловлено сочетанием ряда факторов. Е. Льяньзун с соавторами [305] к ним относят следующие: значительную динамичность платформы Янцзы в эпохи рудоогенеза; развитие интенсивных трансгрессий; аридный климат и относительно повышенную соленость вод прибрежных, мелководных районов; восстановительную обстановку формирования осадков; образование поднятий фундамента на карбонатных платформах; а также определенные палеобиологические факторы - широкое развитие водорослевых биоценозов (в раннем кембрии - и обильной мелкораквиной биоты).

Источник фосфора и пути его осаждения указанные авторы видят в фитопланктоне и терригенных частицах, которые обогащают фосфором поровые воды осадка; из них фосфор осаждается в виде кальциевого фосфата, но для образования промышленных пластов необходимо физическое (механическое) обогащение первично сформированных непромышленных концентраций [304].

Другие исследователи отмечают [160, 161, 293], что фосфориты образуются в результате жизнедеятельности

различных микроорганизмов, которые осуществляют экстракцию, аккумуляцию и транспортировку фосфора. Также биохимическими процессами жизнедеятельности водорослей вызывается осаждение фосфора согласно работам [148, 306, 311].

Китайские исследователи уже достаточно давно стали применять СЭМ и специальные оптические микроскопы для выявления как в синийских, так и нижнекембрийских фосфоритах, в том числе в их зернистых разностях, биологических остатков [82, 137, 139, 160, 161, 277, 281, 294, 297, 306-309, 314, 317, 320, 325, 326] и достигли в этом выдающихся успехов. Некоторые неполные сведения приводятся и в работах российских [42, 44] и других исследователей [219]. Именно поэтому, а также потому, что в фосфоритах сравнительно часто устанавливались строматолиты и онколиты, среди китайских исследователей достаточно широко распространено мнение о важной роли микроводорослевой биоты в фосфатогенезе. Однако специального изучения фосфатных зерен зернистых фосфоритов промышленных месторождений платформы Янцзы с точки зрения определения их природы, типов не осуществлялось - главное внимание чаще всего уделялось определению фоссилий, т.е. изучение было скорее палеонтологическим, что, конечно, тоже очень ценно.

Материал

Исследовано несколько десятков образцов зернистых и ракушняковых (биокластических) фосфоритов из разных месторождений фосфоритов синия и нижнего кембрия региона. Наибольшие трудности заключались в нахождении наименее измененных разностей, для чего пришлось просмотреть значительно большее количество образцов, чем их реально изучить. Иногда приходилось вновь и вновь возвращаться к отдельным объектам для получения подходящего материала, на что ушло несколько лет. Значительную поддержку представляли данные изучения в специальном оптическом микроскопе проф. Хо Тинкуй органических остатков в фосфатных зернах, частично приводимые здесь с его любезного разрешения. Этот материал также собран на разных месторождениях.

Результаты изучения в СЭМ

Они представляются отдельно для синийских и кембрийских фосфоритов.

Синийские фосфориты обычно ассоциируют с доломитами, в том числе часто, вероятно, существенно сложными остатками микробных сообществ разного типа (табл. I, фиг. 5-7) Фосфатные строматолиты, столь характерные для ряда фосфатных промышленных пластов синийского возраста, вполне аналогичны более редким, нижнекембрийским (табл. I, фиг. 8). Как отмечалось, целый ряд органических остатков был выделен кислотным растворением из фосфоритов синия и определен - от красных водорослей (табл. I, фиг. 9), различных шаровых зеленых водорослей (табл. I, фиг. 10-16), акритарх (табл. I, фиг. 17-19) до фрагментов скелетных фоссилий (табл. I, фиг. 20, 21). Видимые иногда в оптическом микроскопе микробные остатки в фосфоритах приведены в табл. I, фиг. 22.

Общий вид в СЭМ зернистых фосфоритов синия региона Янцзы приводится в табл. I, фиг. 23, а примеры фосфатных онколитов в табл. I, фиг. 24, 25. В центральных частях онколитов изредка наблюдаются цепочки клеток цианобактерий (табл. I, фиг. 26, 27). Достаточно часто вокруг зерен разной природы присутствуют онкоидные (концентрические) оболочки (табл. I, фиг. 28). При тесном соприкосновении зерен (очень частом в фосфоритах региона Янцзы) такие оболочки часто сливаются, создают эффект нарастания смежных покрытий зерен (табл. I, фиг. 29). Из явных водорослевых остатков примечательно присутствие форм, подобных красным водорослям (табл. I, фиг. 30-32), аналогичных описанным проф. Чжан [82].

Однако наибольшее распространение имеют фосфатные зерна, состоящие из фрагментов различных типов микробных сообществ (табл. I, фиг. 33). Пористые структуры нечеткой организованности не очень характерны (табл. I, фиг. 34, 35). Отчетливое стремление к ламинной структуре разной ширины волоконистых структур уже более часто (табл. I, фиг. 36). Хаотически расположенные тонкие филаменты в сочетании ячеистой структуры (табл. I, фиг. 37) и извилисто-червеобразно закрученные структуры фосфатных матов (табл. I, фиг. 38, 39) еще более часты. Одна из модификаций последних изображена в табл. I, фиг. 40-42. Несколько другое строение фрагмента микробных структур приведено в табл. I, фиг. 43. Иногда отмечается отчетливое стремление к формированию структур, близких к онколитам (табл. I, фиг. 44). Отдельные клетки микроорганизмов достаточно редки (табл. I, фиг. 45).

Были установлены и остатки скелетных организмов, которые до этого выделялись лишь кислотным растворением (табл. I, фиг. 46-51). Они иногда относительно хорошей сохранности, но чаще уже заметно перекристаллизованы (табл. I, фиг. 52, 53). Конечно, они весьма редки, и можно считать счастливой случайностью, что их удалось обнаружить.

В раннекембрийских фосфоритах региона Янцзы общая картина подобна синийским, но, конечно, роль фрагментов раковин беспозвоночных неизмеримо более значительна.

Благодаря исследованиям проф. Хо Тинкуй в специальном оптическом микроскопе, мы имеем возможность поместить любезно представленные снимки и выполненные им палеонтологические определения по микробным остаткам в зернистых фосфоритах (табл. I, фиг. 54-64). При определенной экзотичности некоторых форм все же можно считать, что в составе изучавшихся фосфатных зерен присутствуют фрагменты строматолитов, онколиты, зерна с онколитовыми оболочками, тубулярные, коккоидные, филаментные микробные сообщества преимущественно сине-зеленых водорослей, в числе которых и формы с обычно карбонатирующимися чехлами. Главное же - это еще одно уверенное подтверждение того, что фосфатные зерна фосфоритов нижнего кембрия региона Янцзы очень часто состоят из фрагментов, образованных микробными сообществами организмов. О том, что это именно фрагменты, убеждает факт срезания границами зерен ограничений этих микробных форм.

Собственно при изучении в СЭМ характер строения фосфатных зерен подобен установленному проф. Хо в основных формах, хотя спектр, естественно, не полностью совпадает. И это не удивительно, ибо нашей задачей являлось определение преобладающих, наиболее широко распространенных форм, фрагменты которых образуют фос-

фатные зерна. Так, зерна из фрагментов пористых тканей (табл. I, фиг. 65) вроде бы не были установлены при изучении в оптическом микроскопе. Напротив, фосфатные зерна из существенно коккоидных или пузыристых форм матов с присутствием, очевидно, и иных типов (табл. I, фиг. 66-68) кажутся относительно подобным ряду описанных видов. Относительно сильнее изменены зерна, состоящие из сетчатых тканевых форм матов (табл. I, фиг. 69, 70). Пузырчатые шаровидные формы, возможно зеленых водорослей, достаточно редки (табл. I, фиг. 71). Напротив, иногда широко развиты зерна из переплетения удлиненных чехлов, толщиной в 1-3 мк, длиной до 15-20 мк (табл. I, фиг. 72-74), которые, видимо, подобны изученным проф. Хо. Различные вариации этих структур приведены в табл. I, фиг. 75-76.

Крайне редко встречаются зерна из фрагментов фосфатизированных строматолитов (табл. I, фиг. 78). Относительно редки и фосфатные онколиты (табл. I, фиг. 79). Напротив, онколитовые оболочки на зернах местами достаточно широко развиты, причем часто образуются и достаточно сложные сочетания из нескольких зерен (табл. I, фиг. 80-86). Сложные формы некоторых фосфатных зерен, включающие фрагменты спикул (?) губок, приведены в табл. I, фиг. 87. Встречающиеся в зернистых фосфоритах фрагменты раковин беспозвоночных, возможно отчасти переработанных эндолитическими организмами, показаны в табл. I, фиг. 88, 89.

Слагающие маломощные слои ракушняковые (био-кластические) фосфориты восточной части платформы Янцзы иллюстрируются табл. I, фиг. 89-96. Фосфатные зерна из фосфатизированных матов, так же слагающих маломощные слои в этих районах, отчасти измененные, даны в табл. I, фиг. 96-100. Сильно перекристаллизованные остатки раковин беспозвоночных из этих же районов приводятся в табл. I, фиг. 101.

Обсуждение полученных результатов

Приведенные выше материалы по природе фосфатных зерен одного из крупнейших в мире фосфоритоносных бассейнов - региона Янцзы - с вполне достаточной достоверностью показывают, что зерна преимущественно двух главных групп: микробных остатков-сообществ сине-зеленых водорослей - строматолиты, онколиты, онколитовые оболочки, которые мы относим к ламинированным матам и серии подобных сообществ организмов, но в рамках зерна, образующих не ламинные, не четко параллельно наложенные формы обособлений их тканей, а различно ориентированные, отличающиеся формой структуры - тубулярные, коккоидные и другие. Те и другие в жизненном цикле образуют покровы, маты и в макроформах могут быть ламинированными. В срезах шлифов в СЭМ эти различия устанавливаются хорошо, причем не только в фосфоритах Янцзы, но и в большинстве других бассейнов. Прилагаемые фотографии в СЭМ, да и фотографии в оптическом микроскопе, позволяют для удобства описания применять такое достаточно условное разделение. Но главное - за таким разделением, видимо, стоят условия обитания соответствующих микроорганизмов, различия обстановок их развития, которые еще следует расшифровать. Ведь строматолиты и онколиты формируются в разных обстановках: строматолиты образуют прикрепленные формы, а онколиты, вероятно, отвечают условиям свободного

перемещения частиц, даже если биологические виды организмов были и одинаковыми. Возможно, имеются и переходные формы между этими разностями, но отчетливые различия значительно более часты.

Прослеживается одно важное обстоятельство, особенно четко фиксируемое для тубулярных и подобных микробных матов. Наряду с фосфатизацией самих матов (неважно, замещение или/и обволакивание) межматовое пространство, хотя и сложено более растворимым в кислотах фосфатом (благодаря чему и проявляется структура зерна при травлении), но все-таки, видимо, другой генерации. Такое интерстициальное отложение фосфата в зернах характерно для всех фосфоритов, включая самые молодые с шельфа Намибии. Поэтому следует признать, что в формировании фосфатного зерна участвует и, возможно, непосредственно осаждаемый в интерстициях фосфат. Подробно этот фосфат описывается ниже при рассмотрении фосфатных обособлений и зерен шельфа Намибии, но он наблюдается очень часто; при дальнейшем описании его присутствие учитывается.

Зеленые, красные водоросли, акритария встречаются редко и, скорее всего, не участвуют в массовом количестве в сложении зерен.

Хотя раковинный детрит начинает присутствовать в синийских фосфоритах, только в нижнем кембрии он становится массовым, вплоть до образования типичных ракушняковых (биокластовых) фосфоритов, но последние не образуют мощных залежей.

Следует подчеркнуть, что, несмотря на присутствие в самих зернистых фосфоритах иногда даже в заметных количествах терригенных зерен, в частности кварца, в фосфатных зернах терригенных частиц практически не обнаружено. Это не значит, что их не было вообще, но если даже они были (карбонаты, глинистые частицы), то сейчас в основном замещены фосфатом, и диагностировать их очень трудно. Поэтому и создается отчетливое впечатление, что фосфатные зерна - всегда фрагменты изначально существенно органогенных накоплений. Именно поэтому наименее измененные фосфориты Янцзы содержат отчетливо повышенное (до 3%) количество расплавленного C_{org} (см. выше).

Конечно, теперь ясно, что все фосфатные зерна - это детрит, фрагменты, часто испытавшие значительную транспортировку, окатывание. Но в фосфоритах Янцзы очень часты и грубые фосфатные фрагменты. Иногда это просто обломки слоев уже зернистых фосфоритов, но изредка и обломки пелитоморфных разностей - вероятно, тех начальных слоев, что были источником для формирования собственно фосфатных зерен.

Присутствие слоев фосфатных строматолитов, онколитов, доминирование в составе зерен микробных матов, наличие грубообломочных фосфоритов - прямые указания на крайне мелководные и, вероятно, даже часто надлитеральные обстановки формирования как начальных фосфатных пород, так и части зернистых фосфоритов. Тем

не менее фосфатные зерна достигают глубины отложения черных глинистых илов - наиболее мористой части области отложения фосфатных зерен, собственно области выклинивания пластов зернистых фосфоритов. Такие интерпретации вполне согласуются с представлениями китайских специалистов об условиях формирования фосфоритов региона Янцзы, сейчас они получают полное подтверждение и точную детализацию.

Весьма важным представляется определение именно тех участков, где происходила фосфатизация микробных матов и затем их разрушение. Естественно, они не должны были сохраниться в разрезе, а собственно тела зернистых фосфоритов в той или иной степени могут быть смещены относительно областей начальной фосфатизации. В общем виде такие участки должны были находиться вблизи соответствующей береговой линии. Поэтому палеоподнятия, и прежде всего кристаллического фундамента, - наиболее вероятные места, у которых должны были формироваться начальные фосфатные отложения, затем после превращения в фосфатные зерна могли уже в виде потока последних смещаться вниз по склону отложения. Если определять наиболее перспективные на выявление зернистых фосфоритов участки, то они, может быть, иногда начинаясь от берега, фактически должны быть на достаточно заметных глубинах, как и любые внутрибассейновые обломочные отложения в аналогичных условиях. Отсюда ясно, что если имеются выходы кристаллического основания и на них налегают синийские и нижнекембрийские отложения, то эти участки в общем потенциально наиболее перспективны для выявления фосфоритов. Собственно, такая картина и имеет место практически везде в регионе Янцзы, например в провинции Хубей, где почти каждый выход фундамента сопровождается концентрациями фосфоритов. Она была бы более точна и постоянно закономерна, если бы удалось реконструировать палеогеографическую, палеобиологическую обстановку начального фосфатогенеза, что исключительно сложно, ибо первичные фосфатные фации могут быть просто уничтожены размывами, что должно иметь место, если сформировались зернистые фосфориты. Поэтому необходимо изучать и предшествующие отложения как возможный сигнал на последующую фосфатизацию, и в этом отношении известные исследования Э.А. Еганова с соавторами [22, 26] кажутся очень важными.

Учитывая высокую динамическую активность платформ Янцзы, можно полагать, что по крайней мере некоторые выступы фундамента являлись достаточно активными в период синийско-кембрийской седиментации, а не только в последующее время, поскольку чехол платформы включает мощный комплекс палеозойских и отчасти мезозойских отложений, но при этом фундамент в настоящее время обнажен участками. Еще предстоит серьезная работа по изучению роли таких поднятий фундамента в фосфатогенезе платформы Янцзы, что позволит определить, вероятно, их важное значение, которое уже отмечается для ряда фосфоритоносных бассейнов мира.

Глава 2. Фосфоритоносный бассейн Каратау (КФБ), Казахстан

Э.А. Еганов, Е.А. Жегалло, Э.Л. Школьник

Введение

В пределах хр. Малый Каратау (северо-западная ветвь горной системы Тянь-Шань, юг Казахстана; рис. 2.1) расположен фосфоритоносный район с крупными запасами пластовых фосфоритов "микрозернистого" типа. Простирающееся с ЮВ на СЗ на 120 км в длину (только видимая часть) и на 10-30 км в ширину рудоносное поле этого района представляет собой обнажившуюся часть древнего бассейна седиментации, в котором с начала кембрийского периода, в основном в течение томмотского века, шло интенсивное накопление фосфоритов. Последние петрографически довольно разнообразны. Однако на первых порах их изучения они казались достаточно однородными, а именно "микрозернистыми", будучи в основном представлены породами песчано-алевритовой структуры, в которых зерна состояли из фосфата кальция с незначительными добавками зерен иных компонентов (кварц, полевые шпаты, карбонаты, обломки глинистых, кремнистых пород в самих фосфоритах), с фосфатным, карбонатным, кремнистым или глинистым цементом или в смешанном варианте.

Изучение каратауских фосфоритов начиная со времени их открытия (1935 г.) долго проводилось лишь на уровне оптико-микроскопических, петрографо-минералогических и химических исследований. Эти методы позволяли глубоко изучить химизм руд и текстурно-структурные особенности. Но при этом генезис собственно фосфатных элементов определялся в основном дедуктивно: исходя из существовавших в то время гипотез о возможных путях минерализации фосфата морских вод. И в первую очередь была использована гипотеза А.В. Казакова [46, 47] о химической садке фосфата, которая в эти времена была высказана, опубликована и сразу получила почти всеобщее признание на мировом уровне. Согласно этой "хемогенной" гипотезе, фосфаты, доставляемые на мелководье подъемом глубинных вод, переходят в насыщенное состояние вследствие ухода здесь растворенной углекислоты и могут переходить в твердую фазу. В пользу такого вывода, казалось, свидетельствовало обилие в фосфоритах зерен с оолитовой структурой, трактуемых как истинно хемогенные образования, а в Каратау как раз одним из основных типов руд является "оолитово-зернистый".


Первые работы исследователей, заметивших, что фосфатные зерна этих фосфоритов иногда очень схожи с телами микроорганизмов [11, 76], вскоре были забыты, и происхождение зерен фосфоритов Каратау трактовалось почти исключительно как результат химической садки фосфатов в различных вариациях иницирования

такого процесса и его реализации [75]. В качестве таких вариаций приводились стяжение рассеянного фосфата в микроконкреции [7, 74], фосфатизация фекалий морских организмов [7], дезинтеграция изначально химически осажденных слоев фосфата [81] и др. Предположения о происхождении оптически бесструктурных фосфатных зерен или таковых с оболочками охватывали практически весь диапазон гипотез того времени о возможностях минерализации фосфата.

В 1960-х гг., однако, в связи с открытием "пластовых" фосфоритов водорослевого происхождения в Южной Сибири (Горная Шория) уже в одной из первых публикаций о них [78] наметился возврат к наблюдениям тех, кто усмотрел в каратауских фосфатных зернах микроорганизменную структуру [11, 76]. После этого потоком пошли сообщения о находках фосфатных фитоцитов (прежде всего, строматолитов) в Индии, Китае, Непале, Австралии, Монголии. Однако на фосфориты Каратау эти выводы перенести еще довольно долго не удавалось. Лишь в 1984-1985 гг. фосфатные макроstromатолиты были установлены и в Каратау [24]. Вместе с тем было отмечено, что в самих зернистых фосфоритах присутствуют и даже местами широко распространены фосфатные алгал-ламиниты и микроstromатолиты. Было показано, что так называемые фосфатные оолиты являются, в сущности, фитоцитовыми постройками - онколитами. Оптически бесструктурные афанитовые фосфориты (микрофосфориты - в английской терминологии), залегающие маломощными слоями и линзами, как предполагалось, тоже имеют микробиальную структуру, представляя собой фосфатизированные микробиальные маты, что подтвердилось изучением в СЭМ. Фосфатные частицы фосфоритов Каратау в итоге стали рассматриваться как онколиты либо фрагментыstromатолитов.

Через несколько лет В.Н. Холодовым и Р.К. Пауль были опубликованы статьи [94, 95], в которых оптико-микроскопически изученные зерна каратауских фосфоритов также были определены как микроstromатолиты (микроstromатиты) и онколиты, а также как бактериально-водорослевые индивиды - клетки, колонии клеток, микрофоссилии, оболочки фитоцитов. Однако реальной адекватности таких наблюдений результатам изучения в СЭМ, кроме онколитов, не выявилось.

Подобные результаты изучения элементарных составляющих фосфатных руд Каратау совпали с появлением аналогичных работ по другим бассейнам [35, 69, 201, 323,

Рис. 2.1. Местоположение Каратауского фосфоритоносного бассейна — 



326]. Полученные данные позволяют осветить важнейшую сторону проблемы генезиса фосфоритов: процесс возникновения тех первичных их компонентов, из которых затем возникают рудные пласты. Вторичный характер последних, их накопление в процессе механического переноса и сгущивания сомнений не вызывают. Об этом говорят характер наслоенности их границ, терригенные примеси, волновая рябь, сортировка и т.д. Главное - это определить процесс возникновения исходного фосфатного материала, который и будет затем фрагментироваться и преотлагаться, т.е. того объекта, который Э.Л. Школьников назвал начальными фосфатными накоплениями [99].

Со времени открытия Каратауского фосфоритоносного бассейна геологическая позиция его руд сравнивалась с позициями ранее известных и становившихся известными рудных районов. Ко времени открытия Каратау это были Северо-Американский пермский бассейн Фосфория и Северо-Африканские месторождения мел-палеогенового возраста. Затем появились материалы по ряду других стран и о фосфоритах океанических районов. Сравнение положения разнообразных фосфоритов зернистого типа в разрезах [22] показало их сходство по некоторой "главной последовательности" ассоциирующих с рудами отложений, что свидетельствует о сходстве палеогеографических обстановок зон промышленного фосфатонакопления. Однако оставались порой не вполне объяснимыми существенные различия в петрографических типах руд, возникающих в близких палеогеографических обстановках. Это требовало углубленного изучения собственно "рудных единиц" в различных петрографических типах руд: "зернистых", "микророзернистых", "афанитовых", "биоморфных".

Основные черты геологического строения, стратиграфия

Геологическое строение фосфоритового рудного поля хр. Малый Каратау (далее - Каратау, или КФБ) описано в многочисленных работах, начиная с первой обстоятельной монографии "Фосфориты Каратау" [89]. Из последующих материалов по КФБ в нужном нам аспекте целесообразно упомянуть работы [7, 17, 22, 24, 21, 23, 81, 85-87, 90, 91, 95, 167].

Бассейн расположен в каледонидах Улугау-Северотяньшанской складчатой системы. На юго-западном фланге он ограничен глубинным разломом, а в остальных направлениях перекрыт девон-каменноугольными и кайнозойскими отложениями.

В разрезе КФБ принимают участие рифейские, вендские и кембрийско-ордовикские толщи (рис. 2.2). Наиболее древними являются терригенные отложения кокджотской серии (средний рифей) и большекарройской свиты (верхний рифей), каждая мощностью по 1,5-2 км. Также моложе большекарройской свиты позднерифейская известняковая жанатасская серия мощностью около 3 км. Эти наиболее древние отложения района дислоцированы и размыты в эпоху байкальской складчатости. На них с угловым несогласием налегает венд-кембрий-ордовикский комплекс отложений. Нижняя, коксуйская, серия (венд) - пестроцветная, существенно терригенная с линзами и пачками известняков. Общая мощность до 1500 м. Выше с перерывом, но согласно, следует тоже вендская малокарройская серия - в основном терригенная с редкими карбонатными пачками и обилием туфогенного материала в верхней половине, мощность до 100 м. Согласно, но с разрывом и перерывом на ней, залегает тамдинская серия, вмещающая фосфориты. Она подразделяется на базальную часть - кыршабактинскую свиту, налегающую на нес чулактаускую свиту и шакабтинскую надсвиту (подразделена на самостоятельные свиты).

Кыршабактинская свита (КШС), мощностью до 50-150 м, местами отсутствует (рис.2.2). Наиболее полно и мощно выражена по северо-восточному флангу района, в остальных местах мощность ее не более 30-50 м, часто первые метры. Это пестроцветная или преимущественно красноватая алевро-аргиллитовая с прослоями доломитов толща. Доломиты мощностью до нескольких метров часто окремнены и содержат сантиметровые линзо-слоески афанитовых фосфоритов, распадающиеся на плоские обломки. Пестрая, красная окраска пород вторична - следствие гипергенных преобразований. В керне скважин или местами (в частях, защищенных от окисления) сохраняется первичная черная окраска пород. Средняя часть свиты обильно глауконитонасна. Самая верхняя доломитовая пачка выдержана в пределах всей территории бассейна,

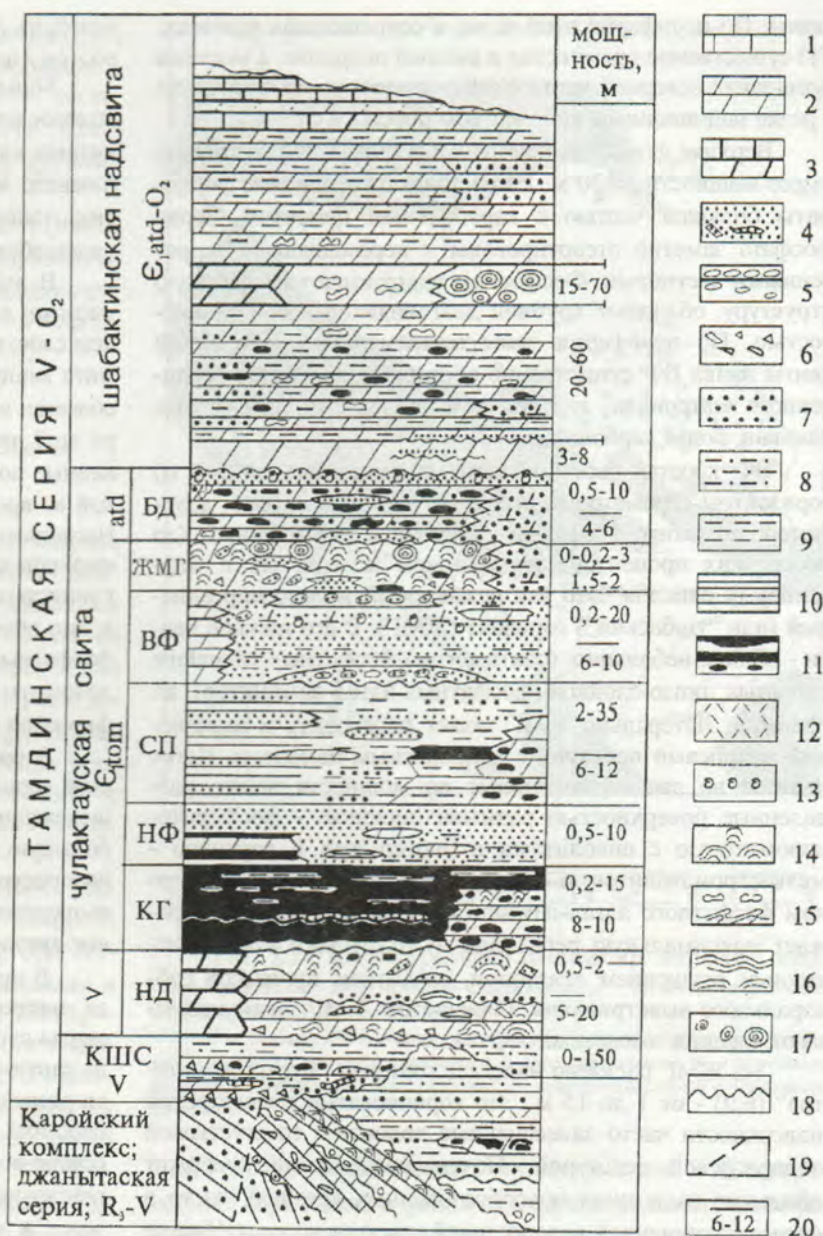
Рис. 2.2. Сводный стратиграфический разрез Каратауского бассейна.

1 - известняки; 2 - доломиты; 3 - черные разности карбонатных пород; 4 - фосфориты; 5 - конгломераты, галька; 6 - брекчия, обломки; 7 - песчаники, песчаные примеси; 8 - алевроглинистые породы; 9 - аргиллиты, глинистая примесь; 10 - кремнистые, кремнисто-глинистые сланцы; 11 - кремни (силициты); 12 - туффиты; 13 - остатки раковин; 14-16 - различные формы строматолитов (водорослевые текстуры); 17 - онколиты разных размеров; 18 - поверхности размывов и несогласий; 19 - тектонические контакты; 20 - характерные мощности стратонов

почти по всей мощности сложена строматолитами и называется "нижним доломитом" (НД). Этот горизонт варьирует по мощности в пределах 0,5-25 м, чаще 5-10 м. НД традиционно рассматривается в составе вышележащей чулактауской свиты, так как все терригенные песчонцы ранее причислялись к малокарыйской серии. НД даже выделяется в самостоятельную свиту - беркутинскую, несмотря на несоизмеримость ее малой мощности с мощностями вмещающих свит. Совершенно согласное залегание НД с кыршабактинскими слоями и весьма заметный размыв в его кровле при существенном литолого-текстурном сходстве с доломитовыми пластами КШС (в том числе местами обильная глауконитовосность) дают основание для объединений этого стратона с ней.

На размытую поверхность НД налегает кремневый горизонт (КГ), с которого начинается собственно фосфоритовая чулактауская свита. Она имеет мощность от долей метра до 70-90 м, в среднем - порядка 40-50 м. КГ (до 20 м, чаще всего 5-10 м) может полностью выпадать из разреза или переходить в кремнисто-карбонатную фацию. В базальной части мощностью 10-30 см горизонт представлен кремнисто-фосфатным стратиформным строматолитом и назван "базальным фосфоритом". Вышележащая часть КГ составлена пластовыми черными кремнями (силицитами), часто, особенно в сокращенных разрезах горизонта, проявляющими явную строматолитовую текстуру. Нижняя половина сложена сливными спонголитами, верхняя - линзовидно-наслоенными силицитами с разделением только кремневых участков тоненькими пропластками глинистых сланцев. Разделяются эти две части КГ поверхностью размыва и тонким (до 0,2 м) слойком кремнисто-фосфатного строматолита, аналогичного "базальному фосфориту" под ним. По всей своей мощности КГ в разной мере фосфатен, местами содержит прослойки, линзочки фосфорита в виде скоплений фосфатных зерен, корок. На глубине, в удалении от зоны выветривания, КГ существенно карбонатен. Ранее кремни петрографически подразделялись на спонголиты и фтаниты [93], все виды кремневых остатков в КГ определялись как спикулы губок. Но в 1995 г. вышла статья А.П. Гапеева [15], в которой из КГ определены микропроблематики, схожие с диатомеями, т.е. планктонными формами, которые ранее принимались за спикулы.

Выше КГ следует фосфоритовая часть свиты. Переход к ней часто постепенный - через чередование кремневых и карбонатных, а затем и фосфатных слойков. В ряде мест выше КГ выделяются карбонатно-кремнистая и выше - карбонатно-кремнисто-фосфатная пачки мощностью до 2-4 м.



Продуктивный горизонт чулактауской свиты в полных ее разрезах подразделяется на три части: нижняя фосфоритовая пачка (НФ) - "нижний фосфорит", межрудная кремнисто-фосфатно-глинистая - "сланцевая" - пачка (СП) и "верхний фосфорит" (ВФ). СП и НФ местами выпадают из разреза.

Нижняя фосфоритовая пачка имеет мощность 0,5-10 м. Сложена кремнистыми неясно-зернистыми и зернистыми фосфоритами, послынными выделениями кремней, слойками доломитов, имеет заметную примесь карбонатного материала (цемент). Фосфориты в ней часто косо-слоисты, иногда мелкоконгломеративны. Широко развиты алгал-ламиниты фосфатного состава, образующие сантиметровые прослои.

Межрудная сланцевая пачка имеет мощность от долей метра до 35 м, слагаясь частым чередованием тонких (до сантиметров) слойков фосфоритов, кремнистых и (доминирующих) глинисто-кремнистых и глинисто-карбонатных сланцев, глинистых алевролитов. Преобладают то глинистые, то кремнистые породы. Кое-где заметную часть СП составляют зернистые фосфориты. В полных разрезах северо-западной части бассейна фосфориты залегают в СП пластами мощностью до 1,5-3 м. Глинистая фация СП соответствует зоне максимальных мощностей чулактауской

свиты. По периферии этой зоны, в сокращенных разрезах, СП существенно кремнистая в нижней половине, а местами (юго-запад северной части КФБ) - существенно фосфатная с резко подчиненным количеством прослоев сланцев.

Верхняя фосфоритовая пачка (главная продуктивная) имеет мощность до 20 м. Ее составляют зернистые фосфориты большей частью с карбонатным цементом. Зерна фосфата заметно отсортированы и перемешаны с терригенными частицами. Фосфориты часто имеют псевдитовую структуру, обладают крупной диагональной косою слоистостью. По периферии зоны максимальных мощностей свиты пачка ВФ существенно обогащена примесью терригенного материала, глауконитом, обломками фосфатных раковин, более карбонатна.

ВФ кроется своеобразным маломощным (до 2-3 м) горизонтом строматолитовых и крупно-онколитовых доломитов, доломито-фосфатных брекчий с повышенным (до нескольких процентов) содержанием железистых и марганцевых окислов. Это так называемый железно-марганцевый (или "ушбаский") горизонт (ЖМГ). В его нижней части - обилие небольших (сантиметры) фосфатных тончайше слоистых линзо-слояков (фосфатных алгал-ламинитов), их обломки. Латерально ЖМГ может переходить в железистый кварцевый песчаник с карбонатным цементом. Часто делится на две почти равные по мощности части, разделенные поверхностью размыва: нижнюю - фосфорито-доломитовую с онколитами и биогермами и верхнюю - мелкоstromатолитовую с крупными онколитами и пластинчатом фосфатном алгал-ламините в кровле. Горизонт отражает максимальную регрессию чулактауского века с частичным осушением акватории, развитием процессов суб-аэрального выветривания. Горизонтом ЖМГ заканчиваются отложения томмотского яруса.

На ЖМГ согласно налегает горизонт "бурых доломитов" (БД) - от 1 до 15 м. Это коричневатые с выстрелкой поверхности часто запесоченные доломиты со ступенчатой водорослевой текстурой. Почти повсеместно содержит обильные выделения новообразованных кремней, часто в форме подчиненной водорослевой текстуре породы. Иногда присутствуют крупные карбонатные онколиты. В сторону палеоберега (в юго-западном направлении) горизонт латерально переходит в кварцевый песчаник. Повышенно фосфатен - породы содержат от 4-5% P_2O_5 . С БД начинается атдабанский ярус. В кровле горизонта почти повсеместно залегает маломощный слой (от 5 до 70 см) биокластического фосфорита, названный "завершающим фосфоритом" [21], который представляет собой скопление органических фосфатных остатков - раковин, мелких фосфатных биогермов, зерен. Местами это типичный фосфатный ракушняк из обломков раковин брахиопод и хиолителаминтов. Таких слояков в верхней части БД 2-3. БД в целом отражает начало новой трансгрессивной фазы после регрессии во время ЖМГ. Заметим, что в пределах "фосфоритоносной формации", объединяющей отложения КШС и чулактауской свиты, между ее отдельными стратонами фиксируется до 10-12 поверхностей размыва (перерыва) - практически на всех границах пачек и внутри некоторых из них.

Выше чулактауской свиты следует мощная чисто карбонатная толща. В нижней половине она существенно доломитовая, светлых окрасок, в верхней - известняковая и большей частью темноцветная. Выделяемая ранее как единая шабактинская свита, теперь она разделена на несколько свит [21], но, являясь частью тамдинской серии, не мо-

жет быть отнесена к категории стратиграфических серий, и поэтому включена ее шабактинской надсвитой.

Большая часть карбонатных слоев надсвиты имеет водорослевые текстуры, являясь карбонатными строматолитовыми или скоплениями онкоидов. Возраст надсвиты - от нижнего кембрия (атдабанского яруса) по верхний ордовик, мощность 2-3 км. Перекрывается терригенными флишеподобными отложениями силура (жырыгаузская свита).

В нижней части шабактинских отложений породы местами слабо фосфатны (до 1-3% P_2O_5), а в самом нижнем слое, залегающем на БД, - в массивном светлом доломите мощностью до 10 м - отмечены прослои-корки и их обломки из черного фосфата толщиной от долей сантиметра до 2 дм. Эти корки представляют собой фосфатизированные поверхностные наслои ила, обогатившиеся органикой во время пауз в осадконакоплении, - "хардграунд(ы)". Несколько выше - метрах в 100 от подошвы надсвиты - на юго-западе северной части КФБ в пачке тонкослоистых глинистых доломитов местами отмечаются слои, существенно обогащенные кварцевым песком и тоже повышенно фосфатные. В других местах на этом уровне глинистые доломиты пестроцветны. Общий вид сводной стратиграфической колонки КФБ представлен на рис. 2.2.

В распространности отдельных стратонов тамдинской серии намечается тенденция к тому, что каждый вышележащий стратон (пачка, горизонт) охватывает площадь большую, чем нижележащие. Исключение составляет НД, распространенный по площади КФБ более, чем КШС, и вышележащие стратоны чулактауской свиты, а также первые две нижние пачки шабактинской надсвиты [21, С. 142].

В пределах видимой части площади КФБ фиксируются участки, где мощность горизонтов КШС и чулактауской свиты существенно сокращены (до первых метров и даже до сантиметров); наибольшие мощности продуктивной части разреза (КГ-ВФ) наблюдаются в северо-западной части бассейна (месторождения Джанытас, Акджар, Коксу) и по северо-восточной периферии юго-восточной части (месторождения Аксай, Чулактау). По юго-западной периферии, даже в ее северной части (месторождение Кесиктюбе), продуктивная и вмещающие пачки (кроме НД) сильно сокращены, а еще юго-западнее чулактауская свита и нижние пачки шабактинской выклиниваются, и здесь на рифейской большекарыйской свите с размывом и несогласием залегают более вышележащие части разреза шабактинской надсвиты [21]. По северо-восточному ограничению видимой площади КФБ в ее северо-западной части разрез чулактауской свиты также сильно сокращен по всем стратонам (месторождения Алажар, Актас, Батырбай, Беркуты Северный). Но здесь нижняя половина шабактинской надсвиты отличается от того, что наблюдается на остальной территории: она не подразделяется на те пачки и свиты, которые выделяются юго-западнее этой полосы и имеет чисто известняковый состав. Черные карбонаты здесь превалируют почти с самых низов надсвиты, и в них изобилуют плоско-обломочные брекчии оползания. Видимо, здесь проходил перегиб дна к более глубокой и открытой части бассейна (см. [21. Приложение, фиг. 1 и 2]).

Характер залегания вышеописанных стратиграфических подразделений обуславливается тектоническими деформациями каледонской фазы, которые создали моноκлиально-чешуйчатую структуру КФБ. Это определило повторяемость выходов фосфоритоносной части разреза с северо-восточным общемоноκлиальным уклоном толщ,

осложняемым отдельными складками. Повторы выходов кембрий-ордовикского набора свит, протягивающихся в направлении ЮВ-СЗ, параллельно простиранию региональных тектонических элементов этой ветви Тянь-Шаньской горной системы, обусловлены сетью крупных разрывов того же простирания.

Запасы кондиционных фосфоритов КФБ до глубины 1500 м по нижнему и верхнему фосфоритовым горизонтам составляют около 15 млрд т (3,5 млрд т P_2O_5). Палеогеографические первичные запасы P_2O_5 определены в 18,3 млрд т, а к современной эпохе сохранились 11,4 млрд т [91].

Палеогеографические обстановки накопления продуктивных отложений

Положение рудных накоплений в системе обстановок бассейна рудогенеза является важнейшей характеристикой. Для КФБ она пока основана на во многом ненадежных данных, так как фосфоритонаосные отложения обнажены или вскрыты на площади, недостаточно обширной для серьезных палеогеографических построений, а стратиграфическая корреляция чулактауской свиты с ее возрастными аналогами за пределами видимой площади бассейна проводится в довольно общих чертах и без учета возможности крупных горизонтальных перемещений по главному карактаускому разлому.

Региональное палеогеографическое положение бассейна на нижнекембрийском отрезке истории Северного Тянь-Шаня описано в работах С.Г. Анкиновича [1], В.Н. Холодова [93], А.М. Тушиной [86], позже - А.А. Красновым и В.Л. Романовым [51]. Во всех этих публикациях КФБ рассматривается как часть проливообразной акватории, протягивающейся от Северного Тянь-Шаня на северо-запад, соответственно хр. Каратау. С юго-запада и северо-востока эта структурно-фациальная зона ограничивается массивами суши - Сырдарьинским поднятием на юго-западе и Муюнкумским (или Чу-Сарысуйским) массивом на северо-востоке. В средней части этого пролива почти во всю его длину протягивалась цепь островов, разделяющая акваторию на две подзоны: на северо-востоке - фосфоритонакопительную, а на юго-западе - область накопления углеродисто-кремнисто-глинистых сланцев (рис. 2.3, 2.4). Фосфоритообразование по этим схемам приурочено к мелководной полосе северо-восточного склона островных поднятий и, возможно, по схеме в [51], примыкает к глубоководному тропу, проходившему между Муюнкумским массивом и внешним хр. Малый Каратау (рис. 2.5).

В таком раскладе палеогеографических зон вызывает сомнение кремнисто-сланцевая полоса между Сырдарьинской суши и срединной островной полосой, севернее последней располагается зона фосфоритонакопления. Стратиграфическая корреляция здесь производится между кембрийскими чулактауской и курумсаксской (кремнисто-сланцевой) свитами, но корреляция эта [1, 93] палеонтологически и литологически далеко не очевидна, хотя именно она приводит к изображению проливообразной кремнисто-сланцевой полосы юго-восточнее юго-западного берега чулактауского моря, а сам этот берег заставляет считать берегами островов. В работе [21] отмечалось, что курумсакская свита, возможно, моложе чулактауской. Тогда палеогеография КФБ может трактоваться иначе (см. [21, Рис. 77]): логичнее считать, что фосфоритонаосная область

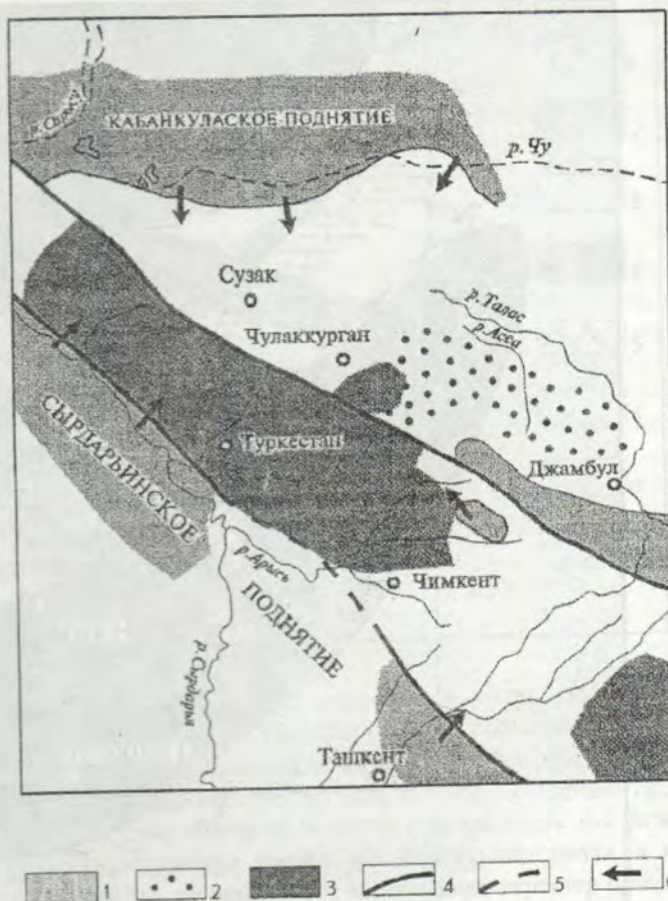


Рис. 2.3. Палеогеографическая схема хр. Каратау в эпоху формирования курумсаксско-чулактауских нижнекембрийских отложений по В.Н. Холодову [93].

1 - докембрийские поднятия, участки суши; 2 - район отложения фосфоритов; 3 - отложения кремнистых пород (фтанитов); 4 - главнейшие разломы; 5 - предполагаемые разломы; 6 - направление сноса обломочного материала

с юго-запада ограничивалась массивом суши, а на северо-востоке переходила в фации склона или внешнего шельфа, сама являясь внутренним шельфом, в том числе охватывая и его прилиторальную часть.

Обращает на себя внимание повторение зон резкого сокращения мощностей продуктивной части разреза по северо-восточной полосе видимой части бассейна и вместе с тем - по юго-западной. А между этими полосами на северо-западе КФБ находится наиболее прогнутая зона (месторождения Коксу, Ушбас) с крупными и средними по размерам месторождениями. Однако это рассуждение тоже примитивно: и участки повышенной и сокращенной мощности, и полнота разреза чулактауской свиты могут в реальности располагаться пятнисто - без группировки в чередующиеся полосы. Но выклинивание продуктивных отложений (и вышележащих пачек) в юго-западном направлении - реальность, и по всей протяженности района. А на участке сближения рек Шабакты и Кыршабакты (у проявлений Актас-Батырбай) фактом является переход шабактинской серии из сплошь доломитовой в черно-известняковую фацию с обилием брекчий соскальзывания. Здесь начинался склон [21, Рис. 77]. Насколько простиралась и где ограничивалась эта часть бассейна - пока прямых и надежных данных нет; во всяком случае ширина палеоакватории, по минимальным прикидкам, могла быть не менее 100-150 км. Судя по мощностям КШС тамдинская трансгрессия шла именно с северо-востока.

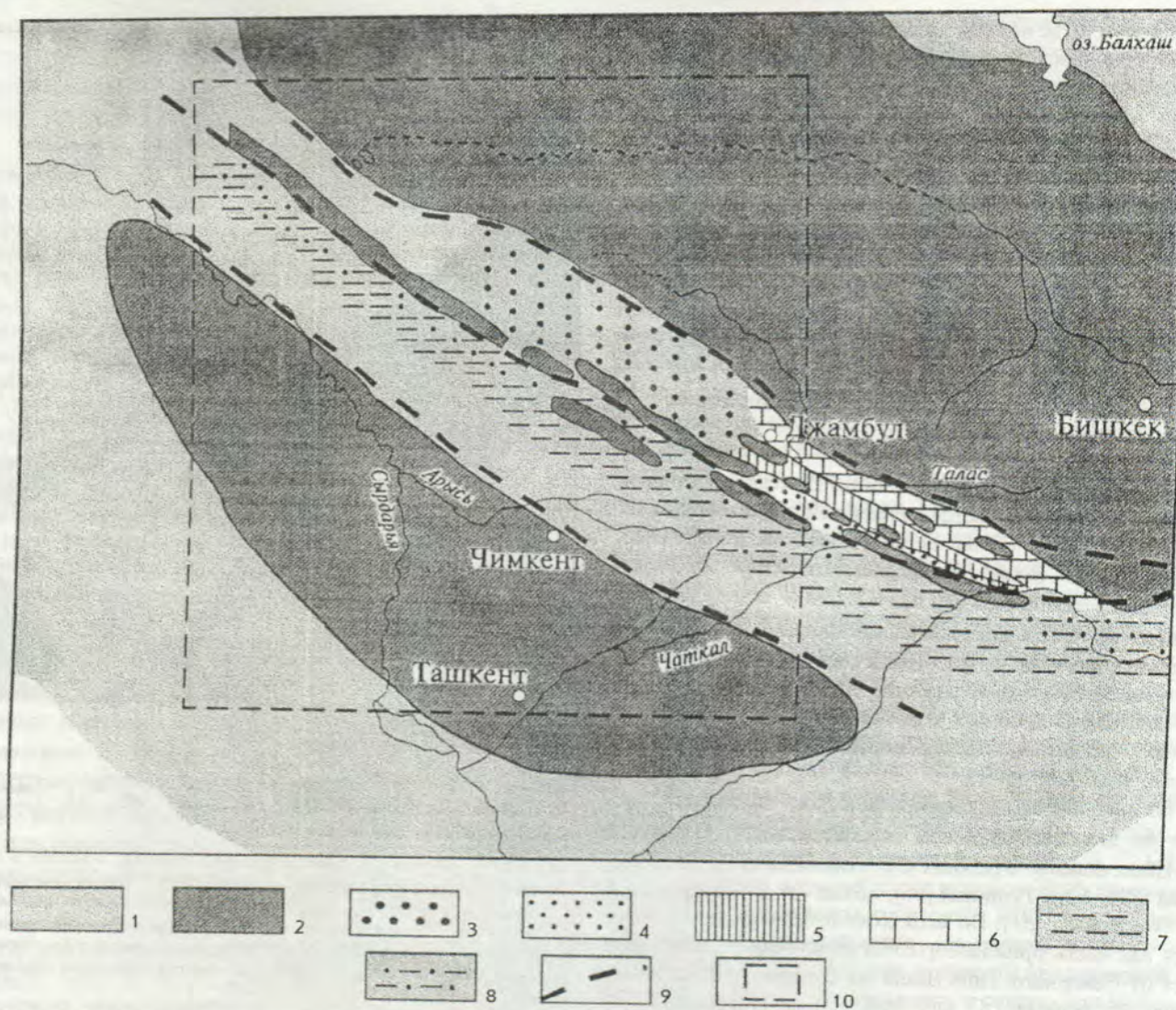


Рис. 2.4. Схематическая литолого-петрографическая карта северо-западного Тянь-Шаня для чулактауского времени. По А.М. Тушиной [86], фрагмент.

1 - море; 2 - суша; 3 - фосфориты; 4 - песчаные и песчано-глинистые отложения с конгломератами в основании разреза; 5 - кремнисто-карбонатные породы; 6 - карбонатные породы; 7 - углисто-кремнисто-глинистые сланцы; 8 - те же сланцы в основании с конгломератами; 9 - важнейшие разломы, ограничивающие структурно-фациальные зоны; 10 - контуры площади, показанной на рис. 2.3

По облику разрезов продуктивных отложений и их мощностям палеоакватория, где происходило фосфоритообразование и рудонакопление, представляла собой пестрое сочетание отмелей и впадин. На отмелях отмечается наиболее заметное развитие по разрезу строматолитовых и биолитных фосфоритов, а также их грубообломочных разновидностей. Накопление чулактауской свиты происходило в режиме пульсационно меняющихся глубин акватории, когда углубление сопровождалось привнесом глинистого и псаммитового терригенного материала, отчасти осаждением кремнезема (возможно, и планктоногенного), а отмеление - появлением разнообразных строматолитов, глауконитизацией. Продуктивная часть разреза даже во впадинах характеризуется, как отмечено выше, многочисленными перерывами в осадконакоплении. В целом продуктивные отложения есть осадки мелководного, примыкающего к очень низкой суше шельфа, на котором возникали даже полузамкнутые заливы, лагуны, где формировались осадки литорального и надлиторального типа.

Палеоклиматическая характеристика в века фосфатонакопления (томмотское время) для КФБ может быть представлена только весьма гипотетично. Н.М. Страхов

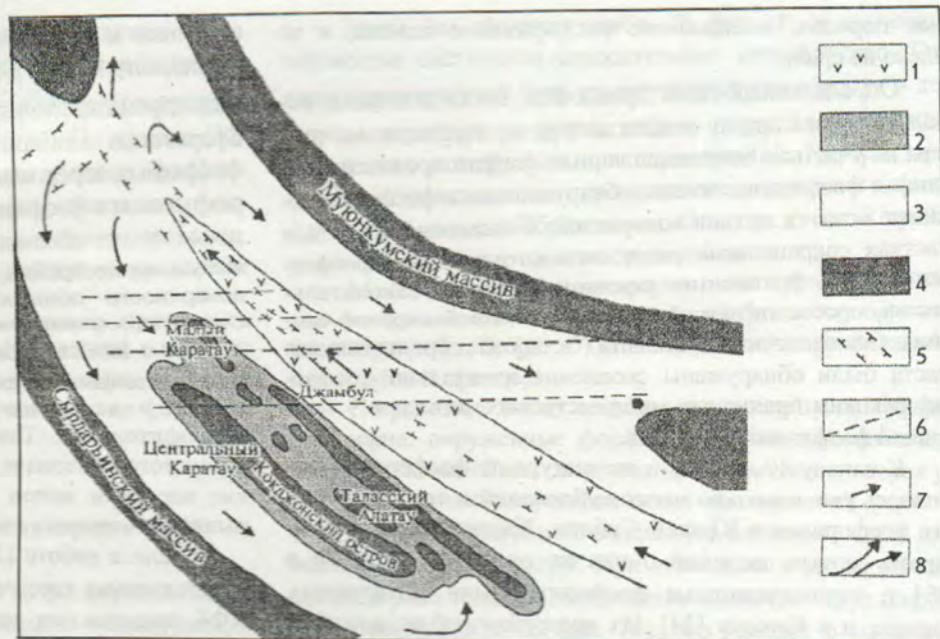
[80] определял климат зон фосфатонакопления, в том числе и Каратауского бассейна, как аридный - на основании ассоциации фосфоритов с доломитами и красноцветами. Как отмечалось, доломиты, кроющие продуктивную свиту, рядом латерально переходят в известняки и, следовательно, не могут рассматриваться как региональный показатель климата. Красноцветная окраска пород, ассоциирующихся с фосфоритами (только в кыршабактинской свите), является вторичной и развита по первично черноцветным слоям. С фосфоритами ассоциирует глауконит (в заметных количествах, во вмещающих карбонатных породах), являющийся индикатором теплых вод в зонах преимущественно гумидного климата.

В работах по реконструкции палеорасположения континентов и океанов Казахский микроконтинент показан как занимающий положение в средних широтах [37. С. 10] - 40-50° с.ш. При его небольших размерах и теплых водах окружающего океана вряд ли можно полагать, что здесь был засушливый климат.

Геохимическое исследование характеристик палеоклимата КФБ, дающее более непосредственное заключение о нем - по составу глинистой фракции пород чулактауской

Рис. 2.5. Палеографическая схема территории Южного Казахстана-Северной Киргизии (начало кембрия).

1-3 - области акватории: 1 - глубоководные, 2 - мелководные, 3 - прибрежно-мелководные; 4 - участки суши; 5 - рифы; 6 - трансформные разломы; 7 - направление глубоководных течений; 8 - направление поверхностных течений по А.А. Краснову и В.В. Романову [51]



свиты [53], приводит к выводу о преимущественно гумидной тенденции, реже семиаридной. Данные по палеоширотному положению КФБ, как и ряда других бассейнов раннекембрийского фосфатонакопления Азии, свидетельствуют о положении их в поясе теплого палеоклимата, что вполне соответствует литологическим и палеонтологическим данным по чулактауской свите.

Характеристика фосфоритов

По [87] среди фосфоритов Каратау различаются следующие типы:

1. Скрытокристаллические (афанитовые). Распространены ограниченно, в виде сантиметровых слоев.

2. Неясно-зернистые (наиболее богатые - до 37% P_2O_5). Слагают пласты мощностью до нескольких метров. В мелкозернистой фосфатной массе различаются лишь частично фосфатные зерна или обломки нефосфатного состава (например, кремнистые спикулы, зерна кварца, чешуйки слюды). В неясно-зернистой массе различаются слои скрытокристаллического фосфата, фосфата с ленточной слоистостью, глинистые слои.

3. Зернистые и оолитово-зернистые (преобладающий тип). Имеют псаммитовую структуру. Зерна и ядра оолитов представлены скрытокристаллическим фосфатом, иногда с включениями частиц кремнистого, карбонатного, железистого и гидрослюдистого состава. Оолиты встречаются рассеянно в резко подчиненном количестве, иногда они сгущены в тонкие слои с косою наслоенностью. В этих зернистых разностях обычен терригенный материал такой же песчаной размерности (до 15-30%). Цемент этого типа фосфоритов может быть монофосфатным, кремнистым, карбонатным и смесью этих компонентов.

4. Грубообломочные (гравелиты, конгломераты, брекчии, конглобрекчии) фосфориты слагаются обломками всех вышеупомянутых разновидностей, а также обломками кремнистых, фосфато-кремнистых, карбонатных пород, сланцевых кремней, кварца, полевых шпатов, глинистых сланцев. Отсутствуют компоненты, принесенные издалека, т.е. свойственные нижележащим отложениям там-

динской серии или подстилающих ее толщ, фрагменты магматических пород. Цемент обычно карбонатный.

Описание и типизация каратауских фосфоритов производились многократно, во многих работах. Однако приведенная классификация является основной, так как базируется на структуре именно фосфатного материала, в то время как другие принимают во внимание характер примесей и качество нефосфатного материала, текстуры руд, содержащих фосфатные компоненты, и т.д. В целом фосфориты действительно подразделяются на те, которые представляют сплошную фосфатную массу (афанитовые, неясно-зернистые), и отдельные элементы (зернистые и обломочные), включенные в нефосфатную массу, а если и в фосфатную тоже, то явно вторичную. И ключ к пониманию генезиса фосфоритов лежит в определении именно этих, собственно фосфатных, элементов.

Фосфатные биоморфные компоненты руд

Биогенные элементы в фосфоритах Каратау отмечались с самых ранних стадий их изучения, начиная с уже упомянутых работ [11, 76], авторы которых заметили сходство некоторых фосфатных выделений с колониями бактерий и водорослей. Затем отмечались остатки фосфатных раковин, фосфатные спикулы, но в целом на первых порах изучения фосфоритов Каратау органические остатки - фосфатные биолиты - не привлекали особого внимания. Более того, гипотеза А.В. Казакова о чисто химическом осаждении фосфата из морских вод в виде сгустков гелей (микроконкреций), оолитовых оболочек, афанитовых слоев и т.п. отчасти опиралась на "отсутствие остатков организмов" в породах каратауской продуктивной формации. Это считалось косвенным подтверждением гипотезы "отравления" вод бассейна высоким содержанием углекислоты (условие обеспечения высокого содержания фосфата в водах) во время фосфоритообразования. Кроме того, основное внимание исследователей уделялось прежде всего богатым рудам, мощным залежам, где биолиты встречаются действительно относительно реже. Органогенные структуры и включения замечались только в карбонатных и кремни-

стых породах, вмещающих фосфоритовые пласты, и то далеко не сразу.

Определенный сдвиг произошел, когда детальные исследования в Каратау охватили и резко сокращенные разрезы на участках непромышленных фосфатопоявлений. В шлифах фосфоритов иногда обнаруживались фосфатизированные остатки чехлов водорослей. Оказалось и то, что в участках сокращенных разрезов много первично-фосфатных зерен - фрагментов раковин брахиопод, хиолителминтов, проблематики. А в северо-западной окраине бассейна (на проявлении Бабаата) в кровле продуктивного пласта были обнаружены скопления изначально фосфатных раковин брахиопод миллиметровых размеров - подлинный фосфатный ракушняк.

К началу 80-х годов в литературе по фосфоритам накопилось уже довольно много публикаций о строматолитовых фосфоритах в Южной Сибири, Индии, Китае. Но по Каратау новых сведений о них не появилось. Однако в 1984 г. строматолитовые фосфориты были обнаружены, наконец, и в Каратау [24]. Их постройки наблюдались на месторождениях Тьсай, Актас, Карашат, Джэтымтал. На Джэтымтале, где разрез чулактауской свиты сокращен до 2 м мощности, строматолиты фосфатного или фосфатно-кремнистого состава особенно типичны - столбчатые, волноподобные [24. Табл. I, фиг. 5]. Изучение их выпуклых и стратиформных построек позволило понять, что "базальный фосфорит" в подошве КГ и аналогичный слой в середине КГ - тоже стратиформные фосфатные строматолиты.

Затем строматолитовые и микроводорослевые структуры были обнаружены в слоях афанитовых фосфоритов [Там же. Табл. IV, фиг. 3, 4]. Обнаружились черты сходства между концентрическими наслоенными зернами ("оолитами") и микростроматолитами, как столбчатыми, так и стратиформными. Стало понятным, что фосфатные "оолиты" - это онколиты, т. е. микрофитолитовые образования; их оболочки должны представлять собой фосфатизированные микробные маты, обволакивающие частицы осадка (любого состава) и нередко только с одной стороны [24]. Дезинтегрируясь после фосфатизации (фосфатизация-литификация должны быть практически синхронны процессу осадконакопления), они являлись источником фосфатных интракластов, которые по мере разноса последовательно измельчались вплоть до зерен псаммитовых размеров. Последние, в свою очередь, как и любые более крупные элементы осадка вплоть до гальки, обволакивались микробными пленками, что и приводило к образованию онколитов, ранее принимаемых за оолиты, а также корок на более крупных фрагментах осадка.

Ламини (элементарные наслоения фитолитовых построек), имеющие толщину онколитовых оболочек или несколько более (первые миллиметры), оптически бесструктурны. Фитолитовая природа вышеописанных фосфатных образований определялась главным образом по характерной для фитолитов внешней структуре. Вместе с тем оказалось, что фосфатные строматолиты и онколиты можно обнаружить не только в сокращенных разрезах чулактауской свиты, но и в зоне ее нормальной и даже повышенной мощности: в промышленных пластах крупных месторождений, например Коксу, Джаньтас, Аксай. В ходе механического стружирования фосфатных зерен во время седиментационных пауз поверхность фосфоритового песка, очевидно, местами обволакивалась микробными пленками (матами), которые вскоре фосфатизировались, частично раз-

рушались и перекрывались затем новыми порциями фосфоритового песка. То же самое видно и в срезах фосфатных строматолитов: на оптически бесструктурных микрофосфоритовых ламинах биогермов можно видеть присыпки фосфатных зерен или иного материала, которые вновь перекрываются фосфатными ламинами. Фосфатные ламины-слоения подобного типа образовывали не только выпуклые постройки, но и заполняли вогнутые западины поверхности донных осадков, вбирая в свою вязкую ("липкую") слизистую массу все виды литочастиц, блуждавших в водоеме. Именно в зонах сокращенных разрезов (где был дефицит механически осаждавшихся частиц) возникало и сохранялось заметное количество фосфатных макрофитолитов. Там же, где шло быстрое накопление зернистого материала, успевали фиксироваться только тонкие пленочки матов микроскопических размеров, непрерывно засыпаемых класткой.

Если в работе [24] основное внимание уделялось доказательствам того, что исходный фосфатный материал в КФБ представляет собой строматолитовые и онколитовые образования, которые при размывах могут превращаться в кластку, питающую формирование залежей зернистых фосфоритов, то в более поздних работах В.Н. Холодова и Р.К. Пауль [94-96], как было отмечено, сделана попытка получить свидетельства в пользу того, что заметная часть фосфатных зерен каратауских фосфоритов представляет собой иные фосфатизированные микробные остатки (шаровидные, нитчатые, трубкообразные и т.д.), а не только фрагменты микростроматолитов. Хотя изучение в обычном оптическом микроскопе позволило установить (зариговкой) определенные неоднородности в строении зерен, их адекватность реально присутствующим фоссилиям, как будет видно ниже, не подтверждается, в отличие от результатов оптического изучения фосфоритов региона Янцзы.

Решающими поэтому являлись ультрамикроскопические исследования "бесструктурных" фосфатных зерен, преобладающих в фосфоритах КФБ.

Распределение фосфатных строматолитов, онколитов в разрезе продуктивной свиты Каратау показывает, что наиболее благоприятными моментами для их появления являлись максимальное мелководье и паузы в осадконакоплении. Последние реализовывались практически на всех границах между литологически различными горизонтами свиты, между разновидностями их слоев. Оптически афанитовые фосфатные биостромы, залегающие в виде линзочек, зафиксированы начиная с подошвы КПС над Джаньтасской серией на поверхности углового несогласия, т. е. с самого основания тамдинской серии (табл. II, фиг. 1). И выше по разрезу стратиформные фосфатные фитолиты наблюдаются на тех границах между слоями, которые можно трактовать как границы, обусловленные перерывами в осадконакоплении: в средней части НД и в его кровле; в средней части КГ и над ним - в НФ; в нижней, средней и верхней частях ЖМГ; в кровле БД; на поверхностях перерывов в покрывающей БД доломитовой пачке. В НД местами фосфатные ламини сантиметровой толщины венчают купола карбонатных биогермов.

В НФ фосфатные фитолиты местами слагают существенную часть этого горизонта и выражены слойками-пленками, лишь изредка образуя макроскопические строматолитовые постройки (табл. II, фиг. 2, 3). На месторождении Коксу строматолитовая текстура фосфоритов местами видна по всему разрезу НФ.

В СП, где в отдельных слоях встречается масса биодетрита, установлены только мелкие карбонатные строматолитовые постройки в межгалечном пространстве конгломератов с фосфатной галькой. На уровне ВФ можно встретить 2-5-сантиметровые прослои фосфатных строматолитов, слойки фосфатных онколитов, фосфатные корки на гальке. В ЖМГ и БД, как указано, фосфатные строматолиты залегают на 2-3-м уровнях и имеют толщину до 5-20 см.

Можно заключить, что условия для фосфатизации строматолитовых построек существовали в КФБ в течение всего томмотского века и даже ранее - с самого начала тамдинской трансгрессии, вплоть до завершения формирования чулактауской свиты.

Результаты изучения фосфатных зерен в СЭМ

Исследования фосфатных зерен из фосфоритов Каратау в СЭМ, проведенные ранее, показали только детали кристаллического строения фосфатного вещества, поскольку изучались измененные разновидности. В последующем выявились уже некоторые биоэлементы в слойках с предполагаемой микробиальной природой [24. Табл. 1, фиг. 2.3], но вследствие несовершенства методики подготовки небольшого к тому же количества образцов (непосредственно образцы и без кислотной обработки), результаты оказались невыразительными. Именно поэтому и было предпринято настоящее исследование.

Материал

Исследования зерен каратауских фосфоритов осуществлялось в ПИН РАН в шлифах. Материал для исследования был сравнительно небольшой: несистематично (не послойно) отобранная группа образцов, но большое количество (несколько десятков) образцов из двух месторождений контрастных типов: Коксу - крупного месторождения с мощными пластами руд и наиболее полным, мощным разрезом чулактауской свиты, расположенном в наиболее глубоководной зоне - на северо-западе КФБ, и Тьесай - небольшого месторождения на юго-востоке КФБ, из зоны существенно сокращенных разрезов, где в нижней части продуктивного горизонта обильно развиты фосфатные макростроматолитовые разновидности, а фации руд и вмещающих пород весьма мелководны.

Исследование зерен из нескольких десятков шлифов руд этих двух месторождений показало, что сколько-нибудь существенных различий в характере зерен фосфоритов на северо-западе и юго-востоке КФБ не отмечается.

Фосфатные зерна наиболее четко подразделяются по двум признакам: наличию онколитовых оболочек, концентрически облекающих ядро, и характеру строения ядра, независимо от наличия оболочек. Все изученные зерна разделены на три неравные группы: 1) безоболочечные; 2) имеющие от 1 до 4-6 оболочек; 3) практически целиком состоящие из концентрических оболочек - онколиты. Все эти разновидности тесно соседствуют в породе и могут наблюдаться рядом в одном шлифе.

Зерна без оболочек (табл. II, фиг. 4) в изученном множестве составляли относительное меньшинство. Границы зерен срезают узор их структуры, что говорит о деструктивном характере, а форма плавно округлая - следствие окатывания и истирания при перемещении. Внутри зерна можно выделить вполне определяемые форменные элементы: микробиальные образования, спикулы губок и крайне редко - менее ясные остатки организмов.

Менее широко распространенными оказались типичные фосфатные онколиты практически без четко выраженного ядра (табл. II, фиг. 5) или с ядром из микробиального мата (табл. II, фиг. 6).

Несравнимо более широко распространены фосфатные зерна, окруженные фосфатными онколитовыми концентрическими обломками, что не очень соответствует результатам оптико-микроскопических исследований (табл. II, фиг. 7, 8). Вид подобного отдельного сложного зерна приводится в табл. II, фиг. 9. При этом даже в рядом находящихся зернах толщина, количество оболочек могут широко варьировать (табл. II, фиг. 10), что говорит о различиях источников построения таких фосфоритов, их неинситуном, однородном сочетании, т. е. и в этих случаях в слое со вмещались зерна с различной историей формирования. Об этом же говорят примеры объединения групп зерен с оболочками общей последующей оболочкой (табл. II, фиг. 11). Таким образом, многостадийность этих процессов очевидна, поскольку оболочки формируются также вокруг групп зерен вместе с цементирующим их материалом (табл. II, фиг. 10), т. е. окутывают фрагменты уже сцементированных "оолитово-зернистых" фосфоритов. Можно добавить, что по оптическим наблюдениям фосфатные многослойные оторочки формируются также по крупной гальке, причем часто односторонне, т. е. на свободных, омываемых водой участках, оставляя непокрытыми те части обломка, которые закрыты осадком, дном. Менее крупные и вовсе мелкие зерна часто переворачиваются, поэтому обволакиваются покровами относительно равномерно. Однако в этой равномерности при детальном изучении можно подметить частые диссонансы: оболочки возникают лишь над частью зерна (обломка), выклиниваясь и наслаиваясь вновь после даже незначительного поворота частицы. Только на первый взгляд "концентрические" оболочки зерен в большинстве своем образуют полный "оборот" вокруг ядра, как это наблюдается в ортохимических образованиях (агатах, например), не прерываясь. Практически же эти фосфатные оболочки не образуют полных сфер, давая подлинно "строматолитовую" наслоенность, в отличие от ровных, равномерных и непрерывно-сферических наслоев чисто хемогенных оолитов.

Внешние оболочки соседних зерен могут сливаться или входить в межзерновое пространство конусами, создавая картину результата цементации при осаждении из последовательно поступающих порций растворов. Тем не менее в многочисленных случаях, когда зерна не соприкасаются, все же видно, что здесь происходит процесс нарастания, а не цементации. "Строматолитовое" нарастание оболочек, отличное от результатов хемогенного осаждения своей всеорообразной и куполовидной формой, иллюстрировано схематическими зарисовками зерен с оболочками в работе [24. С. 18]. Таким образом, все зерна с оболочками (независимо от количества последних) являются не микро-

конкрециями или оолитами, а микрофитолитами близкой к сферической формы, т. е. онколитами.

Заклячая раздел о зернах с концентрическими оболочками, следует добавить, что в работе [53], где дается детальное петрографическое описание фосфоритов отдельных участков КФБ, определено, что, в отличие от устоявшегося мнения о существенной роли "оолитов" в массе руд района, на самом деле зерна с оболочками в 15-20 раз менее распространены среди других - непокрытых. Они составляют всего 1,5-2% от массы зерен, и их количество не зависит ни от количества зерен в породе, ни от объема цемента или положения в разрезе. Выполненное изучение на СЭМ не подтверждает такой вывод. Видимо, при оптическом изучении многие тонкие оболочки просто не видны.

Незначительно распространены зерна, почти целиком состоящие из концентрических оболочек: наиболее близкие к обычным онколитами. Для них характерна только большая толщина отдельных оболочек, нечетко, но все же просматривается небольшое ядро. Детали строения этих оболочек и оболочек на зернах не различаются. Такой вывод подтверждается нашими исследованиями.

Фосфатные зерна без оболочек и с оболочками внутренним строением не различаются; в тех и других наблюдаются в общем однотипные структуры, характер которых в основном укладывается в определенную гамму. Насколько ясно, наиболее широко распространены фрагменты микробияльного мата преимущественно кокковидной (шарообразной) формы, иногда в сочетании с нитчатых структурами (табл. II, фиг. 12-14), изредка даже пустотелые внутри. Несколько реже встречаются трубчатые (тубулярные) элементы матов (табл. II, фиг. 15, 16). Некоторой разновидностью являются абсолютно (четко индивидуализированные) шаровидные формы, но с отчетливой агрегацией (табл. II, фиг. 16-20). Отдельные шарообразные микробияльные формы, несколько более крупные по размерам, часто с рисунком поверхности достаточно широко наблюдаются (табл. II, фиг. 20-24) как в зернах, так и в межзерновой массе. Несколько подобных форм могут быть включены в фрагмент фосфатного микробияльного мата из тубулярных и кокковидных форм.

Особое значение имеет установление размером в первые микрон столбчатых и гантелевидных образований, часто в виде двойных и более срастаний (табл. II, фиг. 25-28), некоторые из них, по М.Б. Бурзину, размерами и обликом подобны *Synechococcus* (табл. II, фиг. 27). Подобные формы исключительно широко развиты в современных фосфатных обособлениях и зернах современных и миоценовых илов на шельфе Намибии, и имеется тенденция рассматривать их как хомогенные образования, с чем, однако, большинство исследователей не соглашается.

Фосфатные фрагменты макро- и микросклер губок достаточно широко распространены в фосфоритах КФБ, и они описывались ранее, но сейчас стало ясным, что они являются почти обязательным элементом (табл. II, фиг. 29-35) как в составе микробияльных матов, так и в межзерновом пространстве.

Редко встречаются сложные формы, возможно, бактериальных структур в стадии деления (табл. II, фиг. 36). И наконец, установлены цепочки клеток, которые М.Б. Бурзин считает подобными эндолитическим бактериям (табл. II, фиг. 37). Вообще, большая часть полученного

материала была просмотрена микробиологами, и не было высказано сомнений в микробияльном характере сфотографированных образований, но только в указанных выше случаях установлено морфологическое и по размерам сходство с известными формами: *Dunaliella* и *Synechococcus*.

Обсуждение результатов изучения в СЭМ

Таким образом, зерна рассмотренных фосфоритов КФБ оказались фрагментами фосфатизированных микробияльных матов, отчасти, видимо, с присутствием остатков губок или же вообще - фосфатизированными спонголитами. Некоторая часть зерен, возможно, представляет собой окатанные скелетные остатки безпозвоночных (раковин брахиопод, хиолителминтов), давно известных в фосфоритах Каратау, встречающиеся по всему разрезу чулактауской свиты. Поразительно, однако, другое: практическое отсутствие в составе зерен фрагментов фосфатных ламиных строматолитов, достаточно широко распространенных в КФБ. Это не специфика только КФБ, подобное характерно для зернистых фосфоритов всего мира (см. ниже). Исходные микробияльные маты достаточно специфичны по набору остатков шарообразных, палочко- и кокковидных форм, но особенно - гантелевидных, столбчатых, что довольно резко отличает зерна фосфоритов Каратау от фосфатных зерен других районов, исключая шельф Намибии. Другая, менее необычная особенность - преобладание зерен с онколитовыми оболочками при сравнительно нешироком развитии онколитов. Эти оболочки рассматриваются как образованные микробияльными пленками, хотя некоторые сомнения для случаев срастания зерен остаются.

Следует отметить, что реальная толщина некоторых онколитовых оболочек на зернах меньше, чем определялось ранее при оптико-петрографических исследованиях. Если наши представления относительно природы концентрических оболочек верны, то роль этих последовательных нарастаний оказывается существенным фактором генезиса каратауских фосфоритов. Вероятна значительная подвижность массы фосфатных зерен алевритового размера под действием движений воды в мелководных, сублитеральных обстановках. Но все же в основном изначально образование материала для фосфатных зерен происходило в иных обстановках, нежели накопление их масс, а именно: вероятно, в защищенных от поставки обломочного, в том числе и терригенного, материала, которого нет в самих зернах, отшнурованных от моря заливах, лагунах, озерах, с повышенной соленостью вод. В этих обстановках развивались своеобразные формы накопления бентосных микробияльных сообществ, часто совместно с губковой биотой, соответствующие вышеописанным структурам фосфатных зерен.

Необходимы, конечно, более детальные палеонтологические исследования биологических сообществ в зернах. Такие исследования, добавим, актуальны вообще для всех зернистых фосфоритов мира.

Присутствие первично карбонатных или кремнистых микросклер губок давно известно в фосфоритовых слоях КФБ, а кремнистые породы этого разреза в той или иной мере всегда считались спонголитами. В формации Фосфория североамериканского пермского бассейна фосфоритообразования губковая биота часто также принимает уча-

Глава 3. Хубсугульский фосфоритоносный бассейн (ХФБ), Монголия, Россия

Э.А. Еганов, А.Ю. Розанов, Е.А. Жегалло

Введение

Обнаружение залежей фосфоритов у западного побережья оз. Хубсугул в северной Монголии в 1963 г. положило начало выявлению целого ряда аналогичных залежей различных параметров к югу и северу от мест первой находки. В течение 1964-1967 гг. было открыто несколько месторождений фосфоритов в полосе вдоль оз. Хубсугул и западнее - в Дархатской котловине, также на севере, в прилегающей территории России, затем - в середине 1980-х гг. - в 300-400 км юго-западнее южного окончания озера - в бассейне р. Дзабхан. В целом все эти месторождения, фосфатопоявления оказались довольно близкими по возрасту, отчасти типам руд, геологической позиции фосфоритов в разрезе: все они возникли в едином крупном бассейне, названном Хубсугульским, который по типам разрезов может быть подразделен на суббассейны: Окинский - северная часть, Восточный Саян; собственно Хубсугульский (Прихубсугулье); Дзабханский - юго-западная, удаленная от Прихубсугуля часть (рис. 3.1).

Месторождения ХФБ интенсивно изучались и разведывались на протяжении более двадцати лет; сейчас он может считаться одним из крупнейших фосфоритоносных районов Азии. Его протяженность - от южного окончания Прихубсугульской зоны до северного окончания Окинского суббассейна - около 250 км, а ширина области фосфоритоносности 6-30 км.

Здесь установлено семь промышленных месторождений и десятки фосфатопоявлений, но в Дзабханском суббассейне промышленных месторождений не обнаружено.

Фосфориты ХФБ, как и Каратауского бассейна, залегают в мощной существенно карбонатной толще, ассоциируя, как и в других крупных палеозойских бассейнах фосфатонакопления, с углеродистыми сланцами и кремнистыми породами. При существенном сходстве их геологических позиций с позициями других крупных месторождений палеозойских фосфоритов мира их петрографический тип несколько иной: не зернистый (микрозернистый), а преимущественно афанитовый (пелитоморфный, мадстоуновый). Зернистые фосфориты в Прихубсугулье встречаются редко и развиты преимущественно в верхнем продуктивном горизонте фосфоритовой пачки [26]. Долгое время в разрезе собственно фосфоритоносных отложений Прихубсугуля не было обнаружено ископаемых органических остатков, что давало косвенное основание считать их возраст докембрийским [40] - верхнерифейским-вендским. Впоследствии нижнекембрийская фауна была обнаружена

выше фосфоритоносных слоев [49], а позднее непосредственно в фосфоритоносных слоях установлены акритархи по которым их можно отнести к томмотскому ярусу нижнего кембрия [54].

Как и фосфориты Каратау, фосфоритоносные отложения ХФБ интерпретировались как сравнительно мелководные отложения [40, С. 20], хотя реальных доказательств таких как присутствие глауконита, ясно выраженных столбчатых, куполовидных строматолитовых биогерм, не было. Однако в 1980-е гг. при детальном литолого-петрографическом исследовании хубсугульских фосфоритов в ассоциирующих с ними кремнистых породах удалось установить широкое распространение структур, подобных строматолитовым, а вскоре существенно микробиальный характер хубсугульских фосфоритов был определенно подтвержден оптическими и электронно-микроскопическими исследованиями [24, 69].

В результате возникает ясное понимание сущности различий между хубсугульскими фосфоритами (прежде всего фосфоритами Окинского суббассейна, а также близких к ним типов фосфоритов Алтае-Саянской области) и зернистыми (пеллетными) фосфоритами многих других палеозойских бассейнов (Каратау, платформа Янцзы, провинция Фосфория, отчасти Джорджина и др.). Основные отличия заключены в соотношении количеств зернистых и незернистых (пелитоморфных) руд, сущность же процессов начальной фосфатной концентрации и питаемого им механического разрушения и нового отложения - подобна. Разница лишь в соотношениях интенсивности проявления этих двух фаз фосфоритообразования, реализующихся часто геологически почти одновременно.

Исследование структур фосфатных компонентов ХФБ особенно значимо для приведения наших знаний о процессах фосфоритообразования в единую систему.

Основные черты геологического строения ХФБ. Стратиграфия

Хубсугульский бассейн находится в пределах Тувино-Монгольского древнего континентального массива, претерпевшего в рифее процесс рифтогенеза - деструкцию окраин континента. В прогибах, возникших в эту тектоническую фазу, формировались мощные терригенные и вулканогенно-осадочные толщи. В конце рифея рифтогенный

решения сменялся субблоковым; глубокие локальные прогибы перешли в региональное прогибание обширной территории, покрывшейся вендско-кембрийскими, преимущественно карбонатными отложениями. Именно в начале этой венд-кембрийской трансгрессии и были сформированы фосфоритовые пачки, образовавшиеся в широком масштабе прогибе - Прихубсугульском [10]. Весьма жесткое основание прогиба предопределило его блоковое строение, прослеживаемое и в современной тектонической структуре. Соответствующие блоки могли определять различные консолидационные поднятия, депрессий в период фосфоритообразования [40].

Стратиграфический разрез северной части ХФБ состоит из двух мощными сериями: нижней - рифей-вендской дархатской, верхней - венд-кембрийской хубсугульской (рис. 3.2).

Дархатская серия мощностью до 3000 м подразделяется на несколько свит и имеет почти исключительно терригенный и вулканогенно-терригенный состав; лишь в самых верхах появляются отдельные пачки доломитов. В ее нижней части локально наблюдаются брекчии, состоящие из обломков карбонатных пород, "плавающих" в глинистой матриксе, называемые иногда "дырчатыми сланцами". Эти брекчии рядом исследователей интерпретировались как "тиллиты", "тиллоиды". Детальные литологические исследования, однако, позволили предполагать не ледниковое, а оползневое происхождение таких брекчий [26, 27], а также сугубо внутриформационный состав обломков.

На дархатской серии трансгрессивно залегает хубсугульская серия мощностью 2000-4000 м. В ее основании имеется кварцевый (2-15 м) базальный горизонт (кварцево-песчаные, гравелиты). Подразделение этой серии неоднократно пересматривалось. По сумме современных представлений наиболее рационально ее разделяют на три свиты (снизу): онголигскую, хэсенскую (фосфоритовую) и эрхелнурскую.

Онголигская свита в основном бесфосфатная (лишь в ее низах фиксируется повышенная фосфатность), мощность 200-400 м. Сложена доломитами, в средней части свиты темными, тонкослоистыми, со своеобразными извилистыми текстурами ("узорчатые доломиты"). Светлые слои доломитов часто содержат онколиты, рассеянные по массе пород. Завершается онголигская свита в Прихубсугулье конгломерато-брекчиями оползневой природы, в кровле которых отмечены признаки размыва [27]. Свита отражает первый трансгрессивный цикл.

Налегающая на онголигскую хэсенская свита включает в себя все основные фосфоритовые горизонты ХФБ. Мощность свиты порядка 500-700 м. Состав ее преобладающих карбонатных пород существенно доломитовый. Делится на три подсвиты.

Нижняя подсвита (50-200 м) - подфосфоритовая - представлена черными тонкослоистыми глинистыми, сульфидоносными и слабомарганцовистыми известняками, латерально переходящими в черные глинистые сланцы и черные кремни. В самых верхах подсвиты местами выражены кремневый горизонт ("нижний кремль") мощностью в первые метры.

Средняя подсвита (50-200 м) - собственно фосфоритовая часть разреза - представляет собой чередование фосфоритовых горизонтов со слабифосфатными или нефосфатными. Фосфориты суммарно составляют примерно 10-15% мощности подсвиты. Выделяется до пяти



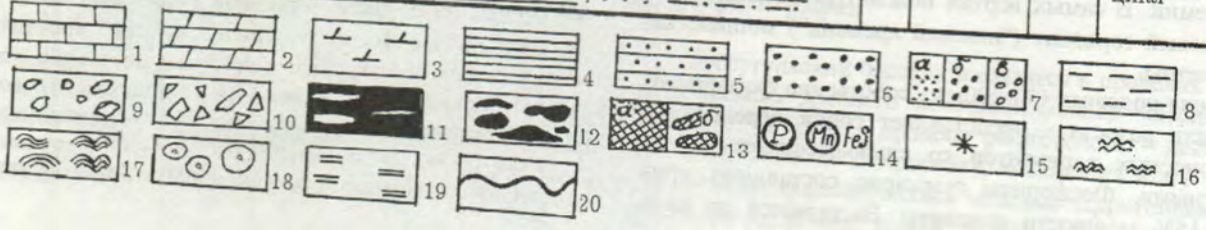
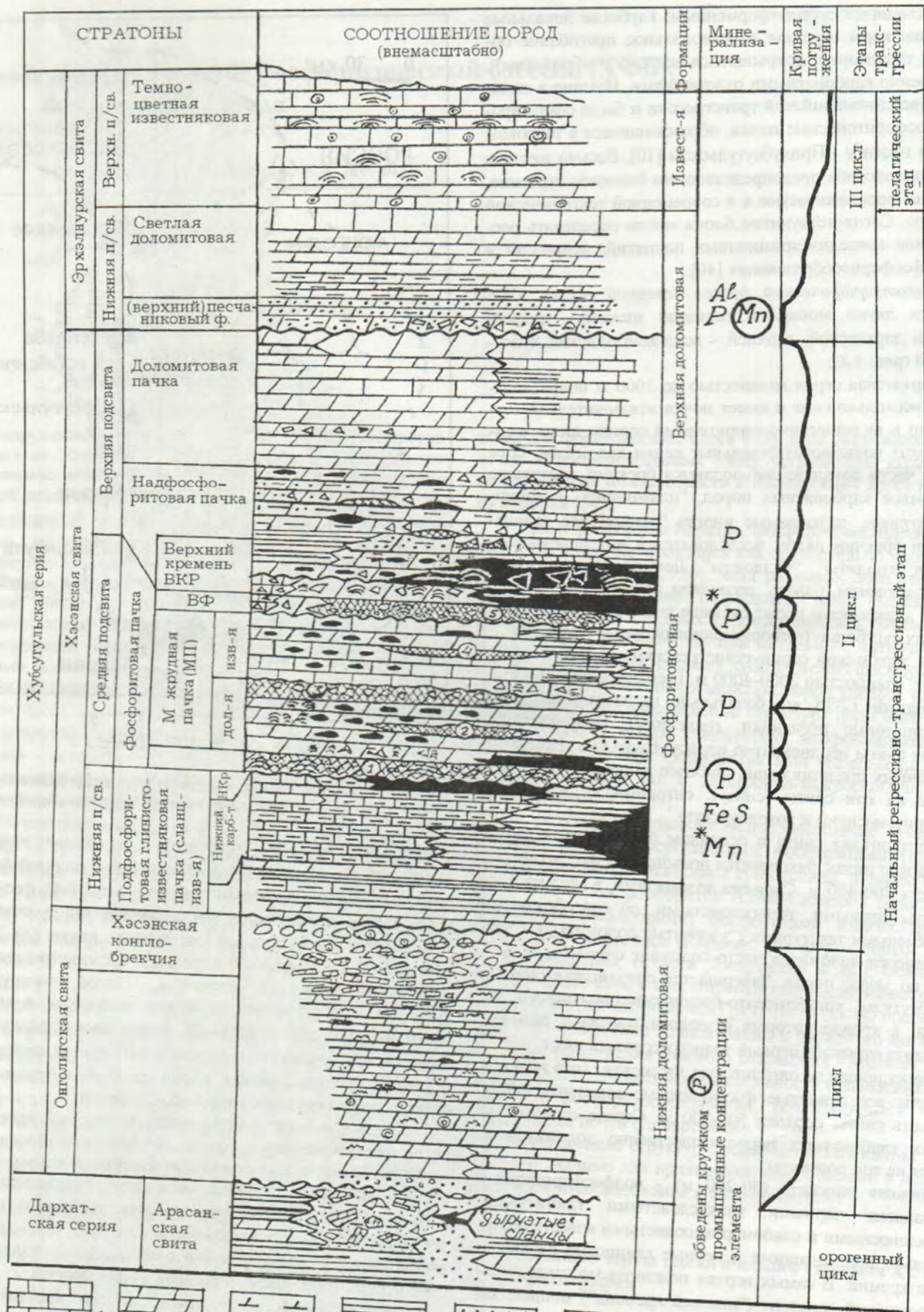
Рис. 3.1. Схема расположения Хубсугульского бассейна. 1 - месторождения, 2 - проявления фосфоритов, 3 - площадь бассейна

фосфоритных пластов ("горизонтов"), из которых наиболее выражены два основных: самый нижний - "нижний фосфорит" - (НФ) и самый верхний - (5-й) - "верхний" фосфорит (ВФ). Между ними размещаются еще две-три заметные по мощности и качеству фосфоритовые пачки (№ 2,3,4), вмещающиеся карбонатными породами, кремнисто-алевритоглинистыми сланцами, кремнями. В этой "междурядной" пачке (МП) преобладают карбонатные породы: в нижней части это доломиты, в верхней - известняки. Разделяет доломитовую и известняковую части МП третья пачка фосфоритов, представляющая собой карбонатно-кремнисто-фосфоритовую брекчию с размывтой кровлей.

Следует отметить, что известняки верхней части МП очень тонкослоистые и во многом сходны с подфосфоритовыми черными известняками, отложение которых завершилось размывом. Своеобразным аналогом последнего в кровле МП является размыв в подошве верхней фосфоритовой пачки. Последовательности строения пред- и надфосфатного разреза НФ и ВФ очень сходны: тонкослоистые черные известняки → размыв → фосфориты.

Верхний фосфорит почти повсеместно кроется горизонтом черных бесфосфатных кремней местами с ясно выраженной строматолитовой текстурой мощностью от нескольких до 50 метров, с которого начинается верхняя подсвита.

Верхняя подсвита (до 200-400 м) включает доломиты, известняки с заметным содержанием глинистой, местами



Начальный регрессивно-трансгрессивный этап

обведены кружком - P
промышленные концентрации
элемента

восточной части. В нижней части (на уровне кремневого горизонта) в кремнях и ассоциирующих с ними доломитах выделяются ясно выраженные строматолитовые текстуры, брекчированность, красноцветность карбонатов, песчаная примесь, слесы размылов. Все это, вместе с явным размылом в подошве ВФ и кластогенными текстурами в нем, говорит о существенной трансформации обстановок, возможно, обмелении отложений фосфоритовой подсвиты в начале формирования верхней подсвиты.

Граница между хэсенской свитой и вышележащей эрхелнурской наиболее резкая в разрезе хубсугульской серии. Здесь четко выражен размыл с характерными базальными образованиями - песчаниками с грависом, конглобрекчиями, брекчиями с крупными обломками, песчаниками, состоящими из фосфатных фрагментов. Обильный, очевидно, перераспределенный, фосфатный материал - существенно деградированный, осветленный, представлен относительно крупными обломками, песчаными зернами, гравием. Базальная пачка имеет мощность до 40 м, а пачка песчаников с фосфатными зернами, которую иногда выделяют под названием "верхний фосфоритовый горизонт" [40], - до 20 м. Базальный интервал характеризуется не только перераспределенными фосфатными фрагментами, но и присутствием продуктов кор выветривания алюминисево-железисто-марганцевого состава, изредка достигающих рудных концентраций. В северной части ХФБ (в Окинском суббассейне) к этому стратиграфическому уровню приурочены аллиты, бокситы (Боксонское бокситовое месторождение).

Эрхелнурская свита имеет мощность 1600-2400 м, в нижней части она существенно доломитовая (100-350 м); доломиты заметно глинистые. Верхняя часть свиты сложена в основном темными до черных известняками со строматолитовыми и онколитовыми текстурами. В целом эрхелнурская свита по характеру типов пород довольно сходна с надфосфоритовой шабактинской надсвитой Каратауского бассейна (см. выше).

В целом хубсугульскую серию можно подразделить на четыре последовательных литологических комплекса: нижний доломитовый (онголигская свита); фосфоритовый доломитово-известняковый (нижняя и средняя подсвиты хэсенской свиты, низы верхней подсвиты); верхний доломитовый (верхи хэсенской и нижняя часть эрхелнурской свиты) и известняковый (остальная часть эрхелнурской свиты). Первые три комплекса отвечают главному трансгрессивно-регрессивному этапу развития бассейна в пределах Прихубсугулья, а четвертый - завершающему, вероятно пелагическому, этапу развития бассейна. Фосфоритовая часть разреза отвечает второму циклу процесса, который характеризуется относительно более частой сменой режима обстановок седиментации, что отражает определенную динамику начальной фазы субплатформенного режима кратона (рис. 3.2).

Характеристика фосфоритов северной части ХФБ (Прихубсугулье). Фосфориты этой части на разных стратиграфических уровнях различны.

Нижняя фосфоритовая пачка (НФ). Как отмечено, налегает на пачку очень тонкослоистых сланцеподобных

известняков, которые, вероятно, отлагались в застойной, относительно глубоководной обстановке. НФ начинается тонкой (1-5 см) корочкой, налегающей на эту поверхность, в карбонатном матриксе которой обильно рассеяны микроскопические фосфатные частицы, имеющие очертания, похожие на скелетные остатки, и фрагменты фосфатизированного микробияльного мата с ходами сверления эндолитических водорослей, заполненные кальцитом. Много фосфатных онколитов с ядрами из обломков известняков.

На этой корочке залегают обильно фосфатноносные отложения, которые представлены чередованием слоев, слоев, линз темно-серого до черного пелитоморфного фосфорита, мощностью до нескольких сантиметров, чередующиеся со слоями, линзочками черного до темно-серого доломита [19, 65, 68, 70 и др.]. Довольно часто заметны явления перекристаллизации как фосфата, так и доломита, с проникновением их перекристаллизованных компонентов в виде прожилков в фосфатные слои, с разрушением этих слоев полностью или частично, но с сохранением реликтов в виде разных размеров обособлений - округлой, неправильной формы останцов от первично сплошной массы. Границы слоев разного состава чаще достаточно резкие, но могут быть и относительно нечеткими.

Визуально фосфатные слои могут быть массивными, но имеют весьма тонкослоистую текстуру, сходную со строением микростроматолитовых ламинитов.

Оптико-микроскопическим изучением в фосфоритах можно выделить три типа сложения фосфатной массы: 1) из "волоконистой" структуры, подобной строению микробияльных ламин; 2) состоящей из округлых выделений, в которых часто просматривается органоморфная структура; 3) явно органогенные фрагменты - фосфатизированные обломки раковин и микробияльных матов.

В карбонатных прослоях часто сохраняется аналогичная "волоконистая" структура, похожая на строение микробияльных матов.

Уже эти данные позволяют предполагать, что НФ может представлять частично фосфатизированный сложный биостром, претерпевший серьезные, возможно отчасти синседиментационные, преобразования.

Биостромная природа НФ наиболее ярко выражена в его нижней половине. Фосфатизированные слои чередуются с карбонатными, образуя сравнительно тонконаслоенную фосфатно-карбонатную надпороду. Местами тонкое переслаивание фосфатных прослоев со слоями из их интракластов переходит в существенно брекчисную породу - известковый доломит с "плавающими" угловатыми обломками разных размеров афанитового фосфата. Брекчии эти могут чередоваться с фосфатными алгал-ламинитами, природа первых является предметом дискуссий.

Фосфоритовые слои могут представлять и скопления зерен, как правильно, так и неправильно округлой формы, обволакивающихся карбонатным матриксом. Большая часть этих скоплений-сгустков обнаруживает органоморфное строение, возможно являясь микрофитолитами.

Рис. 3.2. Сводная стратиграфическая колонка Хубсугульской серии центральной части Хубсугульского бассейна (Прихубсугулье).

1 - известняки; 2 - доломиты; 3 - доломитность; 4 - глинистые и кремнисто-глинистые сланцы; 5 - алевролиты; 6 - песчаники; 7 - алевролитовая (а), песчаная (б), гравийная (в) примеси; 8 - глинистая примесь; 9 - конгломераты, галька; 10 - брекчии, обломки; 11 - пластовые кремни; 12 - желваковые кремни, линзо-слои кремния; 13 - фосфориты (а), фосфатные обломки и выделения (б); 14 - повышенные содержания элементов, минералов; 15 - ожелезнение; 16 - "узорчатые" (строматолитовые) карбонатные породы; 17 - явно строматолитовые текстуры в породах; 18 - онколиты; 19 - тонкое ровное наслоение; 20 - поверхности перерывов

Мощность НФ достаточно широко колеблется - от первых до 10-15 м. Содержание фосфорного ангидрида на такую мощность колеблется обычно от 16 до 22%.

Фосфоритовые тела межрудной пачки представляют собой доломиты, относительно обогащенные фосфатными обломками или включающие фосфатные слои, ламини (тончайшие слои фосфатизированных матов), содержащие фосфатные зерна. Наиболее крупный - третий пласт, кровля которого разделяет МП на две части: нижнюю - существенно доломитовую и верхнюю - существенно известняковую. Мощность 3-го пласта до 17 м, он представлен брекчией из обломков фосфоритов и кремнистых пород в карбонатном матриксе.

Верхняя фосфоритовая пачка (ВФ) имеет мощность от 1,5-2 м до 15-20 м, реже более. При значительной доле доломита средние содержания P_2O_5 около 15-20%. Часто представлена "зернисто-оолитовыми" рудами с редкими прослойками черных кремней (Онголигский участок Хубсугульского месторождения). Матрикс фосфорита доломитовый, обильно насыщен органическим веществом, иногда имеет кремнистую примесь. Нижняя часть горизонта более или менее равномерно-зернистая, верхняя - сплошь из пелитоморфных разностей, более богатая (до 30% P_2O_5).

Оптико-микроскопические исследования указывают на обломочноподобный, "зернистый" характер большей части фосфоритов: в доломитовом матриксе "плавают" фосфатные зерна размером до 1-2 мм, округлой формы, но со сложными очертаниями. Во многих из них просматривается органоморфное строение. Наряду с ними часто встречаются концентрически-слоистые, онколитоподобные зерна, но в отличие от аналогичных зерен Каратау они не обнаруживают анизотропности, а изотропны. В отличие от типичных оолитов оболочки имеют различную толщину, часто внешняя оторочка более широкая; такие зерна можно отнести к кортоидному типу. В других фосфатных обособлениях концентрические оболочки отсутствуют, но они пронизаны извилистыми "нитями" - ходами сверлящих водорослей, подобные нити типичны и для фосфатных строматолитовых пород.

Фосфатные округлые зерна и фосфатные образования иной - неокруглой - формы часто оторочены корочкой фосфатного цемента обрастания. Зерна занимают до 50%, иногда даже более площади шлифа. Все они могут быть или фосфатизированными микробными колонками, или округлыми обломками фосфатизированного мата, или фосфатизированными фрагментами иных органических остатков. Отмечены редкие находки фосфатизированных "скелетов" (трубок) водорослей обручивелла.

Подобные фосфориты чередуются с подчиненными слоями афанитового фосфорита, в котором тоже можно увидеть "нити" - ходы сверления, прерывающиеся на границах слоев, что может свидетельствовать о быстрой фосфатизации матов после их захоронения. Слои афанитового фосфорита находятся явно в подчиненном количе-

стве, но интересны тем, что, несомненно, являются теми первичными образованиями, за счет которых и возникла главная часть зернистых фосфоритов. В таких фосфоритах наблюдается тонкое (миллиметровое) переслаивание фосфатных и карбонатных алгал-ламинитов. Карбонатные ламини имеют тончайше "волоконистое" строение, фосфатные - на фоне такой же "волоконистой" структуры содержат включения округлых сгустков фосфата, облекаемые фосфатными ламини. Сгустки имеют оолитообразную, кортоидную и органоморфную структуру. Помимо карбонатных ламинитов имеются и неслоистые карбонатные слои, где в кристаллическом карбонате "плавают" реликты вышеупомянутых фосфатных сгустков, зерен. В некоторых слоях такого фосфорита местами угадывается сгустковое строение с таким же оолитообразным, кортоидным строением сгустков. Есть и контуры продолговатых реликтов фосфата - обломков ламин. В общем основная масса фосфоритов ВФ представляет интракластовый материал изначального чередования карбонатных и фосфатных алгал-ламинитов и зерен - реликтов водорослевых сгустков и, возможно, мелкой фауны. Фосфориты ВФ, по сравнению с НФ, где преобладают неразрушенные фосфатные водорослевые постройки, более переработаны и превращены в преимущественно зернистый (интракластовый) материал. В этом отношении ВФ Хубсугула вполне соответствует ВФ Каратауского бассейна, где последний обнаруживает также существенно более высокую степень перемены, механического стуживания и грубозернистость, чем НФ.

Следует заметить, что в отложениях ВФ ХФБ полностью отсутствует терригенный материал (кварц, полевые шпаты, слюды, глинистые частицы), что говорит о значительной изолированности бассейна. В редких случаях - в особо сокращенных разрезах - можно обнаружить прослойки, обогащенные кварцевыми зёрнами. Перемыв избирательно препарировал органоморфные сгустки, но часто зерна представляют собой фрагмент сгустка вместе с матриксом.

Последующие преобразования пород НФ и ВФ выражены в интенсивной карбонатизации, слабом окварцевании, раскристаллизации фосфата в апатит, вадозном растворении фосфата с фосфатной кристификацией по порам и последующим карбонатным заполнением остающихся полостей. Гипергенное растворение иногда придает фосфатной породе "узорчатую" ("кружевную") текстуру.

Южная часть ХФБ - Дзавханский суббассейн. Дзавханский суббассейн расположенный на юге Монголии, связан с Дзавханской структурно-фациальной зоной, где фосфориты приурочены к отложениям венда и нижнего кембрия.

Для Дзавханской зоны характерно широкое распространение морских, слабодислоцированных карбонатных и терригенно-карбонатных пород венда и нижнего кембрия при слабом развитии вулканогенных образований. Общая их мощность превышает 3 км, они богаты органическими остатками, что позволило разработать для них зональную стратиграфию [14, 31].

С 1960-х гг. этот район очень детально изучался, и уже в 1963 г. были опубликованы первые описания вендо-кембрийских пород с фауной археоциат, расчлененные на три свиты. В дальнейшем район исследовался советско-монгольскими экспедициями АН СССР и АН МНР, было получено много новых данных по тектонике и стратиграфии. В результате сейчас это один из наиболее детально геологически изученных регионов Монголии.

* Ряд авторов настоящей работы не разделяют подобное мнение. Они, как и большая часть специалистов, изучавших ХФБ, полагают, что типичных зернистых фосфоритов в нем нет. То, что принимается за "зернистые" фосфориты, является лишь результатом диа- и катагенетических преобразований с интенсивной перекристаллизацией, прежде всего доломитовых прослоев, с возникновением карбонатных прожилков, рассекающих, замещающих фосфатные слои в различной степени, в результате чего от них остаются реликтовые фосфатные фрагменты - "обломки". Некоторые фосфатные слои в ХФБ вместе с тем сложены типичными концентрически-зональными ооидами-онколитами, они, естественно, часто также карбонатизируются; в конечном счете от них могут остаться только "теневые" структуры.

теми
икла
итах
фос-
тные
фат-
жат
фос-
кор-
нат-
лой-
кты
рых
вое
рое-
ств
фос-
зна-
гал-
в и,
ю с
ос-
ы В
нал.
ВФ
ске
че-
но-
вые
чи-
- в
ро-
ыв
но
ме-
ра-
ва-
ас-
м и
по-
ат-
аб-
вя-
фо-
ро-
х и
ия
ая
ми
ую
и
до-
на
ко-
ло
ра-
но

Как было указано, в Дзэбханской зоне фосфориты выявлены на двух стратиграфических уровнях: в верхней части венда и в низках нижнего кембрия (томмотский ярус). Первые были установлены в 1984 г. в районе г. Бурал, а затем прослежены повсеместно в верхневендских отложениях Дзэбханской зоны, являясь прекрасным стратиграфическим маркером [33]. Э.А. Еганов и Т.Н. Миняйло [26, 27] детально и разносторонне исследовали эти фосфориты по нескольким разрезам. Промышленного значения они, конечно, не имеют.

Фосфориты томмотского уровня выявлены при изучении обогащенных органическими остатками слоев. Это прослой небольшой (до 0,5 м) мощности, протяженностью в несколько километров, представляющий собой обогащенный ракушняк, состоящий из фосфатных или фосфатизированных раковин, их фрагментов в карбонатной матрице с общим содержанием P_2O_5 до 20%. Они отчасти подобны известным ордовикским ракушечным фосфоритам, только здесь размеры раковин до 2 мм, в то время как в ордовикских ракушечниках размер раковин достигает нескольких сантиметров. Кроме раковин содержатся фосфатные "трубки-ламеллы", бляшки, чешуйки и другие покровные образования, обычно объединяемые под общим названием склериты.

На рис. 3.3 приведена обобщенная стратиграфическая колонка разреза венда-нижнего кембрия по Салааны-Гол, одному из наиболее характерных для Дзэбханской зоны. Этот разрез хорошо изучен, и его детальное описание вместе с палеонтологической характеристикой дано в работах [14, 31].

В целом венд-нижнекембрийские отложения Дзэбханской зоны подразделяются на ряд свит (снизу): 1) цаганомскую, состоящую из доломитов, известняков, в том числе строматолитовых и онколитовых, с песчаниками и конгломератами-брекчиями в основании, общей мощностью около 1100 м; 2) залегающую без видимого несогласия в вышележащую нижнекембрийскую баянгольскую свиту, в основном сложенную алевролитами и песчаниками, часто пестроцветными, содержащими пачки и прослой известняков, часто ракушечных, строматолитовых, водорослевых, общей мощностью около 1150 м; 3) выше залегающую саланьгольскую свиту с мощными конгломератами в основании, сложенную известняками, включающими в верхах и крупный биогермный массив. С угловым несогласием налегают на саланьгольскую свиту терригенные породы, включающие прослой известняков, - хаирханская свита, содержащая ботомские органические остатки.

В разрезе Салааны-Гол фосфатизация проявлена незначительно на вендском уровне и отмечена в томмотских слоях на нескольких уровнях.

Фосфориты (фосфатные породы) вендских и томмотских слоев существенно различаются. Первые сложены преимущественно онколитами или зернами с онколитовыми оболочками, в меньшей степени не покрытыми зернами. Вторые внешне выглядят как относительно бедные зернистые, даже грубозернистые фосфориты, включающие и тонкие (доли миллиметра) прослой инситных фосфоритов. Однако зерна, часто угловатые, представляют собой либо отдельные раковины (или их ядра), либо фрагменты типичного ракушняка (чаще микроракушняка). Цемент карбонатный. При этом фосфатизация элементов пород развита весьма неравномерно, охватывая раковины, ракушечники, обычно частично, реже полностью, при том что часть раковин была изначально фосфатной. Создается впечатление, что накапливающиеся ракушняковые слои, в ко-

торых происходила неравномерная фосфатизация, затем размывались и переотлагались в виде скоплений фрагментов в существенно карбонатных осадках. Таким образом, в этом случае мы имеем прямые подтверждения теории процессов начального фосфатного концентрирования в слоях мелководных ракушечников, их последующего перемиыва и отложения их фрагментов в новых условиях. Это тем более важно, что во многих фосфоритоносных бассейнах среди фосфатных зерен иногда достаточно велика роль именно фосфатизированных раковин беспозвоночных. Очевидно, что подобные процессы происходили уже с кембрия.

Палеогеографические условия накопления фосфоритов в ХФБ

По А.В. Ильину [40], ХФБ в эпоху формирования хубсугульской серии представлял собой шельфовое море, простирающееся от Прихубсугулья до южного Прибайкалья и Тувы. К востоку от оз. Хубсугул, вероятно, располагалась суша. Доломиты, доминирующие в продуктивной части разреза, определяются как возникшие в мелководных условиях приливно-отливной зоны. Этот шельфовый бассейн открывался на запад. В его пределах намечаются наиболее мелководные участки - карбонатные платформы, где и отлагались фосфориты. На палеогеографической карте ХФБ и прилегающих территорий с юга и севера [40, Рис. 7] показано, что фосфоритоотлагающие участки акватории ХФБ изолированными полосами примыкали к берегам континента и прибрежных островов, а юго-западная часть этой акватории была более глубоководной и местами характеризуется отложением (в век фосфатонакопления) черносланцевых фаций.

Пелитоморфные фосфориты, по мнению А.В. Ильина, отлагались в более спокойных относительно глубоководных обстановках, а зернистые - вблизи берегов.

Ж. Бямба [10] считает, что, судя по составу вмещающих отложений, фосфориты накапливались между глубоководными и мелководными областями шельфа, в бортовых частях синседиментационных прогибов, унаследованных от рифтогенного этапа их заложения; климат был сухим и жарким.

А.Ю. Розанов [70] определяет, что накопление фосфатоносных осадков Прихубсугулья протекало в очень спокойных обстановках и при застойном характере придонных вод. Зоны фосфоритообразования Прихубсугулья находились в приэкваториальной области.

В общем плане можно рассматривать фосфоритоносную часть ХФБ как относительно мелководную (расположенную в пределах фотической зоны) и в то же время допускать довольно низкоэнергетические условия в момент формирования отдельных частей фосфоритовых пачек. Однако детальное изучение фосфоритов и непосредственно вмещающих их слоев, проведенное при разведочных работах и специальных детальнейших литологических исследованиях [26], указывает на широкое развитие синседиментационного брекчирования: "плавающие" угловатые обломки фосфата - следы взламывания уже литифицированных слоев. В Окинском суббассейне в фосфоритовых пачках месторождения Харанур [19] обнаружены признаки существенного обмеления и даже осушения (брекчии перемиыва, столбчатые строматолиты). Судя по характеру разреза отложения фосфоритоносной серии происходило в контраст-

слойки фосфатизированных микробных матов являются вполне определенной и важной формой инситу фосфатизации. Фрагменты их в виде зерен весьма часты и в древних, и в молодых фосфоритовых бассейнах мира, как показано в настоящей работе. Вместе с тем полученные данные ставят и ряд важных вопросов, ответ на которые, вероятно, позволит значительно расширить наши представления о деталях фосфогенических процессов. Так, не предопределили ли различия в структуре, строении фосфатных и карбонатных слоёв на стадии седиментации саму возможность фосфатизации (и нефосфатизации) вследствие последовательного накопления отличающихся микробных сообществ? В однородной толще осадка фосфатизация могла бы происходить во всем объеме, но вряд ли могли возникать значительные концентрации фосфата. Неоднородности в накапливающейся колонии осадков могут способствовать лучшей, большей концентрации фосфата в одних частях и практическому отсутствию в других, значительно превышающих кларковск., - в других. Этим подчеркивается важное условие для начальной стадии промышленного фосфатогенеза [99] - неоднородность седиментации как условие концентрации фосфора в больших количествах в ограниченных частях осадка, ибо даже в условиях широкого обмена с наддонной водой его не хватает для замещения всей колонии отлагающегося материала. Поэтому все инситу концентрации фосфора, реально наблюдаемые до сих пор, составляют только небольшую, даже незначительную часть соответствующих разрезов пород [99].

Другой типичный пример дает инситу фосфатизация нано-фораминиферных отложений гайотов (см. ниже). Естественно поэтому считать, что при седиментации закладывается такая необходимая неравномерность, и

фосфориты северной части ХФБ, видимо, дают хорошее подтверждение этому.

С другой стороны, следует признать, что именно слон, существенно состоящие из биогенных накоплений, как в рассматриваемом случае, отчетливо благоприятны для фосфатного концентрирования. По сути, фосфатные пачки севера ХФБ таковыми и являются. Естественно полагать, что они дают примеры и высокой биологической продуктивности, крайне незначительного поступления терригенного и иного разубоживающего материала.

В определенной степени сказанное относится и к фосфатным породам Дзавханской зоны юга ХФБ. Они дают, однако, примеры фосфатизации биогенных отложений иного типа - прибрежных ракушечников, хотя в основном сейчас не находящихся *in situ*, но, несомненно, указывающих, что и в этих обстановках возможна фосфатизация. Об этом прямо говорит не столько дебрис отдельных раковин, сколько обломки из фосфатизированного ракушечника. Подтверждение фосфатизации прибрежных ракушечников в обстановках существенно карбонатных шельфов помогает объяснить присутствие в зернистых фосфоритах, иной раз в весьма значительном количестве, фосфатизированных раковин беспозвоночных. Эти обстановки могут быть фосфатогеническими, поскольку имелись, видимо, высокая биологическая продуктивность и существенно биогенная седиментация. И здесь мы опять сталкиваемся с явлениями частичной, неполной фосфатизации соответствующих осадков.

Таким образом, изучение фосфоритов ХФБ заметно дополняет наши представления о фосфатогенезе, прежде всего его начальной стадии, для ряда обстановок развития микробных матов и прибрежных ракушечников.

Глава 4

3

В настоящее время в литературе по фосфоритам ХФБ накопилось много фактов, свидетельствующих о том, что фосфориты севера ХФБ являются биогенными. Это подтверждается наличием в них раковин беспозвоночных, ракушечников, а также других биогенных остатков. Кроме того, в фосфоритах севера ХФБ обнаружены фосфатные пачки, которые являются результатом концентрирования фосфата в биогенных отложениях. Это свидетельствует о том, что фосфориты севера ХФБ являются биогенными и являются результатом концентрирования фосфата в биогенных отложениях.

Глава 4. Фосфоритоносный бассейн Джорджина, Австралия

Э.Л. Школьник, Тан Тяньфу, Сюэ Яосон, Юй Цунлю

Введение

Зернистые (пеллетные) фосфориты распространены в наиболее значительном в Австралии фосфоритоносном бассейне Джорджина, в штате Квинсленд и отчасти в северной территории (рис. 4.1); запасы их оцениваются в несколько миллиардов тонн.

Довольно подробно изучавшиеся в 1960-1970 гг. фосфориты бассейна Джорджина описаны во многих зарубежных [189, 270, 271, 260 и др.] и некоторых российских публикациях [44, 64], что позволяет затронуть лишь некоторые важнейшие их особенности, существенные для задач настоящей работы.

Фосфориты в бассейне Джорджина, общая площадь которого до 320 тыс. км², распространены преимущественно в низах формации Битл Крик и отчасти в нижележащей формации Торонтона, составляющих в общем нижнюю часть разреза среднего кембрия (ордианский и частично темплетонский ярусы). Формация Торонтона (известняки и доломиты, последние развиты по северо-восточной периферии бассейна) несогласно и очень спокойно залегает на сравнительно маломощных нижнекембрийских образованиях (базальты, красноцветные аркозовые песчаники, конгломераты), в свою очередь резко несогласно перекрывающих древний, но частично и сравнительно молодой (~1000 млн лет, система Аделаида) кристаллический фундамент бассейна Австралийского кратона.

По разрезу и латерально в сторону центральной части бассейна фосфатноносные фации сменяются карбонатными и отчасти черносланцевыми отложениями (формация Инка), обычно очень слабо фосфатными.

По Д. Шергольду [260], среднекембрийская трансгрессия в начале ордианского времени сформировала мозаичный комплекс фаций при преобладании карбонатных осадков. Фосфориты формировались как часть этой мозаики в краевых, прибрежных обстановках карбонатных и частично черносланцевых отложений. В результате регрессии в позднеордианское время на поднятиях фундамента сформировались фосфатные литофации. Получили развитие также эвапоритовые обстановки и обстановки водорослевых маршей, строматолитов, отмелей с онкоидами [271].

Следующий трансгрессивно-регрессивный цикл в раннем темплетонии в восточной части бассейна Джорджина привел к отложению преимущественно фосфатных кластических и некластических фаций в нижней части формации Битл Крик.

В достаточно сложных разрезах фоссерий месторождений бассейна наряду с преобладающими (обычно мелко-

зернистыми) фосфоритами известны разности, подобные пелитоморфным, афанитовым (по принятой в России терминологии), а также биокластические разновидности и фосфатные строматолиты, хардграунды на некотором удалении от продуктивных пластов.

Наиболее выделяющейся особенностью разрезов фосфоритовых тел бассейна, совершенно не характерной для других фосфоритоносных районов мира, является довольно обычное переслаивание слоями от нескольких до десятков сантиметров собственно зернистых и этих пелитоморфных (афанитовых, мадстоуновых) фосфоритов. Для зернистых фосфоритов сравнительно часто характерна косяя слоистость, хотя обычно развита параллельная.

В составе зернистых фосфоритов преобладают бесструктурные зерна, встречаются оболочки на зернах и изредка онколиты (обычно именуемые оvoidными зернами). Иногда фосфоритовые пласты в сторону палеоберега замешаются кремнистыми онколитовыми, брекчиевидными слоями и прибрежными ракушняками (месторождение Ле-ди Энн). Довольно часты фосфатные биокласты.

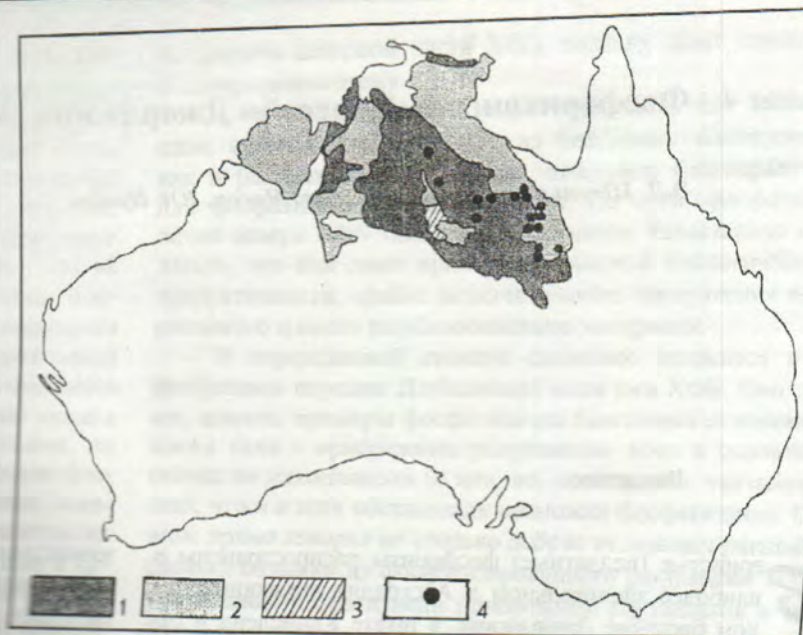
Фосфатные строматолиты и хардграунды распространены не непосредственно в ассоциации с телами зернистых фосфоритов, а на определенном удалении до десятков километров, большей частью в формации Торонтона. Отмечено возникновение фосфатных зерен за счет разрушения хардграундов [270].

Весьма характерно обилие органических остатков в фосфоритах и вмещающих отложениях: в их числе трилобиты, брахиоподы, губки, иглокожие и др. Обнаружены [290] остракоды и другие фоссилии с сохранившимися мягкими тканями, замещенные фосфатом, непосредственно в зернистых фосфоритах на ряде месторождений, в том числе на наиболее крупном - Дачес.

Палсогеографические критерии однозначно указывают на низкоширотное положение региона в среднекембрийское время, сухой, жаркий климат: развитие эвапоритов, красноцветных отложений, субаэральных трещин усыхания на плоскостях отложения карбонатов, широкое распространение псевдоморфоз галита, ангидрита.

Фосфоритоносные пачки тяготеют к древней береговой линии, контуры которой, возможно, не очень отличаются от современной восточной границы бассейна Джорджина. Но максимальные мощности фосфоритов регистрируются в более мористых обстановках; хотя глубины Джорджинского моря были незначительны, вряд ли они превышали 40 м в районах отложения фосфатных зерен

Рис. 4.1. Расположение бассейна Джорджина и месторождений фосфоритов в нем.
 1 - кембрийские отложения бассейна Джорджина, 2 - среднепротерозойские образования, 3 - раннепротерозойские образования, 4 - месторождения фосфоритов



[44]. Распределение фосфатных фаций было не сплошным вдоль всего берега бассейна, а, очевидно, локальным участками (рис. 4.2).

Бассейн Джорджина сформировался в типичном эпиконтинентальном море, заложившемся на кристаллическом фундаменте молодого кратона, время завершения формирования которого (в виде системы Аделаида) не очень значительно удалено от начала становления отложений чехла и поэтому, вероятно, обладающем еще достаточно дифференцированной динамичностью, о чем, в частности, свидетельствует присутствие полей раннекембрийских базальтов в основании чехла. При обычном почти горизонтальном или очень слабо наклонном залегании слоев (нарушаемом лишь вблизи разломов) важной особенностью распространения месторождений фосфоритов в бассейне Джорджина является их исключительная локализация у поднятий фундамента, главным образом по восточной периферии бассейна; вблизи последних и находятся месторождения Дачес, Леди Энн, Армдор и другие (рис. 4.2). Но если поднятия имелись в центральной части бассейна, то около них сразу появляются фосфориты (месторождение Вонарах на рис. 4.2) при отсутствии фосфоритов в окружающих отложениях.

В оценке генезиса фосфоритов Джорджины, насколько можно судить по работе [261], австралийские исследователи отводят важнейшую роль биохимическим процессам, которыми определяется распределение фосфора в осадках, при большом значении поставки фитопланктона, его деградаци и переходе образующегося свободного фосфора в водной колонне в осадки. В последующем отмечена [162] большая роль океанических бескислородных событий, с которыми в целом связывается фосфатогенез. Относительно природы фосфатных зерен определенных и твердых представлений нет: имеются указания [44], что часть зерен - это фосфатизированные фрагменты спикул четырехлучевых губок либо иглокожих или других организмов, а основная часть - бесструктурные, овулиевые пеллеты. Но отсутствуют сомнения в понимании происхождения фосфатных зерен: они рассматриваются как обломочные зерна - результат разрушения как скелетных частей безпозвоночных, так и тел первичных бесструктурных фосфоритов.

Изучение фосфатных зерен фосфоритов бассейна с помощью СЭМ, насколько нам известно, специально не осуществлялось. Д. Соудри и П. Саутгейт [266] основное внимание обратили на пелитоморфные (мадстоуновые) фосфориты, которые оказались сложными глобулярными и реже столбчатого строения микробальными матами. Н. одновременно они исследовали и тонкие, миллиметровые ламины зернистых фосфоритов среди пелитоморфных, в которых установили онколитовые оболочки на зернах, часто сложных теми же микробальными матами. Интерпретация этими исследователями формирования таких зерен с оболочками в субаэральных условиях под действием валозных вод в принципе не очень отличается от представлений, при которых оболочки на зернах формируются в прибреговых отмелях низкоширотных карбонатных шельфов (см. ниже), хотя конкретные обстановки, конечно, другие. Важно другое: по сути, это были первые и до настоящего времени единственные данные о природе именно фосфатных зерен бассейна Джорджина.

Материал

Исследованы шлифы из более полутора десятков образцов разных месторождений бассейна - преимущественно мелкозернистых (пеллетных) фосфоритов. Естественно, материал достаточно ограничен для такого крупного бассейна, каким является Джорджина. Но, поскольку впервые открывается истинная природа фосфатных зерен фосфоритов бассейна, публикация представляется важной. Тем более, что нам не известны работы, подобные проведенной.

Несмотря на существующие представления о том, что фосфориты Джорджины не подверглись магматическому воздействию и не метаморфизованы, а только часто сильно выветрелые [189], фактически оказалось, что иногда они заметно изменены, перекристаллизованы в результате главным образом развития окварцевания, что, конечно, резко негативно сказывается на проявлении первичных структур. Только образцы, которые не подверглись этим изменениям, скорее не связанным с поверхностным выветриванием, дают необходимую природную картину, что необходимо учитывать при последующих исследованиях.

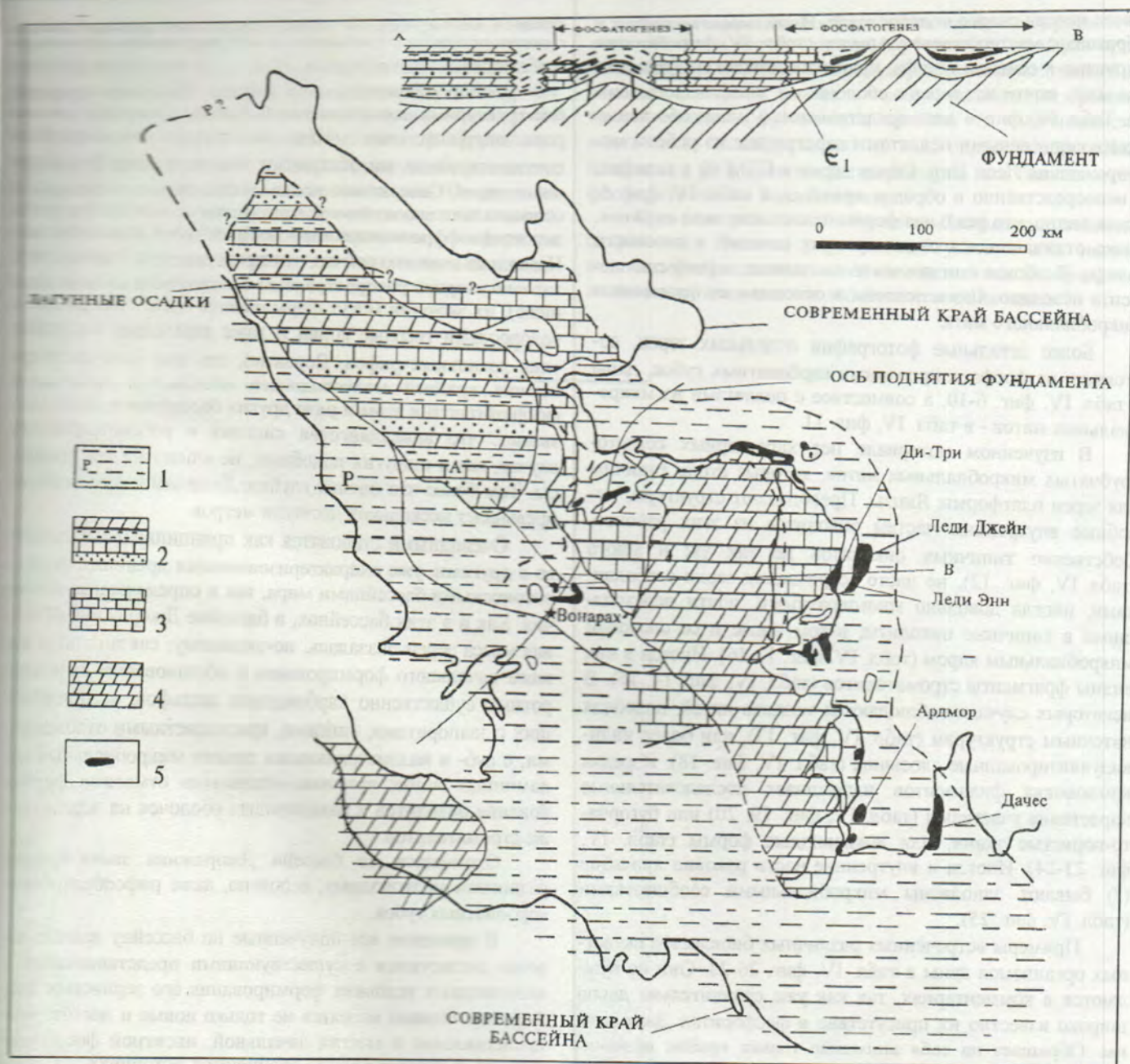


Рис. 4.2. Распределение литофаций и фосфоритовых месторождений в бассейне Джорджина в раннем кембрии (ранний-средний кембрий) [189].

1 - глинистые оланцы; 2 - доломиты, известняки; 3 - известняки; 4 - доломиты, кремни, известняки; 5 - месторождения фосфоритов

Результаты изучения

В исследованных образцах из разных месторождений бассейна характер пеллет в общем оказался довольно разнообразным. Большая часть сложена фосфатизированными фрагментами микробных сообществ, главным образом сине-зеленых водорослей, включая структуры различных условий отложения - прибрежных водорослевых матов, онколитовых песков и зерен с онколитовыми оболочками, строматолитов.

Значительное, но все же заметно подчиненное значение в строении зерен играют фосфатизированные фрагменты тел карбонатных губок, вероятнее всего относящихся к классу Инозоа, как в виде обломков отдельных особей, так и, видимо, дебриса колоний (по наличию в одной пеллете нескольких входных устьев). Довольно часты и биокласты членистых скелетных беспозвоночных - хиолитов и других, но

развитие их крайне неравномерное и не такое широкое, как отмечалось ранее.

В некоторых случаях можно говорить, что и цементующая масса представлена отчасти фосфатизированными, но обычно ожелезненными или окварцованными скоплениями микробных матов.

Прежде всего необходимо рассмотреть общий характер зернистых фосфоритов, хардграундов разного вида и характера зерен. В образцах с месторождения Дачес (табл. IV, фиг. 1) видны зерна как из фрагментов карбонатных губок, так и водорослевых матов, онколитовые оболочки на зернах, фрагменты строматолитов, при почти полном отсутствии четко обособленного цемента зерен, явно полуокатанных до угловатых. Образцы с месторождения Леди Энн (табл. IV, фиг. 2) отличаются меньшим количеством не только пеллет из микробных матов, но вообще их меньшим числом, при том что цементующая

масса иногда скорее водорослевая. Иной характер пеллет в образцах с месторождения Армдор (табл. IV, фиг. 3) - они округлые в сечении шлифа, преимущественно из фрагментов мата, почти нет зерен с оболочками, очень мало цемента. Табл. IV, фиг. 4 дает представление о менее обогащенном водорослевыми пеллетами хардграунде из района месторождения Леди Энн. Облик зерен в СЭМ не в шлифах, а непосредственно в образце приведен в табл. IV, фиг. 5. Здесь видно, что реальная форма пеллет довольно сложная, резко отличающаяся от их простых сечений в плоскости шлифа. В общем они довольно окатанные, количество цемента невелико. Сами пеллеты в основном из фрагментов микробиального мата.

Более детальные фотографии отдельных зерен, состоящих из фосфатизированных карбонатных губок, даны в табл. IV, фиг. 6-10, а совместное с пеллетами из микробиальных матов - в табл. IV, фиг. 11.

В изученном материале нет характерных сетчатотрубчатых микробиальных матов, которые столь типичны для зерен платформы Янцзы. Преобладают структуры, подобные внутренним частям онколитов из этих районов. Собственно типичных онколитов не так уж и много (табл. IV, фиг. 12), но часто встречаются зерна с оболочками, иногда довольно многократными, почти переходящими в типичные онколиты, в том числе и со сложным микробиальным ядром (табл. IV, фиг. 13-16). Иногда в них видны фрагменты строматолитов (табл. IV, фиг. 14, 15). В некоторых случаях наблюдаются мозаика нитей, подобная натежным структурам (табл. IV, фиг. 17), или более индивидуализированные слоевища (табл. IV, фиг. 18). Изредка компоновка филаментов напоминает последовательные нарастания участками (табл. IV, фиг. 19, 20) или бугорчато-пористые ткани, или кокковидные формы (табл. IV, фиг. 21-24). Иногда и внутренние части раковин хиолитов (?) бывают заполнены микробиальными сообществами (табл. IV, фиг. 25).

Примеры встреченных различных биокластов скелетных организмов даны в табл. IV, фиг. 26-28. Они не нуждаются в комментариях, так как уже сравнительно давно широко известно их присутствие в фосфоритах Джорджии. Обращает на себя внимание только крайне незначительное присутствие спикул кремнистых губок в зернистых фосфоритах, столь характерное для фосфоритов формации Фосфория (см. ниже), отчасти Каратау и региона Янцзы, при том, что низкотемпературное окварцевание, весьма широко развитое в фосфоритах бассейна Джорджина, скорее должно быть связано с массовым присутствием именно таких губок. Оказалось, однако, что они широко представлены в другом типе фосфоритов, близком к афанитовому, пелитоморфному. Изучение их не входило в задачу наших исследований, тем не менее некоторые наблюдения были сделаны. Именно в таких фосфоритах много остатков скорее макрослер кремнистых губок (табл. IV, фиг. 29), но основная масса, еще недостаточно изученная из-за ограниченного количества материала, вероятнее всего, сложена микробиальными матами (табл. IV, фиг. 30, 31).

Обсуждение полученных результатов

Конечно, сравнительно небольшой объем изученных образцов не позволяет сделать окончательного полного заключения по конкретным месторождениям, да и по бас-

сейну в целом. Тем не менее полученные данные можно считать вполне достаточными для принципиальной оценки и обсуждения ряда вопросов.

Вполне устанавливается именно биогенная природа бесструктурных зерен (пеллет) бассейна; выявлена важная роль микробиальных матов, онколитовых отложений и соответствующих им обстановок как источника формирования зерен. Совершенно новым и неожиданным оказалось относительно значительное количество пеллет из фосфатизированных фрагментов карбонатных губок класса *Porifera*. Насколько известно сейчас, эти представители *Porifera* достаточно широко распространены в палеозое и мезозое (см. ниже), их колонии могут формировать часто смешанные с водорослями твердые корки и даже каркасные постройки типа локальных рифов. Вероятно, это еще одно подтверждение крайней мелководности обстановок начального фосфатогенеза в этом и ряде других бассейнов и опять указывает, что апвеллинговая система в рассматриваемом случае, как и в других подобных, не влияет на эти процессы. Тем более что оценка глубин Джорджинского моря не превышает нескольких десятков метров.

Очевидными становятся как принципиальное сходство с другими, уже охарактеризованными древними фосфоритоносными бассейнами мира, так и определенные различия. Как и в этих бассейнах, в бассейне Джорджина основная масса зерен оказалась, по-видимому, связана по условиям начального формирования с обстановками низкоширотных существенно карбонатных шельфов, ассоциирующих с эвапоритами, гипсами, красноцветными отложениями; с суб- и надлитеральными зонами микробиальных неламинных матов; приливно-отливными отмелями формирования онколитов и онколитовых оболочек на зернах, реже строматолитов.

Отличается же бассейн Джорджина значительным развитием мелководных, вероятно, даже рифообразующих карбонатных губок.

В принципе все полученные по бассейну данные хорошо согласуются с существующими представлениями о мелководных условиях формирования его зернистых фосфоритов. Однако вносятся не только новые и достоверные представления о местах начальной, инситуной фосфатизации, но и соответственно уточняются источники, от которых начинается разнос образованных разрушением начальных фосфатизированных осадков зерен - не из бассейна, как считается в [44], а именно из прибреговой зоны, причем ясно, что не более чем на первые десятки километров. В отличие от бассейнов Каратау, Янцзы - разнос пеллет здесь скорее менее значителен, или его почти нет, слабо развито сочетание зернистых фосфоритов с фациями алевро-глинистых и глинистых илов внутреннего-внешнего шельфа. Возможно, поэтому и столь характерна ассоциация зернистых и афанитовых фосфоритов для бассейна Джорджина. Вместе с тем вырисовывается то обстоятельство, что собственно зернистые разности возникли (по крайней мере, частично) за счет разрушения, переработки не этих фосфоритов, а других первичных седиментов, которые просто не сохранились.

Независимое подтверждение с необходимым уточнением теперь получают данные Сандстрема [251] по геохимии органического вещества фосфоритов бассейна Джорджина. Этими исследованиями было показано, что органическое вещество (ОВ) фосфоритов формации Битл Крик по количеству и соотношению гумидных кислот, керогена,

Глава 5. Пермский фосфоритоносный бассейн скалистых гор - формация Фосфория, США (БФ)

Е.А. Жегалло, Д. Пайпер, М. Медрано

Введение

Фосфоритоносный пояс в пермских отложениях Северной Америки, охватывающий территорию США и отчасти Канады (рис. 5.1), часто именуемый Западным фосфатным полем, является крупнейшим в мире и не имеет возрастных аналогов среди пермских палеобассейнов осадконакопления. Основные промышленные рудные районы расположены в штатах Монтана, Вайоминг, Юта и Айдахо. В той или иной мере фосфоритоносные отложения тянутся почти на 2000 км в пределах горной системы Скалистых гор. Будучи открытыми в конце прошлого века, фосфориты Скалистых гор, вмещающие их отложения интенсивно изучались во всех геологических аспектах вплоть до последнего времени, в том числе и в отношении их ураноносности (после 1945 г.). Название "формация Фосфория", появившееся в 1912 г. [221], объяснило фосфоритоносные кремнистые и глинисто-сланцевые отложения, которым вначале приписывался пенсильванский (С₂) и, отчасти, пермский возраст; впоследствии же было установлено, что они исключительно пермские. Корреляция отложений этого возраста в пределах Западного фосфатного поля показывает их литологическое различие, существенную латеральную изменчивость. Собственно фосфоритоносные отложения не всегда содержат датирующие ископаемые организмы, и поэтому основой их корреляции по планам являются литологический облик и данные по взаиморасположению, что, конечно, чревато ошибками [221. С. 9].

Фосфориты Западного фосфатного поля разрабатываются с 1911 г. [141]. К 1980 г. было добыто 140 млн т фосфатной породы. Общие запасы кондиционных руд около 500 млрд т [254]. Формация Фосфория содержит пачки углеродистых сланцев, среди которых установлены руды ванадия, а также является главным нефтематеринским комплексом для пермских и более молодых отложений северо-запада США [149, 217].

Несмотря на известность фосфорийских руд, их изучение на СЭМ до последнего времени не проводилось; начатое почти одновременно с соответствующим изучением фосфоритов Каратау сразу же принесло интересные результаты [101]. Вместе с тем отметим, что до сих пор в американской литературе по фосфорийским отложениям отсутствуют сведения о наличии в них строматолитовых и иных микробиальных образований, в том числе и микроскопических, при том, что достаточно высоко сходство геологических позиций ее рудных пачек (во вмещающем комплексе отложений) с позициями других фосфоритонос-

ных бассейнов [22], в которых такие фосфатные образования изобилуют. Это делает изучение природы зерен фосфорийских руд ещё более интересным.

Основные черты геологического строения, стратиграфия

Формация Фосфория располагается в пределах Северо-Американского кратона и в прилегающей части Кордильерского складчатого пояса - древней активной окраине континента, в области форланда. Формация является частью осадочного чехла кратона, содержащего отложения от кембрия до карбона включительно, общей мощностью до 400-800 м, резко несогласно залегающего на сильно активизированном кристаллическом фундаменте. Собственно фосфоритоносные отложения Западного фосфатного поля представлены двумя пачками формации Фосфория (Мид Пик и Риторг), которые вмещаются несколькими другими слабофосфатными пачками. Весь набор отложений формации залегают между терригенной толщей пенсильвания, отделенной от них разрывом, и вышележащими терригенными отложениями триаса. Снизу вверх разрез БФ выглядит следующим образом [107, 141, 150, 220-222, 256, 259].

Подстилающие отложения пенсильвания представлены латерально переходящими друг в друга молассоидными отложениями формаций Тенслип, Уэлс, Вебер, Квадрант, сланцевыми пачками с различным объемом известняковых пачек (ближе к верхам). Мощность пенсильванских отложений порядка до 400-800 м. Состав терригенных пород преимущественно кварцитовый.

Формация Фосфория повсеместно начинается пачкой доломита Грейнджер. Доломиты эти местами могут латерально переходить в известняки или глинистые сланцы, содержат обильные конкреции, участками интенсивно залесочены, в верхах иногда выбливаются чисто кварцевые песчаники. Песчанность заметно нарастает к востоку - в сторону мексиканского залива, где Грейнджер может сливаться с кварцевыми подстилающей формации Вебер. Есть мало-мощные прослои фосфоритов, рассеянные фосфатные зерна. Мощность пачки от 3 до 270 м (медианные значения - 70-90 м). Самые верхи пачки местами сильно кремнистые и выделяются под названием "нижний кремень". Аналогия с "Нижним доломитом" и кремневым горизонтом Каратауского бассейна напрашивается сама собой.

Выше следует основная продуктивная пачка - Мид Пик - типовой мощностью 50-70 м. Она состоит из двух пластов христых фосфоритов, залегающих в низах и верхах пачки, мощностью по 1,5-2 м, разделенных в различной мере фосфатными аргиллитами, алевролитами, местами с прослоями известняков, известковистых аргиллитов. В целом Мид Пик - существенно сланцевая пачка, латерально переходящая в сторону бассейновых фаций в кремнистые мадстоуны, а к палеоберегу - в карбонатные породы.

Выше Мид Пик залегает сложное переплетение между собой отложений, представленных пачками латерально сменяющихся друг друга кремнистых сланцев, черных кремней (пачка Рекс), известняков с кремнистыми выделениями (пачка Френсон - "язык" от замещающей всю Фосфорию на востоке БФ карбонатной формации Парк Сити) и баровых прилиторальных кварцевых песчаников (пачка Шедхорн), являющихся местным латеральным аналогом всех пачек, залегающих выше Мид Пик. Мощность этого интервала разреза, который весьма слабофосфатен, от первых метров до десятков и 200-250 м. В приконтинентальных фациях восточного обрамления БФ аналог низов и междурядных слоев формации Фосфория представлен терригенными красноцветами с маломощными пачками известняков.

Выше следует верхняя продуктивная пачка - Риторт (1,5-25 м). Фосфориты в ней залегают тоже в нижней и верхней частях (до 5-8 м), разделенные безрудными битуминозными глинистыми слоями (2-5 м). В отличие от нижней продуктивной пачки Мид Пик, пачка Риторт гораздо менее карбонатна, а сланцы в ней более насыщены керогеном. В восточной части БФ Риторт сокращается в мощности и становится более продуктивной, а вместе с тем и более грубокластичной, латерально замещаясь песчаными брекчиями. К западу (мористее) пачка переходит в кремнистые сланцы и далее - в пелагические известняки с кремнями. Область фосфатонакопления в век Риторт была смещена к северу относительно локализации фосфоритов Мид Пик.

На Риторт налегают "верхние кремни" - пачка Тосай (до 10 м); её латеральные изменения: от пелагических известняков с кремнями и кремнистых сланцев (бассейновые фации) на западе через баровые песчаники и доломиты до красноцветов - на востоке.

Выше Риторт следует пачка доломитов Эрвей (до 20 м), латерально так же меняющаяся от пелагических известняков с кремнями на западе через баровые песчаники (пачка Шедхорн) и доломиты восточнее и далее до красноцветов - на востоке.

Формация Фосфория кроется (с перерывом) пермтриасовыми алевролитисто-глинистыми известняками ("сланцы Динвуди") мощностью до 70 м, вверх постепенно переходящими в существенно терригенные триасовые континентальные красноцветы Чагуотер.

Общее представление о составе и взаимоотношениях фосфоритоносных и вмещающих их отложений БФ можно выразить сводной схематической колонкой (рис. 5.2), а также широко известным профилем всей формации вкостр простирающегося Западного фосфатного поля (рис. 5.3) по [150. Фиг. 1].

Тектоническая обстановка

В складчатой области, где находится большая часть месторождений БФ, характерно развитие серии опрокину-



Рис. 5.1. Границы Западного фосфатного поля и схема расположения изученных разрезов формации Фосфория.

1 - область распространения формации; 2 - местоположение и номера разрезов: I - Лейкридж, II - Мад Спринг, III - Монтпелиер Каньон

тых асимметричных антиклиналей и синклиналей, разбитых пологими надвигами. В области кратона структуры значительно проще: в широкие асимметричные антиклиналы вовлечены и кристаллические породы докембрийского основания. Широкие депрессии между ними заполнены третичными отложениями. В современной структуре региона область распространения формации Фосфория в значительной степени окружена и совмещена с поднятиями кристаллического фундамента, на котором она залегает. Небольшая глубина залегания, особенно в восточной половине Западного фосфатного поля, и его сохранившаяся активность вплоть до третичного времени, возможно, являются одной из важных особенностей Фосфорийского бассейна, в значительной степени определившей условия фосфатогенеза в его пределах.

Характеристика фосфоритов

Фосфориты пачки Мид Пик тонкослоисты, темные до черных, глинистые, в верхах пачки иногда онколитовые. Местами обогащены ванадием. Чаще тонкозернистые, но могут быть и крупнозернистыми (реже). Нередко они биокластические: состоят из фосфатизированных раковин беспозвоночных.

Фосфориты пачки Риторт аналогичны, но могут быть более грубозернистыми и более светлыми. Рудные слои могут состоять из несортированных тонких пеллет в карбонатном и алевроито-глинистом матриксе, ассоциируя с тонкими мадстоунами; из хорошо сортированных более крупных зерен, иногда с окатанными остатками раковин организмов. То есть слои фосфоритов могли накапливаться (не то же самое, что образовывание фосфатных зерен) как ниже волновой зоны на удалении от берегов, так и в пределах действия волн, вблизи берега.

Большая часть фосфоритов Фосфории могут считаться микрозернистыми (по российской номенклатуре), бесструктурными, пеллетными (в английской терминологии), зернистыми разных размерностей. Другими компонентами, составляющими фосфориты, здесь являются биокласты

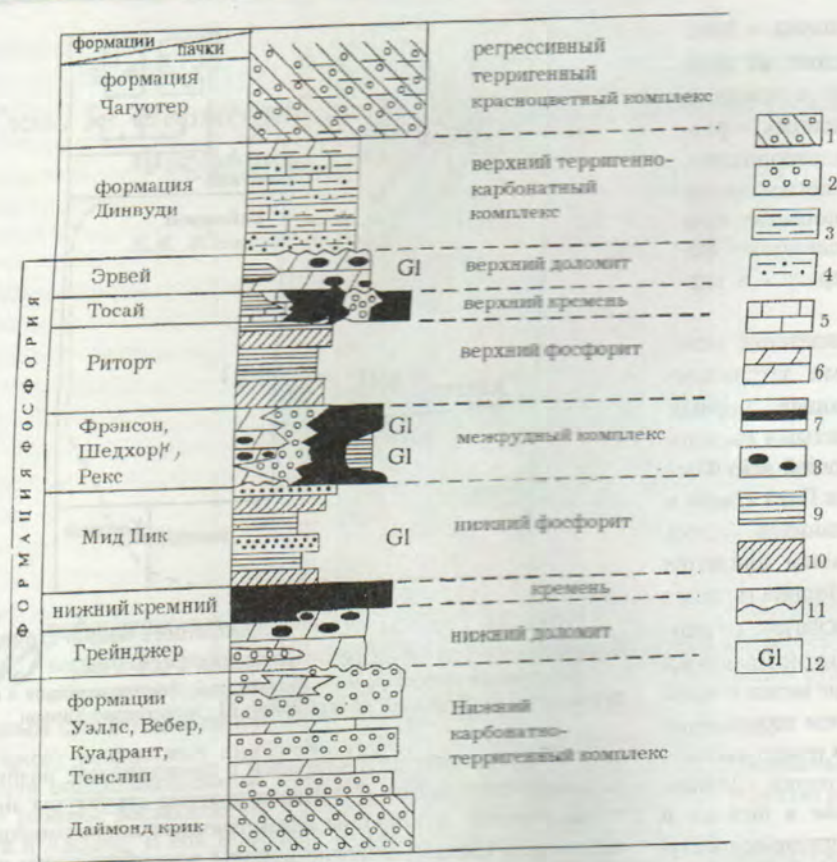


Рис. 5.2. Сводная обобщающая схема стратиграфического разреза фосфоритноносных и вмещающих отложений бассейна Фосфория. Внемасштабно [22. С. 40].

1 - терригенные континентальные красноцветы; 2 - песчаники кварцевые, примесь песчаного материала; 3 - аргиллиты (малстоуны); 4 - алевролиты и глинисто-алевролитовые породы; 5 - известняки; 6 - доломиты; 7 - кремни; 8 - кремневые выделения, желваки; 9 - кремнистые сланцы; 10 - фосфоритовые пачки; 11 - поверхности разрывов; 12 - присутствие глауконита

изначально фосфатных скелетов и фосфатизированных раковин, желваки (нодулы).

Палеогеография бассейна Фосфория в эпоху формирования фосфоритовых залежей освещена довольно подробно в ряде публикаций [8, 107, 135, 221, 223, 259, 272]. В перми Западное фосфатное поле в целом представляло собой в определенной части окраинную (эпиконтинентальную) область океанического бассейна, которая была отделена от последнего поднятием Энтлер и островной дугой, расположенной еще западнее [274]. Собственно фосфоритоносные осадки возникли в широкой полосе отлогого мелководного шельфа, ограниченного с востока низкой суши, где шло накопление красноцветов и эвапоритов. Шельф имел ширину примерно в несколько сотен километров и испытал две фазы прогибания, во время которых усиливалось влияние более глубоких частей бассейна, что и приводило к отложению углеродистых глинистых пород и смещенных из прибрежной зоны фосфоритов. Породы фосфоритовых пачек отлагались в довольно широком диапазоне глубин - в пределах от 40-50 до 1000 м [221]. Интересно отметить, что для формации Фосфория зоны ванадиевности и фосфоритоносности в плане совпадают, а в бассейне Каратау они заметно разобщены территориально. Это может свидетельствовать о большей глубоководности и общей большей подвижности фосфорийского шельфа сравнительно с каратауским в век фосфатонакопления.

Мощности пермских БФ осадков возрастают с востока на запад и юго-запад [221]. Восточнее, преимущественно в западном Вайоминге и северной Юте, эквивалентные накопления карбонатов формации Парк Сити линзовидно перемежаются с перетолжениями формации Фосфория. Эта ситуация может интерпретироваться как осадконакопление в мелководной шельфовой области. Еще далее к востоку накапливались эвапориты и континентальные красноцветы (формация Эйдж). С северо-востока в формацию

Фосфория вклиниваются кварцевые песчаники Шедхорн - прибрежные и близдельтовые отложения. В целом можно полагать, что Фосфорийское море было широким, с пологим дном, приконтинентальным бассейном в тылу островной дуги, располагалось в низких широтах, с разным климатом прибрежных зон и суши.

Представления о генезисе фосфоритов БФ

Обстановка образования фосфоритных пачек трактовалась как обусловленная интенсивным океаническим апвеллингом, стимулирующим химическое осаждение фосфата - в рамках гипотезы В.В. Казакова [46, 47], воспринятой и дополненной на материалах по БФ В. Мак-Келви (по [292]). Дальнейшее развитие этих представлений было дано в ряде последующих работ, объяснявших высокие содержания органического вещества, биогенного кремнезема и кальцита, происходящих из морских вод [133, 170, 172]. При этом естественным было сравнение с западными краями современных континентов, где наблюдаются высокодинамичные апвеллинги. Современные континентальные шельфы Перу-Чили и Намибии характеризуются первичной продукцией более 200 мг ОВ (1 см²/год) [114, 145]. Такие высокие значения характерны для холодноводных апвеллингов, обогащенных питательными веществами (преимущественно азотистыми и фосфатными) при их разгрузке в фотической зоне (80-200 м) [133, 177, 274, 291]. Конечный осадок значительно обогащен ОВ, карбонатфторрапатитом, биогенным кремнеземом и карбонатом [181, 170]. Именно эти морские компоненты доминируют в объеме пород, составляющих формацию Фосфория [221-233]. Комплексы конодонтов и брахиопод формации Фосфория дали в последнее время дополнительные указания на обстановку отложения в относительно холодном море [291].

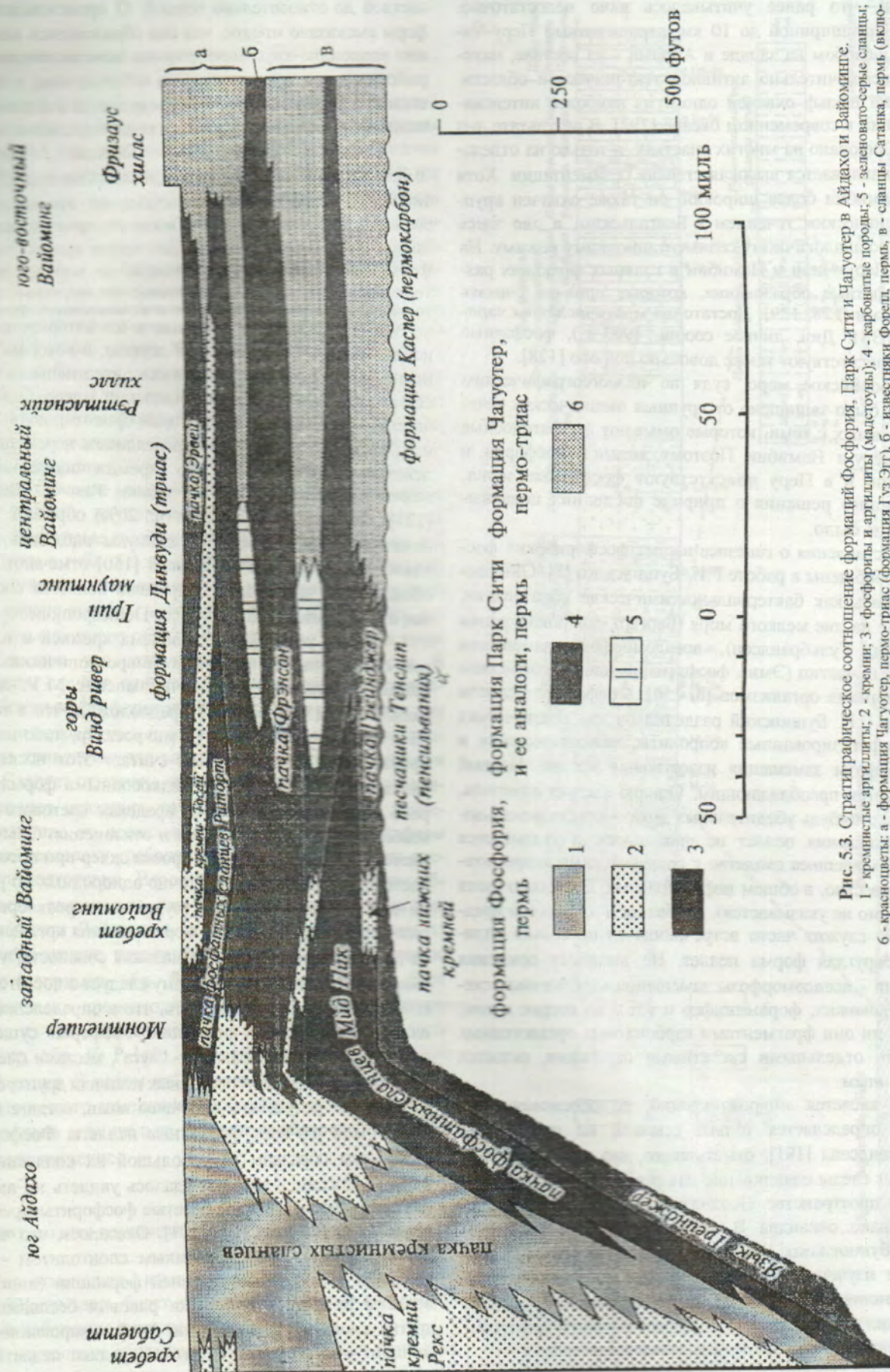


Рис. 5.3. Стратиграфическое соотношение формаций Фосфория, Парк Сити и Чагуотер в Айдахо и Вайоминге.
 1 - красные аргиллиты; 2 - фосфориты и аргиллиты (мадстоун); 4 - карбонатные породы; 5 - зеленоватые-серые сланцы;
 6 - известняки Форелл, пермь, в - сланцы Сатанка, пермь, в - известняки Гуэ-Эгг (формация Гуэ-Эгг); б - известняки Форелл, пермь, в - сланцы Сатанка, пермь (включая "язык" карбонатных пород эквивалент известняка Миннеахты [150, С. 3])

Однако несомненны и существенные различия между Фосфорийским морем и вышеупомянутыми фосфатносными шельфами, что ранее учитывалось явно недостаточно. Шельф Перу шириной до 10 км, ограниченный Перу-Чилийским желобом на западе и Андами - на востоке, находится в исключительно активной тектонической области. Этот узкий шельф охвачен одним из наиболее интенсивных течений в современном океане [292]. В результате дно здесь эродировано на многих участках, и только на отдельных устанавливается высокая степень седиментации. Хотя шельф Намибии более широкий, он также охвачен крупным океаническим течением - Бенгальским, и дно здесь подвержено аналогичному седиментационному режиму. На шельфах Перу-Чили и Намибии в главных фракциях развита фосфатная образования, которые принято считать нодулярными [128, 129]. Достаточно многочисленны карбонаты (В.И. Дин, личное сообщ. 1993 г.), фосфатные пеллеты присутствуют также довольно широко [128].

Фосфорийское море, судя по палеогеографическим факторам, было защищено от крупных океанических течений, сравнимых с теми, которые омывают фосфатносные шельфы Перу и Намибии. Поэтому, хотя и в Фосфории, и в Намибии, и в Перу присутствуют фосфатные зерна, определенного решения о природе последних пока выработано не было.

Представления о генезисе пеллет фосфорийских фосфоритов обобщены в работе Г.И. Бушинского [8]. Они рассматривались как бактериально-химические образования, возникшие на дне мелкого моря (Бергер), микроконкреции (Мансфилд, Гульбрандсен), псевдоморфозы замещения известковых частиц (Эми), фосфатизированные копролиты мелких морских организмов [8, 150]. Фосфатные пеллеты Фосфории Г.И. Бушинский разделил на три таксономических типа: фосфатизированные копролиты, микроконкреции и псевдоморфозы замещения известковых частиц. Первый тип считается преобладающим. Однако следует отметить, что сколько-нибудь убедительных доказательств фекального происхождения пеллет не приводится, а указывается лишь на их внешнее сходство с современными копролитами, как известно, в общем нефосфатными. Возможно (хотя на это прямо не указывается), основанием для такого предположения служит часто встречающийся несколько удлиненная, округлая форма пеллет. Не вызывает сомнения третий тип - псевдоморфозы замещения карбонатных скелетов (иглокожих, фораминифер и т.д.), но вопрос о том, являются ли они фрагментами карбонатных органических пород или отдельными скелетными остатками, остается невыясненным.

Что касается микроконкреций, то обоснование их природы определяется только ссылкой на наблюдения Р. Гульбрандсена [181], отметившего, что некоторые пеллеты несут следы сдавливания как результат роста в ограниченном пространстве. Неоднозначность такой интерпретации, однако, очевидна. В частности, хотя бы из замечания Г.И. Бушинского, который, опираясь на большой личный опыт изучения разных конкреций на Русской платформе, резонно указывает на то, что они не несут следов сдавливания и этот признак не может служить критерием отличия микроконкреций от фекальных пеллет.

Обычное строение оолитов БФ следующее: некоторый центр - ядро и несколько (от одной до восьми) обвивающих его тонких концентрических оболочек. Центром служат фосфатная пеллета, зерна кварца, зубы и другие часто во-

тажные обломки органических остатков, сами оолиты и их обломки. Оболочки различаются по окраске - от более светлой до относительно темной. О происхождении таких форм высказано мнение, что они образовались химическим или коллоидно-химическим путем на илистом дне Фосфорийского моря, причем, судя по наблюдениям, в его мелководной зоне, поскольку сопровождаются окатанными песчинками и галькой фосфорита, иногда кварцевыми песками.

Изучение фосфорийских образцов, проведенное Э.А. Школьником еще до исследований их под СЭМ [101], показало, что фосфатные обособления, несомненно находящиеся в положении *in situ*, но не в форме пеллет (зерен), характерны, видимо, только для части кремнистых пород формации. В карбонатных и глинистых породах встречаются только пеллеты. Следует отметить, что инситные фосфоритовые слойки-линзы имеются и в пеллетных фосфоритах, но они специально не описаны, а их интерпретация пока неоднозначна. Те кремнистые породы, в которых имеются инситные фосфатные выделения, несомненно, являются спонголитами и состоят из скоплений макро-, но большей частью - микросклер, с некоторой ориентировкой по длинным осям, что говорит об определенном перемещении под действиями течений. То, что кремни Фосфории существенно спонголиты, известно давно. Так, Р. Шелдон (по [121]) указывает, что в части (до 20%) образцов кремней некоторых пачек Фосфории спиккулы наблюдаются визуально. Е. Крессман и Р. Свенсон [150] отмечают, что преобладающая часть (до 2/3) кремней является спонголитами, сложными губками класса Demospongiae.

Однако природа части объема кремней и их некоторых слоев остается при оптико-микроскопических исследованиях невыясненной. Логично мнение М.У. де Лобенфельза (по [150]), который предположил, что в таких случаях кремни состоят либо из микросклер, либо из остатков кремнистого планктона. Как считает этот исследователь, указанные губки являются мелководными формами и широко развиваются только в пределах светового слоя (до изобаты 50 м), хотя имеются и отклонения. Обычно отмечается определенная ориентировка склер при преобладании часто крупных форм, достаточно однородных по размерам, но все же обычно присутствуют и микросклеры. Общей оценкой палеоусловий для формирования кремней являются глубины менее 50 м, нормальная соленость, умеренная скорость течения [150]. Поэтому следует с достаточной степенью достоверности признать, что в определенные интервалы формирования формации Фосфории существовали громадные губковые колонии - "луга", местами сменявшиеся накоплением более глубоководных глин или других осадков.

Новые результаты получены нами, когда с помощью СЭМ были изучены фосфатные пеллеты Фосфории - по отдельным образцам из небольшой их коллекции, имевшейся в России, - впервые удалось увидеть их внутреннее сложение. Были изучены богатые фосфориты преимущественно из пачки Мид Пик [101]. Оказалось, что часть пеллет сложена фосфатизированным спонголитом - полным аналогом нефосфатных кремней формации (иногда такие пеллеты включают и остатки раковин беспозвоночных); другая сложена фрагментами фосфатизированного неламинного микробного мата. Нередкие пеллеты с концентрическими оболочками оказались вполне аналогичными онколитовым образованиям.

Эти интересные результаты, которые будут подробно описаны ниже, стимулировали дальнейшие (уже совмест-

и и
боле
таки
ески
Фосфо
мелко
и пес
АМИ.
енно
[101]
нахо
сред
пороз
ечень
фори
дитах
пок
еютс
нотс
ьпе
и по
цест
и (п
мней
визу
пре
пита
кото
недо
обсн
слу
ткво
сль
ши
(до
гме
ни
рам
ше
ют
нна
сте
тер
вал
исс
в.
ьк
п
ев
нес
ст
ел
ьм
ик
х)
на
н-
ь-
но
т-

ые российско-американские) исследования на материалах Геологической службы США.

Материал и методика изучения

Как отмечено выше, первой партией исследованного фосфоритового из материала Фосфория явились образцы из пачки Мид Пик (нижний фосфатный горизонт) и пачки Рекс (обозначены по принадлежности к какой-либо ее части). Во вторую фазу изучения фосфорийского материала включены образцы из трех разрезов формации, расположенных в широтном профиле через штаты Айдахо-Вайоминг (рис. 5.1, 5.4). Образцы по этим разрезам подбирались из коллекций, отобранных в 1950-х гг. при изучении формации Фосфория группой американских геологов под руководством В. Мак-Келви, в том числе разрез Лейкридж-стратиграфический разрез № 102 по скважине № 43-29-Г,

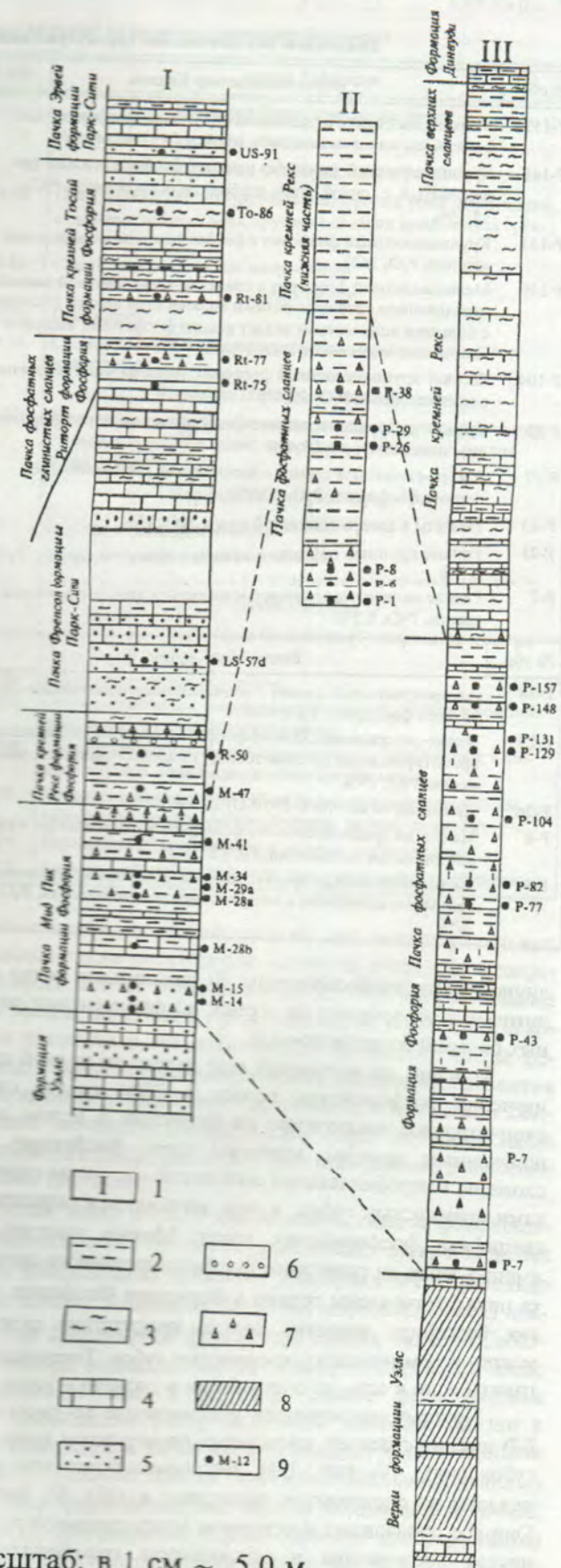
изученный Р. Шелдоном с соавторами [256]; Мад Спринг - разрез № 7, лот 1351, описанный Т. Чиней с коллегами [257]; разрез Монтгомери Канвон - разрез № 31, лоты 1207 и 1236, изучавшийся Ф. Армстронгом и Р. Гульбрандсоном с соавторами [220].

Схематические колонки по этим разрезам с указанием местоположения изучавшихся образцов показаны на рис. 5.4. Некоторые сведения о строении, составе этих образцов даны в табл. 5.1. Из нее видно, что стремление охватить изучением максимально широкий интервал естественно привело к тому, что исследованию подверглось довольно большое число образцов, количество пеллет в которых не велико, что создало определенные трудности. В дальнейшем следует ориентироваться на образцы сравнительно богатых фосфоритов. Как и в других случаях, из образцов изготовлялись прозрачные шлифы, которые подвергались травлению для раскрытия внутреннего строения пеллет. Следует отметить, что большая часть использованных образцов оказались трудными объектами для изучения, в отличие от исследованных образцов первой фазы изучения, поскольку требовали значительно большего времени для подготовки. Вероятно, это связано с рядом обстоятельств, включая то, что часть образцов представлена черном (разрез Лейкридж), а также тем, что образцы из известняков очень свежие, несывстрелые, ибо сильно выветрелые образцы (например, обр. № Р-104 просто рыхлый) дают исключительно превосходную картину. Часть образцов отобрана из зон интенсивного тектонического напряжения (например, обр. № Р-148), что отрицательно сказывается на препарации. В целом же степень перекристаллизации, а также вторичного замещения карбонатом, редко кремнеземом довольно значительна во многих образцах, что тоже затрудняло изучение.

Результаты изучения

Как отмечалось, изучение проводилось в два этапа [101, 102], но здесь будет дана их обобщенная характеристика во избежание повторений.

В изученных образцах (см. табл. 5.1, 5.2) присутствуют пеллеты (зерна) различного характера и, как и в ранее охарактеризованных районах, они сложены разными группами фоссилий: а) фрагментами фосфатизированных микробных, наиболее часто неламальных матов, раз-



Масштаб: в 1 см ~ 5,0 м

Рис. 5.4. Стратиграфические колонки по изученным разрезам (рис. 5.1) с указанием места отбора и номера изученных образцов (по материалам Геологической службы США, с упрощением):

1 - номера разрезов; 2 - аргиллиты, алевро-глинистые сланцы; 3 - кремнистые породы; 4 - карбонатные породы (преимущественно доломиты); 5 - песчаники, часто кварцевые; 6 - конгломераты; 7 - фосфориты и высокофосфатные породы; 8 - кварциты; 9 - местоположение и номера изученных образцов

Некоторые литологические характеристики изученных образцов по разрезам формации Фосфория

Разрез Монтишер Каньон		Разрез Мад Спринг	
№ обр.		№ обр.	
P-157	Мелкопеллетный (с отдельными крупными) фосфорит с алевролитовым заложением, P_2O_5 16,6%	P-1	Среднепеллетный фосфорит, некоторые пеллеты с оболочкой, присутствуют фосфатные онкоиды, биокласты. Цемента почти нет, P_2O_5 28%
P-148	Крупнопеллетный, почти без цемента, фосфорит сильно трещиноватый, с тонкой сетью карбонатных прожилков, P_2O_5 33,15%	№ обр.	Разрез Лейкридж
P-131	Крупнопеллетный фосфорит с фосфатным цементом заполнения пор, P_2O_5 36%	US-91	Кварцевый песчаник с карбонатным цементом, небольшие, реже крупные пеллеты, P_2O_5 3,9%
P-129	Мелкопеллетный фосфорит с глинисто-алевролитовой массой, чередованием слоев с разным количеством пеллет. В слоях с большим количеством пеллет цемент фосфатный, алевролитовых частиц очень мало, P_2O_5 17,4%	To-86	Кремень доломитовый, редкие мелкие пеллеты, P_2O_5 1,3%
P-104	Рыхлый крупнопеллетный фосфорит, пеллеты чаще угловатые, слабокатаные, P_2O_5 29,4%	Rt-81	Чередование доломита и слоев мелкопеллетного фосфорита. Пеллеты с оболочками (редко), цемент доломитовый, P_2O_5 15%
P-82	Средне- до крупнопеллетного фосфорит с глинисто-алевролитовым цементом, P_2O_5 23,4%	Rt-75a	Мелкопеллетный фосфорит, участками большое количество частично фосфатных биокластов (макросклеры и др.), сильная карбонатизация, P_2O_5 23%
P-77	Алевро-глинистый сланец с прослоями среднепеллетного фосфорита, P_2O_5 10,6%	Rt-77	Доломит с редкими мелкими пеллетами и фосфатными биокластами, P_2O_5 5%
P-43	Пеллеты в алевро-глинистой массе, P_2O_5 1,5%	LS-57d	Доломит с зернами кварца, рассеянными пеллетами, P_2O_5 6%
P-21	Редкие крупные пеллеты в алевро-глинистом сланце, P_2O_5 0,3%	R-50	Спонголит (черт) с редкими пеллетами, P_2O_5 6%
P-7	Редкие мелко-среднезернистые пеллеты в алевро-глинистом сланце, P_2O_5 0,3%	M-47	Правномерно-обломочный фосфорит - от мелких пеллет до крупных модулей и пород типа фосфатных алевролитов, кремней, цемент фосфатный и кремнистый. Сильное окремнение, P_2O_5 23%
№ обр.	Разрез Мад Спринг	M-41	Алевро-глинистый сланец, с редкими, несколько обогащенными мелкими пеллетами, P_2O_5 0,57%
P-38	Алевро-глинистый сланец с подчиненными прослоями пеллетного фосфорита, P_2O_5 10,4%	M-34	Алевритый углеродисто-глинистый сланец, с вытянутыми по слоистости мелкими пеллетами, P_2O_5 19%
P-29	Мелко- до среднепеллетного фосфорит, пеллеты удлиненные, ориентированные по слоистости (?) в алевро-глинистом заполнении, P_2O_5 19%	M-29a	Мелкопеллетный фосфорит с прослоями алевритового углеродисто-глинистого сланца, с редкими кварцевыми зернами, P_2O_5 23%
P-26	Примерно то же, что P-29, P_2O_5 16,4%	M-28a	Мелкопеллетный фосфорит с алевритым глинистым заполнением, P_2O_5 20%
P-8	Мелко- до среднепеллетного фосфорит, часть сланца в алевро-глинистом заполнении, P_2O_5 21,5%	M-20b	Алевритый углеродисто-глинистый сланец с рассеянными мелкими-средними пеллетами, P_2O_5 11%
P-6	Мелкопеллетный фосфорит, пеллеты удлиненные, ориентированные по слоистости в алевро-глинистом заполнении, P_2O_5 27%	M 15	Пеллетный, отчасти онкоидный фосфорит, существенно карбонатизированный, P_2O_5 15%
		P 12	Разновеликий, от мелких до крупных пеллет, часто онкоидный фосфорит, небольшое замещение карбонатом, P_2O_5 30%

личной конкретной структуры; б) онколитами, редко онколитовыми оболочками на зернах; в) фрагментами различных раковин беспозвоночных.

Конечно, на настоящей ещё далеко не последней стадии изучения фосфорийских пеллет в СЭМ трудно сделать окончательное заключение по формации в целом, но, по полученным данным, наиболее часто фосфатные зерна сложены микробиальными сообществами, затем спонголитами кремнистых губок, в чем заключается определенная специфика фосфорийских зерен. Можно заметить, что наличие зерен из типичного фосфатно-алевролитового спонголита пока установлены только в формации Фосфория, в других бассейнах известно только присутствие отдельных макро- или микросклер кремнистых губок. Типичные спонголиты если и есть, то очень редки в сложении зерен.

Поэтому мы начинаем рассмотрение природы пеллет БФ именно с пеллет, сложенных спонголитом кремнистых губок (табл. V, фиг. 1-4). Несколько более измененные пеллеты из спонголитов приведены в табл. V, фиг. 5, 6. Они все образованы в основном микросклерами губок, но иногда встречаются и макросклеры кремнистых губок (табл. V, фиг. 7). Иногда микросклеры сохраняются весьма превосходно, позволяя приблизиться к палеонтологическому определению губок (табл. V, фиг. 8-10). Редко встречаются зерна из фрагментов карбонатных губок, подобных тем, что были установлены в фосфоритах бассейна Джорджина (табл. V, фиг. 11, 12).

Чтобы завершить рассмотрение участия в строении пеллет беспозвоночных, отметим относительно частое при-

сутствие их различных раковин (табл. V, фиг. 13-17), в том числе скелетных фрагментов кораллов.

Группа зерен из микробиальных сообществ относительно разнообразна и притом весьма распространена. Сравнительно не очень часты типичные онколиты (табл. V, фиг. 18, 19). Детали строения их центральных ядер иллюстрируются табл. V, фиг. 20, 21. Пример развития очень тонких онколитовых оболочек на зернах изображен в табл. V, фиг. 22 (зерно сложено спонголитом). Наиболее часты разноориентированные нити со сложным или близким к параллельному расположением (табл. V, фиг. 22-27). Несколько менее часты тубулярные формы с тонкими бугорками (табл. V, фиг. 28-30). Типично сетчатые формы приведены в табл. V, фиг. 31. Как и в фосфоритах КФБ, довольно много пеллет с шарообразными формами, причем среди них имеются и крупные - до 80 мкм в диаметре (табл. V, фиг. 32, 33). Изредка устанавливаются сочетания таких шарообразных форм с нечетко проявленными микробиальными сообществами скорее тубулярного характера (табл. V, фиг. 34). Оригинальные кокковидные формы включенные в фосфатный в перекристаллизованный матрикс (дополнительно осажженный фосфат), не очень часты (табл. V, фиг. 35, 36). Более распространены гроздевидные скопления кокковидных форм микробиальных матов, возможно, типичных бактерий (табл. V, фиг. 37-39). Весьма интересны изолированно встречающиеся отдельные формы, размером до 10 мкм, с тонкой структурой поверхности скорее всего планктонные (табл. V, фиг. 40-43). И, наконец, не очень редки своеобразные пузырьчатые ткани (табл. V,

Органические остатки, образующие пеллеты в изученных образцах по разрезам формации Фосфорин

Таблица 5.2

№ обр.	Разрез Монтпельер Каньон	№ обр.	Разрез Лейкридж
	Формация Фосфория: пачка фосфатных сланцев		Формация Парк Сити: пачка Эрвей
P 107	Сетчатые круговые сечения неизвестных организмов (био-класты)	US 91	Редкие тела губок, пористые ткани
P 108	Сетчато-трубчатые водоросли; некоторые зерна с оболочками пористые ткани; колонии кокковидных организмов	To 86	Преобладают сетчато-трубчатые водоросли, реже шаровидные; отдельные макросклеры, круговые сечения неизвестных организмов
P 109	Шаровидные водоросли; редкие зерна с оболочками	Rt 81	Спонголиты, отдельные макросклеры
P 129	Пористые ткани; сетчато-трубчатые водоросли		пачка Риторт
P 104	Преобладающие сетчато-трубчатые, реже пористые ткани, шаровидные водоросли	Rt 77	Спонголиты
P 102	Сетчато-трубчатые и реже шаровидные водоросли	Rt 75	Спонголиты (?) перекристаллизованные; много отдельных макросклер
P 77	Пузырчатые ткани; редкие макросклеры; трубчатые водоросли, биокласты		Формация Парк-Сити: пачка Френсон
P 43	Сетчато-трубчатые водоросли	LS 57d	Круговые сечения неизвестных организмов, концентрического строения; пористые ткани; шаровидные водоросли; редкие макросклеры
P 21	Сетчато-трубчатые водоросли; отдельные микросклеры		Формация Фосфория: пачка Рекс
P 7	Отдельные микросклеры; пористые ткани; нечетко шаровидные водоросли	R 50	Пористые ткани, спонголиты
№ обр.	Разрез Мад Спринг	M 34	Перекристаллизованный спонголит
	Формация Фосфория: пачка фосфатных сланцев	M 47	Круговые сечения, что в LS 57d; сетчато-трубчатые водоросли
P 38	Шаровидные водоросли ?		пачка Мид Пик
P 29	Шаровидные сетчато-трубчатые водоросли: круговые сечения отдельных неизвестных организмов (биокласты), пористые ткани, редкий спонголит	M 41	Пузырчатые ткани, редкие биокласты (?), шаровидные микроорганизмы
P 26	Шаровидные водоросли с редкими микросклерами; пористые ткани; круговые сечения неизвестных организмов (биокласты)	M 29a	Сетчато-трубчатые водоросли
P 8	Пористые ткани, отдельные микросклеры: неясные органические остатки	M 28a	Сетчато-трубчатые, шаровидные водоросли, иногда в комбинации; редкие отдельные микросклеры
P 6	Сетчато-трубчатые водоросли; отдельные онкоидные образования	M 20в	Сетчато-трубчатые, шаровидные иногда в комбинации; колонии округлых кокковидных микроорганизмов
P 1	Сетчато-трубчатые и шаровидные водоросли; фрагменты кораллов; зерна с оболочками; изредка отдельные микросклеры	M 15	Отдельные макросклеры губок; нечеткие сетчато-трубчатые водоросли с редкими микросклерами, редкий спонголит
		M 14	Онкоидные образования, редкие зерна с оболочками
		M 12	Сетчато-трубчатые водоросли; отдельные пеллеты с оболочками

фиг. 44). Кроме того, установлены фосфатизированная древесина (табл. V, фиг. 45), отдельные микроорганизмы.

Обсуждение полученных результатов и заключение

Могут ли быть фосфорийские пеллеты фекальными образованиями, как предполагал Г.И. Бушинский? Применив к их типу, представленному фосфатными спонголитами кремниевых губок, эта проблема может быть рассмотрена более подробно. Как известно [48], у таких губок сравнительно немного врагов. Прекрасной защитой им служит минеральный скелет, состоящий из тонких игл, а также неприятный запах и выделения. Некоторые моллюски, голотурии, ракообразные паразитируют на губках или внутри их, но существенного вреда им не приносят, несмотря на то что Demospongiae являются преимущественно колонизаторными формами. Поэтому очень трудно предположить возникновение большого числа протяженных слоев фекальных комков мощностью в несколько метров в результате выедания губковых "дугов". Вместе с тем если идея о фекальных пеллетах верна, то остается неопределенным вопрос о фосфатизации таких пеллет. В то же время изучение в СЭМ не свидетельствует о пропуске спонгиозного ила через пищеварительный тракт. Поэтому представляется, что идея о фекальных пеллетах должна быть оставлена, тем более что современные фекальные комки нефосфатны сколько-нибудь значительно изначально. Что касается пеллет из фрагментов микробных сообществ,

то, хотя признаки воздействия на них пищеварительных процессов также отсутствуют, остается некоторая неопределенность в этом отношении, поскольку микробные маты иногда могут быть привлекательной пищей для некоторых организмов, но возможность появления массы фекальных продуктов в специфических обстановках развития матов кажется совершенно нереальной, и необходим подходящий механизм фосфатизации. При изучении мезокайнозойских фосфоритов эта проблема рассмотрена более детально (см. ниже).

Итак, имел место процесс накопления и фосфатизации существенно губковых отложений, микробных матов; фосфатизация протекала участками, в сравнительно ограниченных, локальных (но очень многочисленных) центрах, где сохранялись фрагменты мягких тканей. Собственно говоря, возникали макро- и микроконкреции в массе органогенного ила, и в этом смысле представления Р.А. Гульбрандсена [181], возможно, наиболее близки к реальности, хотя и не во всем совпадают с полученными данными. Перемыв этих не полностью литифицированных отложений формировал уже пласты пеллетных, а точнее, зернистых фосфоритов. Таким образом, именно пласты фосфорита и спонголитового кремня Фосфорин, а не глинистого сланца, как считается, наиболее генетически близки и связаны друг с другом. Если справедливо мнение, что фосфорийские губки очень мелководны, то апвеллинг не играет даже косвенной роли в формировании фосфоритов Фосфорин (с учетом того, что выше 50-метровой изобаты его действие не проявляется). К тому же явные признаки накопления кремнистого планктона, которые должны быть

связаны с воздействием апвеллинга, пока не установлены. Но некоторые шарообразные и со скульптурой формы могут быть планктонными, но развитыми, скорее, в лагунах, озерах вместе с матами.

Следует отметить, что сам процесс фосфатизации губковых отложений широко распространен (примеры известны в меловых отложениях Русской платформы, силуре Дальнего Востока и многих других местах), но нигде этот процесс, видимо, не был столь грандиозно продуктивным. В этом уникальность пермского фосфатогенеза Фосфорин.

Сейчас становится все более понятным, и настоящая монография подтверждает, что во всех случаях, когда можно получить технически четкую картину, с необходимостью устанавливается органическая природа искомого вещества фосфатных пеллет (зерен) независимо от их формы, размеров. Поэтому общим может быть заключение, что фосфатные пеллеты формации Фосфорин - это фрагменты фосфатизированных микробильных выделений и скелетных биокласт.

Седиментационная картина Фосфоринского бассейна достаточно сложна, поскольку он отвечает шельфу не с очень типичным сочетанием продуктов карбонатного, кремнисто-биогенного и терригенного осадконакопления. При этом он, очевидно, отличается от бассейнов с существенно карбонатными шельфами, состоящих из осадочных циклов, с определенной последовательностью типов горных пород, выдерживающихся на огромных площадях [9], как, например, шельфы позднего докембрия-раннего палеозоя Сибирской платформы. Располагающиеся восточнее синхронные комплексы, включающие гипсы, ангидриты, соли, красноцветы, указывают, однако, на классическую картину карбонатного шельфа, ассоциированного с эвапоритами в низких широтах (аридного, семиаридного климата) [52, 62, 88]. С этим полностью согласуются доминирование в составе пеллет фрагментов микробильных матов, как известно [52, 62] постоянно присутствующих на таких шельфах в суб- и надлиторальных обстановках, а также развитие онколитоподобных образований и зерен с оболочками, в настоящее время обычно распространенных на близлежащих отмелях приливно-отливных побережий. Именно околотиторальные области карбонатных шельфов биологически наиболее продуктивны [52].

Интенсивное кремненакапливание в Фосфоринском море, выраженное мощными, протяженными пластами кремней, усложняет картину чисто карбонатного шельфа и обязано, судя по всему, развитию губковых колоний - "лугов". Размещались они в основном мористее зоны фосфатонакопления, но присутствие в микробильных матах отдельных спикул указывает и на близкие места обитания. Губковые отложения - дополнительный значительный объект фосфатизации и источник пеллет, преимущественно со второй половины фосфоринского времени.

Относительно значительное распространение пеллет, в которых заметную роль играют шаровидные водоросли (?), вероятно планктонные по условиям обитания, скорее отражает, как отмечалось, учитывая тесную ассоциацию с пеллетами из микробильного мата, планктонный комплекс лагун, заливов и т.п., а не шельфа.

Фосфатизация фрагментов скелетов организмов (био-кластов) могла происходить в обеих главных фосфатогенетических обстановках, но отчасти и на стадии формирования слов собственно пеллетных фосфоритов.

Обе главные фосфатгенерирующие обстановки существенно мелководные, особенно микробильные маты. Поэтому понятно, что в этих условиях океанической апвеллинг, даже если и входил в Фосфоринское окраинное море, не мог влиять на преобладающий крайне мелководный фосфатогенез, может быть, только ограниченно в западной части бассейна, но главные фосфатгенерирующие фации выдвинулись скорее всего на восточном краю бассейна.

Необходимые для достаточно высоких темпов седиментации губковых (кремнистых) отложений биогены (кремний, фосфор и другие компоненты), вероятно, поставлялись, как считал Г.И. Бушинский [8], реками, например Палеошедлора, хотя песчаники формации Шедлора скорее бирровые [258, 259], а не дельтовые. Другими факторами, обеспечившими апвеллинг, могли быть интенсивные перемешивания водных масс под действием периодических, особенно северных, зимних ветров, в том числе степных, обычных в окраинных морях, например Японском, приливно-отливные течения, свидетельством присутствия которых могут служить онколиты [52, 62]. Такие предположения отчасти коррелируются с наблюдениями Р. Шелдона (по [251]) о преимущественно северном направлении ветров в Фосфоринском море (по замерам восточной оконечности в пермских золотых песчаниках).

Терригенная седиментация осадков Фосфоринского моря может быть дополнительным обоснованием важной роли речных впадин в этом бассейне. Тонкие алевроитовые фации, вероятно изначально поступавшие с речных стоков, видимо, отлагались на относительно большой глубине (вероятно, максимальной в бассейне) в пеллетных обстановках. Поскольку фосфориты из наиболее крупных впадин практически не содержат заполняющего материала, то это скорее результат отложения в высокоэнергетических обстановках, хотя преобладающие мелко- и среднезернистые фосфориты отчетливо тесно ассоциируют с алевро-глинистыми осадками и заполнением, обнаруживая часто характерную бимодальность классов частиц породы. Поэтому основная масса детритных пеллет, переносимых течениями - как штормовыми, так и приливно-отливными в доньями - в конечном счете заканчивала перемещение в пределах указанных понижений с преобладающей алевро-глинистой и отчасти планктонной седиментацией. При этом в пеллетах совершенно отсутствуют терригенные алевроитовые зерна, хотя в заполнении фосфорита их часто много.

Итак, все указывает на то, что пеллеты действительно являются типичными обломочными зёрнами, и теперь ясно, что в основном они формировались при разрушении, вымывании (под воздействием трансгрессивно-регрессивных циклов или локальной тектонической динамики) соответствующих начальных осадков: накоплений микробильных матов, мелководных, спонголитовых осадков. Части этих осадков, претерпевшие раннедиагенетическую фосфатизацию и соответственно литификацию, давали типичные обломочные частицы, а нефосфатизированная часть осадка просто развевалась, выносилась. В этом смысле фосфатные пеллеты (зерна) - это остаточные частицы от разрушенных, уничтоженных начальных осадочных слоев. Их концентрация течениями, волнениями - завершающая часть природного обогащения процесса, в значительной степени конденсационного.

Возникает очень важный вопрос - почему в Фосфоринском бассейне при в общем обычных, хорошо известных, имеющих изученные современные аналоги обстанов-

еще- По- ел- ре- ый- ой- ции- ни- по- на- ед- ми- ен- оле- он- ст- це- ом- ам- го- ой- го- ав- но-) в- бо- це- ко- и- от- ки- ы- ых- ми- е в- ни- и в- го- но- ис- ни- нв- от- би- ас- ую- ти- на- ом- ас- оч- за- а, в- фо- ст- ов-

... происходило столь грандиозное фосфоритообразование! При этом во многих районах с близкой подобной геологической характеристикой (в том числе и в современную эпоху) фосфатогенез не происходит даже в сколько-нибудь значительных количествах.

Прежде всего следует подчеркнуть, что два крупнейших фосфоритовых бассейна - платформы Янцзы и Каратау (см. выше) - несмотря на различия в возрасте продуктивных толщ, по сути, отличаются от БФ только меньшим количеством кремнисто-губковых накоплений, а все основные особенности характера пеллет, роль алевроитовых составляющих в осадках заметно аналогичны.

Но главное, по-видимому, в другом; если исходить из представления, что для реализации фосфатогенеза необходимы прежде всего высокие скорости седиментации биогенных (материнских) осадков, существенные отличия фосфатоносного шельфового бассейна рассматриваемого типа от нефосфатоносного прежде всего будут заключаться в более высокой динамичности первого: более интенсивная по скорости трансгрессиях и регрессиях, значительная тектоническая активность, в частности наличие мобильного кристаллического фундамента, который в восточной половине Фосфорийского бассейна находится на глубине всего 400-500 м от основания формации [45]. Представляется, что именно такие характеристики присущи фосфори-

тоносному седиментационному бассейну, и это отличает его от многих подобных, но нефосфоритоносных.

Определение природы фосфорийских пеллет позволяет существенно продвинуться в понимании фосфогенетических процессов, происходящих в гигантских фосфоритовых бассейнах, а не только выяснить тип фосфатизируемых органических отложений и организмов. Общая палеогеологическая и седиментационная ситуация в Фосфорийском бассейне такова, что при реальном анализе становится ясным отсутствие какой-либо связи фосфатогенеза с океаническими апвеллингами. Полученные в результате настоящего исследования новые данные вполне согласуются с таким пониманием палеогеографической ситуации в бассейне.

Совокупность имеющихся сведений и полученных данных указывает и на возможные пути перемещения фосфатных пеллет из мест формирования в конечные участки отложения.

Сравнение с такими древними бассейнами, как бассейны платформы Янцзы и Каратау, позволяет находить некоторые общие элементы в природе пеллет, наблюдать иногда черты сходства в деталях. В результате и создается реальная картина фосфатогенеза, типичная для многих фосфоритовых бассейнов на карбонатных шельфах, с дополняющей терригенной и, отчасти, кремнистой седиментацией.

Глава 6. Северо-африканский-ближневосточный фосфоритноносный бассейн (СБФБ)

Э.Л. Школьник, Тан Тяньфу, Е.А. Жезалло, Сюэ Яосон, Юй Цунлю

Введение

В настоящем разделе рассматриваются в широком плане фосфориты очень крупного и важного в экономическом отношении фосфоритноносного бассейна Северной Африки-Ближнего Востока, где ежегодно добывается не менее 30-40 млн т фосфоритовой руды.

В этом обширном регионе промышленные месторождения локализованы в отдельных, иногда довольно ограниченных суббассейнах, характеризующихся как общими, так и вполне специфическими особенностями (в том числе возрастом фосфоритов, составом ассоциируемых отложений, историей развития), но в целом относящихся к южной периферии Тетиса и восточной - Палеосицилии. Фосфориты формировались преимущественно в красных континентальных морях и обширных окраинных заливах. Между фосфатноносными суббассейнами разновозрастных и даже литологически подобные отложения не содержат сколько-нибудь заметных концентраций фосфатов, что заставляет предполагать, помимо прочего, важную роль и тектонического контроля формирования месторождений фосфоритов.

Хотя для всех месторождений характерен преобладающий зернистый тип фосфоритов (по терминологии, принятой в России), чрезвычайно интересным представлялось сравнить характер зерен из максимально большего числа месторождений, районов такого обширного региона, используя для их изучения СЭМ.

В принципе такое изучение началось с 1980-х гг. впечатляющими пионерскими работами Д. Соудри с коллегами [264, 265, 267, 268], которыми установлено, что ламин-

ные, незернистые фосфоритовые линзы в фосфоритах Негевы, Израиль, состоят из микробных матов - трубчатых и кокковидных форм микрофитов. Подобное строение имеет иногда и фосфатный цемент богатых зернистых фосфоритов этого района. К. Даханаяке и В. Крумбейн [152] указали на присутствие в зернистых фосфоритах месторождения Джебель Онк, Алжир, зерен с концентрическими оболочками различных размеров, включающих микробные маты: в центре - переплетение трубчатых форм типа мицелий грибов, водорослей, а по периферии - онколитовые оболочки. Они показали, что природа фосфатных зерен может устанавливаться только при травлении шлифов/образцов слабыми кислотами. Отмечено, что аналогичные микробные маты также присутствуют в составе матрикса зернистых фосфоритов, а зерна с онколитовыми оболочками могут формироваться в таких матах без перемещения, окатывания.

Ю.В. Миртов, Ю.Н. Занин с соавторами [58] указали на присутствие микробных форм в зернистых фосфоритах месторождения Бенгерир, Марокко. Анализ привидимых ими многочисленных снимков, однако, показывает, что в подавляющем большинстве случаев сфотографировались уже сильно измененные образцы с ультрамикросталлической структурой, и это часто исключало возможность установить природу зерен. Лишь в образце с месторождения Таиба, Сенегал, хорошо видны, наряду с биоклестами гастропод, зерна из фораминифер.

В результате этого внимание было обращено главным образом на формирование фосфатных зерен за счет биогенных микробных матов, что верно отчасти, но далеко не полно, как будет ясно из изложенного ниже.

Сравнительно недавно Л. Прево [239] установила с помощью преимущественно оптической микроскопии в фосфатных зернах фосфоритов месторождения Гантоу, Марокко, значительный комплекс органических остатков, включая кокковидные (несомненно, фрагменты соответствующих матов, подобных широко распространенным во многих фосфоритах мира - указание авторов), дезикладидиновые водоросли, а также фораминиферы, диатомиты, радиолярии, спонголиты, многочисленные фрагменты раковин беспозвоночных, обильные обломки скелетов позвоночных. Весьма часты зерна с оболочками, но редки онколиты. Вместе с тем отмечено присутствие большого числа бесструктурных зерен, природа которых осталась нерасшифрованной. И это обусловило, вероятно, отсутствие главного вывода о том, что фосфатные зерна являются замещенными фосфатом биологическими остатками, отмечается только их важное значение в формировании фосфоритов месторождения.

Неоднократно указывалось на значительную роль в составе фосфатных зерен фосфоритов СБФБ копролитов, хотя конкретные количественные подсчеты их давали оценки в пределах от 0 до 10-20% общего объема. В изучении их заметный вклад внесли М. Ламбуа с соавторами [202, 203]. В личном сообщении (1996 г.) он подтвердил их сравнительно скромную количественную роль в сложении фосфоритов.

В связи с получением новых данных, значительных уточняющих представления о природе фосфатных зерен в фосфоритах ряда крупнейших месторождений мира, стало необходимым широкое изучение и фосфоритов СБФБ с применением апробированной методики для получения достаточно объемлющей картины.

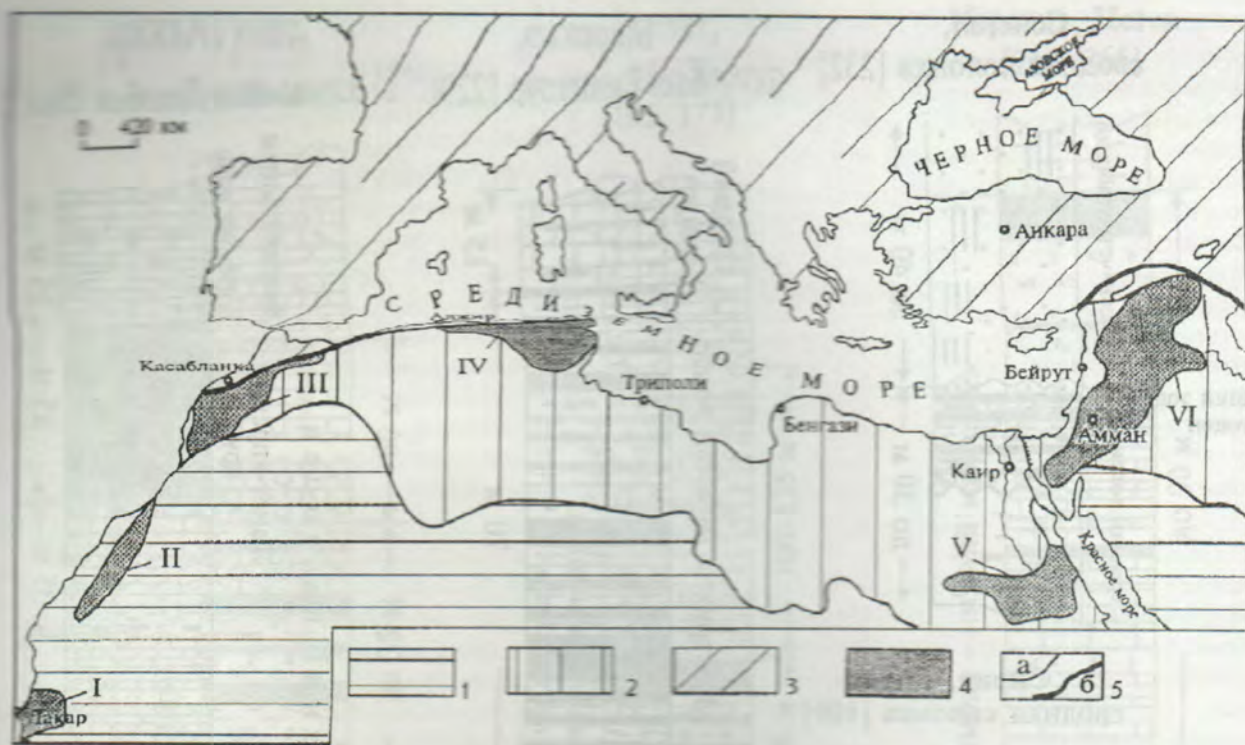


Рис. 6.1. Схема размещения фосфоритоносных районов в Северо-Африканском-Ближневосточном бассейне [18].

1 - кратон (устойчивая часть платформы); 2 - прогибающаяся часть платформы; 3 - орогенетический пояс; 4 - фосфатоносные суббассейны: I - Сенегальский, II - Мавританский, III - Марокканский, IV - Алжиро-Тунисский, V - Египетский, VI - Иордано-Сирийский; 5 - границы: а - кратона и прогибающейся части платформы, б - орогенетического пояса

Краткая геологическая характеристика региона

В российской литературе имеются сравнительно полные характеристики геологии и фосфоритов СБФБ, прежде всего в работах В.И. Покрышкина [64]. Значительно более полные сведения излагаются во многих статьях зарубежных специалистов, в сжатом виде обобщенных в 3-м томе "Фосфоритовые месторождения мира", в результате выполнения 156-го проекта МПГК "Фосфориты" [109, 143, 195, 252, 275]. Кстати, именно в этой сводной работе совершенно не определяется природа фосфатных зерен многочисленных описанных месторождений, что послужило значительным основанием для постановки наших исследований.

Месторождения зернистых фосфоритов СБФБ группируются (с запада) в Сенегальский, Мавританский, Марокканский, Алжиро-Тунисский, Египетский, Иордано-Сирийский и несколько других суббассейнов (рис. 6.1). В настоящем разделе рассматривается только их часть, что обусловлено исключительно наличием в распоряжении авторов соответствующих исходных материалов - образцов фосфоритов.

Общей особенностью СБФБ является приуроченность фосфоритов к двум (грубо) стратиграфическим уровням - кампан-маастрихтскому и палеогеновому (преимущественно эоценовому), причем в некоторых регионах проявлены оба этих уровня, в других только один (нижний или верхний). При этом часто присутствующие нижнемеловые нефосфатоносные комплексы, почти непрерывные до перекрывающего сенона, достаточно сопоставимы регионально. Однако в некоторых регионах, например в Марокканском бассейне в пределах Атласской эпигерцинской молодой платформы, мощности досенонских слоев ничтожны и фосфоритоносные отложения почти непосредственно перекрывают молодой фундамент. В целом фосфориты меловой

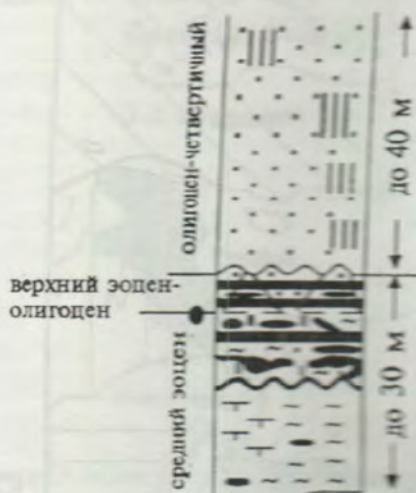
последовательности обычны в верхнем кампане и/или в нижнем маастрихте.

Палеогеновые фосфориты явно тяготеют к западной части бассейна - они известны в Сенегале в среднеэоценовом интервале, в Марокко - ипрский ярус нижнего эоцена, в Алжиро-Тунисском бассейне в верхнепалеоцен-нижнеэоценовом интервале. Восточнее палеогеновые фосфориты достаточно редки. Таким образом, определенная избирательность стратиграфического и, соответственно, пространственного размещения фосфоритов несомненна. Естественно, их концентрации максимальны там, где совпадают оба главных продуктивных уровня, например в Марокко. Поэтому можно считать именно Марокканский бассейн наиболее продуктивным, что в действительности и наблюдается, а соответствующие ему обстановки - наиболее адекватно благоприятными для фосфатогенеза. Если можно так выразиться, он является типовым при оценке генетических проблем фосфатогенеза в СБФБ.

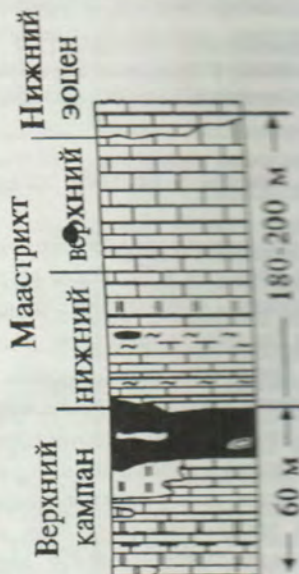
Стратиграфические колонки обобщенных разрезов месторождений, суббассейнов, фосфориты которых изучались нами, приводятся на рис. 6.2. Они дают необходимые сведения о возрасте и литологии продуктивных отложений. Из рис. 6.2 видно, что имеется определяющая тенденция омоложения этих отложений к западу - побережью Атлантики и отчасти к северо-западу в области Тетиса.

Ассоциация пород, слагающих фосфоритовую последовательность, в общем близка, но в деталях довольно разнообразна. Главную роль играет комплекс карбонатных (различные известняки и доломиты), глинистых (разнообразные глины, аргиллиты, глинистые сланцы) и алевритовых пород, а также их смешанные разновидности - мергели. Изредка существенна роль кремнистых пород, реже песчаников, в том числе глауконитовых. Определенную палеогеографическую окраску придают иногда присутствующие,

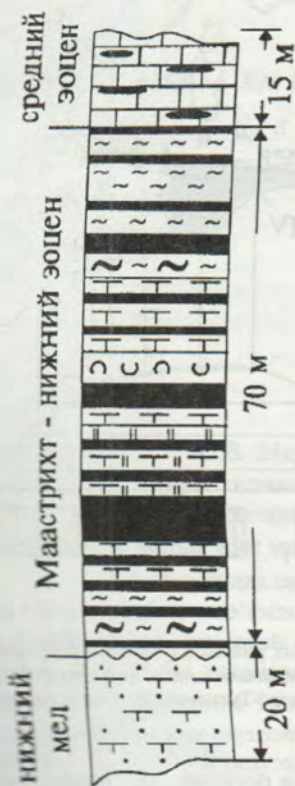
Сенегал,
сводная колонка [232]



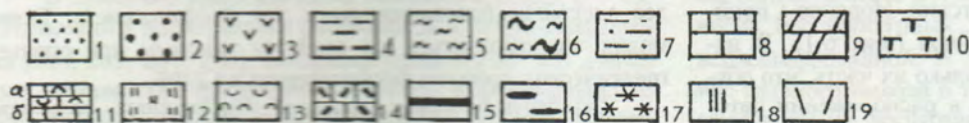
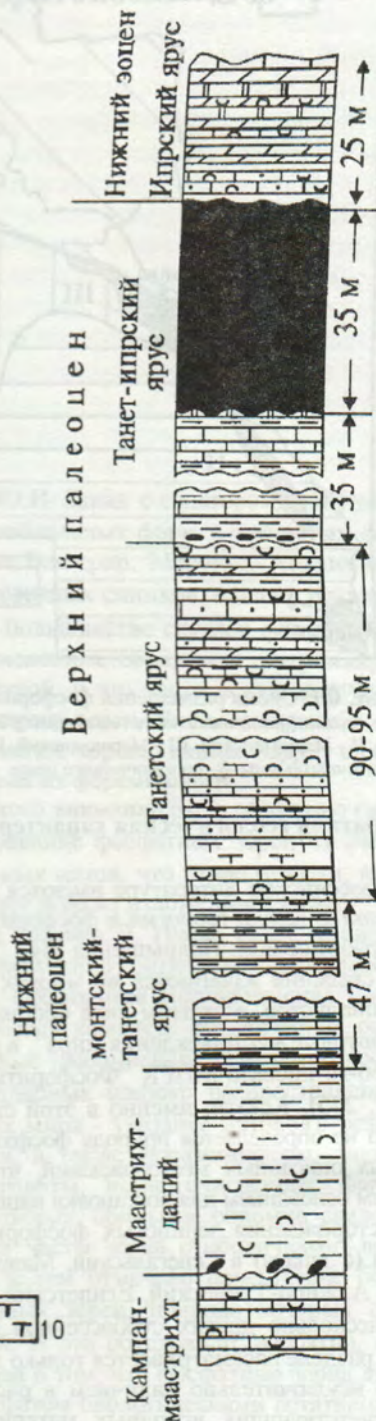
Сирия,
сводная колонка [109]



Марокко,
бас. Гантоур [229]



Алжир,
м-ние Джебел Онк [143]



но чаще латерально замещающие фосфатоносные серии, гипсоносные породы, красноцветные (пестроцветные) пелиты, реже эвапориты, указывающие на аридные или, отчасти, полуаридные климатические условия.

Глинистые породы, по крайней мере частично, могут относиться к черносланцевой, битуминозной фациям, в том числе застойных бассейнов. Изредка развиты палыгорскитовые (аттапульгитовые) глины.

Известняки и доломиты различны по обстановкам отложения - от почти прибрежных, ракушняковых отложений баров и банок, особенно часто устричных, вплоть до планктоногенного (мало-фораминиферового) мела. Хотя в некоторых районах развиты осадочные кремнистые породы, но часты и явления окремнения. Остатки кремнистого планк-

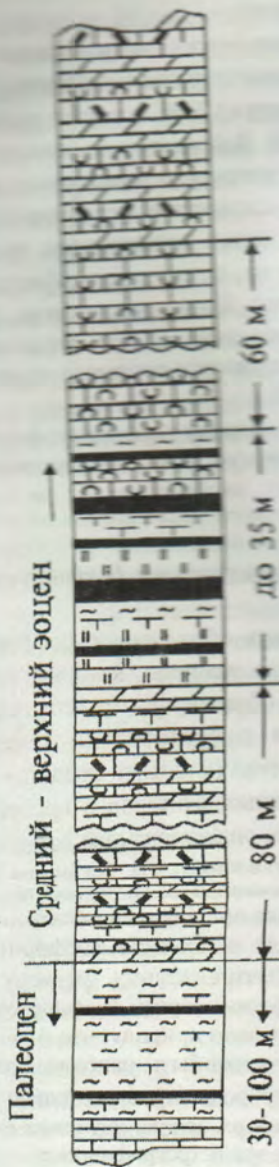
тона иногда присутствуют даже в матрице зернистых фосфоритов [143].

В последнее время была подчеркнута крайне высокая биопродуктивность фосфатоносных морей Тетиса [216].

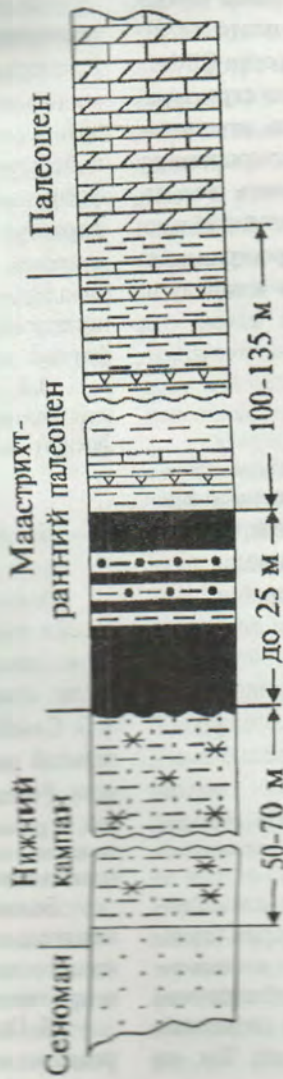
Палеогеографические условия и тектонические особенности

Палеогеографические обстановки фосфатонакопления в общем отвечают условиям шельфовых морей аридных зон, но в деталях разнообразны. Фосфатогенез проявился относительно глубоко вдающихся широких заливах Тетиса на молодую эпигерцинскую платформу (Марокко); в кра-

Тунис,
Средняя колонка [275]



Египет,
м-ние Абу Таргур
[195, 173]



Израиль, Негев
[264, 265]

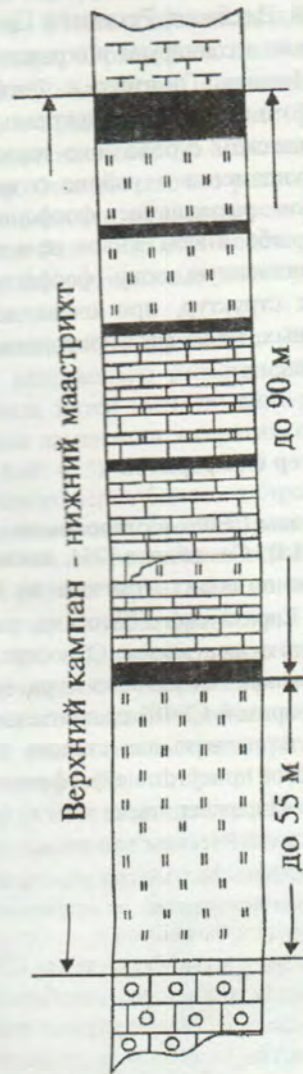


Рис. 6.2. Схематические стратиграфические колонки продуктивных и вмещающих отложений некоторых суббассейнов СБФБ.

1 - песчаники; 2 - глауконитовые песчаники; 3 - алевриты; 4 - сланцы, в том числе черные; 5 - глины; 6 - битуминозные глины; 7 - песчаные сланцы; 8 - известняки, мел; 9 - доломиты; 10 - мергеля; 11 - известняки; а - устричные, б - биокластические; 12 - кремни, флинты, порцелланы; 13 - ракушечники; 14 - гипсы и гипсоносные породы; 15 - фосфориты зернистые; 16 - фосфатные сланцы, жила, фосфатизация пород; 17 - пестрые сланцы; 18 - иерасы; 19 - латеритизация

ных эпиконтинентальных морях, заложенных на древнем кристаллическом основании Сахаро-Нубийского кратона (Египет, Израиль и др.); в активных достаточно глубоких прогибах (Сирия); в перикоеанических впадинах Атлантиды (Сенегал). В результате создается общая довольно мозаичная картина при достаточно близком седиментационном, палеогеографическом фоне этих разнородных структур. Если учесть, что в регионе значительные пространственно сопряженные площади развития аналогичных отложений не несут заметной фосфатизации, то становится понятным, что существуют достаточно узкие управляющие причины, обуславливающие появление столь же локализованных экономически ценных фосфоритов.

В общем, вероятно, справедливо суждение [18, 64], что СБФБ располагается на тектонически активизирован-

ных окраинах Африканско-Аравийской платформы и Атласской подвижной молодой эпи платформенной области. Достаточно активные тектонические подвижки, главным образом разломного характера, типичны для перикоеанических прогибов (например, в Сенегале), и их нельзя не учитывать. Всегда отмечалась важная роль таких структур, как "палеостров Кассерин" в Алжиро-Тунисском суббассейне, контролирующем размещение фосфоритов этого района. Достаточно специфична лишь тектоническая обстановка сенонских фосфоритов Северо-Синайской (Израиль) и Пальмирской (Сирия) - явно складчатых зон платформенного чехла, особенно характерных для Пальмирид. Она еще требует достаточно серьезного изучения и анализа.

Если считать, как в ряде выше и ниже охарактеризованных фосфоритоносных бассейнов, важной роль текто-

нических поднятий фундамента, то в СБФБ, прежде всего для Марокканского суббассейна, можно привести соответствующие примеры: массивы - высходы герцинского фундамента: Западный, Джебилет, Рехамна и Центральный - достаточно определено ассоциируют и ограничивают в конце концов "заливы" Мескала, Ганятуур и Фосфатного плато [229]. Напомним - это наиболее продуктивный суббассейн СБФБ.

В Египетском суббассейне тектонические структуры поднятия фундамента в районе оазиса Дахла отчетливо контролируют размещение фосфоритов месторождения Абу-Тартур, ибо ничем иным нельзя объяснить весьма строго ограниченную зону фосфатомышления: только вблизи этих структур, при очевидном распространении одновозрастных, но не фосфоритовых слоев к западу и востоку от них.

Характер фосфоритов

Фосфориты СБФБ в отечественной литературе, начиная с работ Я.В. Самойлова [71], именовались зернистыми. Такой термин позволил отличать их от мелкокристаллических фосфоритов Каратауского бассейна, хотя фактически различия не столь существенны. Относительно подробно изучая фосфориты многих районов мира, мы можем отметить, что для фосфоритов СБФБ сравнительно часто, хотя и не всегда, характерна меньшая степень сортированности по размерам, частое присутствие фосфатных обломков зерен - интракластов. Поражает также иногда обилие внешне диагностируемых в оптическом микроскопе различных биокластов (зубы, кости, фрагменты раковин), в столь относительно большом количестве не встречающихся в зернистых фосфоритах других бассейнов.

В целом зернистые фосфориты СБФБ довольно бледны, хотя, кроме естественных колебаний в размерах зерен, соотношений количества бесструктурных зерен и биокластов и т.д., четко отличаются разности с преобладающим онкоидных структур и зерен с оболочками от разностей, состоящих существенно из бесструктурных зерен. Так, на месторождении Джебел Онк (по [143]) фосфатные осадки (вернее, онколиты) и зерна в оболочках составляет до 20-50% всех зерен, фосфатизированные раковины и копролиты - 2-20%, бесструктурные пеллеты - только 5-25%.

Примесь терригенных частиц, в том числе зерен кварца, обычно невелика, как собственно и относительно редко матрикс фосфоритов бывает алварито-глинистым. Иногда встречаются зерна глауконита и зерна выделения гипса, ангидрита.

Поэтому совокупное количество бесструктурных фосфатных зерен вместе с онколитами, зернами с оболочками составляет обычно не менее 70-90% общего объема всех зерен.

Фосфатные биокласты распространены хотя и широко, но отчетливо неравномерно, иногда практически отсутствуют. Фрагменты раковин беспозвоночных в общем считаются не очень частыми, лидирующее место у костных остатков позвоночных, в том числе зубов. Существующие утверждения [36] о копролитовой природе подавляющего большинства фосфатных зерен СБФБ не имеют фактических оснований, даже если изучение ведется только в оптическом микроскопе. Нам неизвестны примеры, когда изучавшие конкретное месторождение специалисты оценивали бы количество возможных копролитовых зерен более чем в

20% общего числа фосфатных зерен фосфоритов. Изучение в СЭМ показало, что и такие оценки, видимо, весьма завышены, что вполне коррелируется с мнением М. Ламбуа (см. выше).

В свете проведенного исследования особо следует подчеркнуть имеющиеся редкие указания о присутствии в некоторых фосфоритах СБФБ зерен из планктонных фораминифер [143, 239]. Действительно, иногда можно наблюдать в оптический микроскоп зерна такого же размера, как и бесструктурные, сложенные фораминиферами, а также фосфатные интракласты, включающие несколько особей фораминифер и зерна, состоящие из фосфатизированного диатомита (см. ниже). К сожалению, этим фактам не придавалось особого внимания, но, как показали проведенные исследования, они отражают реальную природу части фосфатных зерен СБФБ.

Заполняющий матрикс зернистых фосфоритов СБФБ карбонатный, кремнистый (часто, несомненно, вторичный) фосфатный.

Представления о генезисе фосфоритов

Идеи о причинах образования фосфоритов СБФБ в России имеют особую историю, которая, однако, определенно согласуется с общемировыми тенденциями. Именно после ознакомления с фосфоритами Северной Африки Я.В. Самойлов [71] стал развивать представления о значительной роли биогенных факторов в процессе фосфатогенеза. Решающая роль апвеллинга для отложения фосфоритов, в рамках представлений А.В. Казакова [46, 47], затем заметно модифицированных Г.Н. Батуриным [4], неоднократно использовалась при изучении фосфоритов СБФБ.

Больше, чем для каких-либо фосфоритов мира, применительно к рассматриваемому региону выдвигались представления о фосфатных зернах фосфоритов, как имеющих копролитовую, фекальную природу, что отмечалось выше.

Л. Прево [239], может быть, наиболее близко подошла к решению проблемы природы (а следовательно, и происхождения) фосфатных зерен на основе изучения фосфоритов Марокко. Она отметила, что петрографическое изучение показало: многие апатитовые зерна в целом или частично биологического происхождения. Вместе с тем образование других, бесструктурных, зерен может быть вызвано аккрецией или агрегацией, а также псевдоморфизмом и, в согласии с С. Риггсом, отмечается, что они могут быть и комплексом разных пород. Однако допускается, что бесструктурные зерна могут представлять сильно, неоднократно измененные диагенетическими процессами фрагменты первично-биологического происхождения. Налицо, хотя и ясный, но недостаточно полный прогресс в решении проблемы.

Совершенно очевидно, что для принципиального решения генетической проблемы необходимо было получить полное и достаточно строгое представление о природе фосфатных зерен, без которого любые рассуждения были бы в значительной степени спекулятивными.

Материал

Исследовано около четырех десятков образцов ряда месторождений региона из коллекции, представленной Э.А. Егановым, а также в разные годы - Н.А. Красильни-

... К.В. Удальцов, А.И. Юдиным, В.И. Покровский
... исследуемый материал ограничен не
... что не весь собран авторами лично, но и
... на два его отбора не представлялось настоящее исследование. Сейчас также стало очевидным, что для каждого
... необходимо изучение многих десятков образцов с целью воссоздания полной картины развития в
... в по разрезу (времени) вариаций строения
... в источниках их формирования. Такую работу можно
... на основе специальных целенаправленных
... соответствующие геологические службы стран СБФБ войдут большую пользу
... исследований в будущем содействовать их проведению. Сейчас наша задача более скромна: принципиально показать тот спектр данных, что был получен, рассмотреть его как общую принципиальную картину природы этого крупнейшего фосфоритиноносного бассейна.

Обычно изученные образцы характеризуют либо одно место фосфоритов на месторождении, либо несколько тел. Такая привязка не всегда была возможна, так как отбор образцов проводился не специально для данного исследования. Тем не менее в целом получилась достаточно широкая и, видимо, вполне представительная качественная, но не количественная картина, т. е. общие оценки степени распространения тех или иных типов зерен не могут быть точны и, очевидно, подвергнутся при детальном исследовании определенной корректировке.

Результаты изучения

Полученные результаты сведены в табл. 6.1, где даны описания образцов в том объеме, насколько это было возможно, характер строения фосфатных зерен и биокластов, исследуемых иногда и без СЭМ. В редких случаях посткристаллизационные изменения (перекристаллизация) были значительны настолько, что первичный характер зерен установить не удалось, но в подавляющем большинстве случаев можно было получить вполне однозначные данные. Сделана значительная серия фотографий, но привнесла их незначительная часть, скорее, типовые снимки, исключительно широкой гаммы деталей и нюансов.

Имея аналогичного характера информацию по большому числу крупнейших фосфоритиноносных бассейнов мира, можно провести сравнение характера зерен СБФБ в этих бассейнах.

Первое общее заключение, вытекающее из проведенного исследования фосфоритов СБФБ, - все фосфатные зерна, что были диагностированы, сложены фрагментами биогенных осадков, отдельных фоссилий. В этом отношении они, скорее, являются биокластами. Однако часть из них, как биокласты, вполне диагностируется при изучении в оптическом микроскопе и мы, теперь уже только условно, называем за ними такой термин. Основное внимание было уделено именно тем частицам, природа которых в обычном микроскопе не устанавливается, но прекрасно видна в СЭМ.

Итак, оказалось, что все фосфатные зерна являются фрагментами биогенных структур, т.е. фрагментами фоссилий. Это полностью соответствует данным по другим крупнейшим фосфоритиноносным бассейнам мира, но конкретные типы фоссилий, слагающие зерна, оказались в целом несколько иными, чем в других регионах.

Сравнительно немного зерен, представленных фрагментами строматолитов (табл. VI, фиг. 1-3); скорее, это микростроматолитовые постройки. Редкая встречаемость зерен из строматолитов - общая особенность для всех зернистых фосфоритов мира. Фрагменты неламинарированных матов синие-зеленых водорослей несравненно более часто встречаются и, в принципе, в объеме фосфатных зерен СБФБ составляют не менее 50-60% всех диагностированных структур. Они достаточно разнообразны, и здесь просто нет возможности привести всю гамму нюансов и различий, тем более что для некоторых регионов СБФБ подобные микробиальные маты уже описывались (см. выше).

Одной из разновидностей фрагментов микробиальных матов является неправильно разветвленная система отдельных и сгущенных нитей (чехлов) синие-зеленых водорослей без признаков ламинации, напротив, определенно хаотичная (табл. VI, фиг. 4, 5).

Общий вид крупного зерна близкого строения, а также множества зерен, сложенных фрагментами матов близкого и иного, вплоть до онколитового, строения даны в табл. VI, фиг. 6, 7. Изредка в зернах мата тонкого переплетения филаментов присутствуют фрагменты раковинных фоссилий (табл. VI, фиг. 8); они же присутствуют в виде отдельных зерен, наряду с онкоидными зернами (табл. VI, фиг. 9). Зерна с присутствием в микробиальном мате debris диатомовых (?) совместно с зернами с онкоидными структурами приводятся в табл. VI, фиг. 10. Фосфатизированные маты сложного петельчатого строения выполняют в пустотах в остатках (табл. VI, фиг. 11), правда без признаков сверления, подобно описанному в [268], иногда являясь и частью матрикса. Фрагменты микробиального мата иррегулярной структуры приведены в табл. VI, фиг. 12. Изредка, кроме собственно зерен из фрагментов микробиальных матов, встречаются линейно вытянутые фосфатизированные колонии микробиальных клеток (табл. VI, фиг. 13), а также переплетение тонких (менее 1 мкм) цианобактериальных чехлов с острыми окончаниями (табл. VI, фиг. 14, 15). Вообще разнообразие характера чехлов нитей микробиальных матов весьма широко. Иногда они имеют вид совершенно внешне-ориентированных ветвистых образований (табл. VI, фиг. 16), не всегда четко очерченных, в сочетании с пористыми тканями (табл. VI, фиг. 17). Изредка замечается почти параллельная ориентировка нечетко разграниченных нитей (табл. VI, фиг. 18). Довольно часто и на разных месторождениях распространена система переплетенных, отчетливо пустых внутри чехлов, напоминающих характерную структуру (табл. VI, фиг. 19-22), с диаметром до 6-7 мкм. Несколько близкое, но все же отличающееся строение микробиального мата, слагающего фосфатное зерно, приведено в табл. VI, фиг. 23. Особую разновидность представляют маты с системой столбчатых, достаточно параллельно ориентированных чехлов с тонким центральным каналом, в сочетании с участками тонких длинных филаментов (табл. VI, фиг. 24-26). Довольно часты конглоидные маты (табл. VI, фиг. 27, 28). Своеобразный рисунок тонкого переплетения чехлов микробиального мата изображен в табл. VI, фиг. 29.

Следует отметить - все приведенные формы и их модификации, которые по техническим причинам представить здесь невозможно, весьма широко распространены в СБФБ и являются главной биологической структурой, слагающей фосфатные зерна этого гигантского бассейна.

Результаты определения в СЭМ характера фосфатных зерен образцов зернистых фосфоритов СБФБ

Сенегал		
Месторождение	№ обр.	Состав зерен
Тиес	Тиес-1	Микробиальные маты (50-60%), фораминиферы (20-30%), карбонатные губки, гастролиты
Марокко		
Месторождение	№ обр.	Состав зерен
Юсуфия пласт 1	121 № 12	Фораминиферы 60-70%, микробиальные маты 5-10%, кокколитофориды, обломки раковин
---	№ 3	Онколиты 10%, карбонатные губки 30%, микробиальные маты 30%, раковины моллюсков, редкие инвазивные оболочки, кости, шарообразные водоросли (?), другие остатки
---	В	Онколиты 10%, редкие зерна с оболочками, микробиальные маты до 20%, участками много костей, редкие диатомиты, обломки раковин моллюсков
---	№ 3	Фораминиферы 60-70%, онколиты 30%, раковин моллюсков, редкие онколитовые оболочки, микробиальные маты
---	А	Карбонатные губки 80%, фораминиферы 40%, оболочки на зернах
Бенгрив	Д	Значительная перекристаллизация, сохранились частично микробиальные маты, участками кости шарообразные
Хурибга пласт 1	16	Значительная перекристаллизация
---	56/46	Копролит
---	56/68	Микробиальные маты, зерна с онколитовой оболочкой (редко), осколки обломков раковин
Тунис		
Месторождение	№ обр.	Состав зерен
Сра-Уртана II пласт	T-5(1)	Карбонатные губки, преобладают микробиальные маты
Низы формации Метлаун	2-T	Фораминиферы, микробиальные маты, раковины моллюсков, кости шарообразные
Гузир (формация Эль-Харья), основной пласт из штольни	T-7-1 (T-71)	Карбонатные губки 75%, микробиальные маты 20%, фораминиферы 15%, обломки раковин
---	13-T	Микробиальные маты 80%, обломки раковин
Формация Метлаун	T-27	Микробиальные маты 70%, редкие радиолярии, обломки раковин 25%
---	T-28	Карбонатные губки 50%, микробиальные маты 50%, редкие диатомиты

Тунис		
Месторождение	№ обр.	Состав зерен
Селья, шахта	34а-T	Радиолярии с микробиальными матами 98%, редкие диатомиты, кокколитофориды
Шахта	34-T	То же
Карьер	35-T	Карбонатные губки 60%, фрагменты радиолярий в неясной массе 40%, редкие кокколитофориды
Соуар, VII пласт фохорита	T-31	Микробиальные маты с радиоляриями, редкие диатомиты
Алжир		
Месторождение	№ обр.	Состав зерен
Джебел-Онк VI пласт	15-T	Трубчатые микробиальные маты 60%, отдельные радиолярии, диатомиты
Средняя часть продуктивной пачки	23-T-2	Доминируют микробиальные маты, редкие радиолярии, фораминиферы в онколитовой оболочке
---	23-T	Доминируют фораминиферы, часто в оболочке, немного онколитов, довольно много обломков раковин, редкие диатомиты
---	23-T-1	Сильная перекристаллизация
VII пласт	24-T	Доминируют карбонатные губки, микробиальные маты 10%, фораминиферы 10%, редкие раковины
Египет		
Месторождение	№ обр.	Состав зерен
Абу-Тартур	Е	Карбонатные губки и микробиальные маты, редкие кости
---	Е-3	Микробиальные маты и карбонатные губки, редкие шарообразные водоросли (?), кости, бактериальные остатки
---	Е-2	Карбонатные губки 80%, редкие микробиальные маты, обломки раковин, кости
---	Е-3	Карбонатные губки 80%, строматолиты, раковины
---	Е-1	Микробиальные маты 80%, кости 15-20%, макросклеры губок
Эль-Мухамед	56/55	Микробиальные маты, обломки раковин, онколитовые оболочки на зернах (редко)
Сирия		
Месторождение	№ обр.	Состав зерен
Эрхейм	С-4	Микробиальные маты, раковины моллюсков, другие раковины
---	С	Микробиальные маты 80%, раковины, в том числе моллюсков
Кнейсиф	56/44	Микробиальные маты, обломки раковин

Напротив, онколиты (табл. VI, фиг. 30) распространены не очень широко и большей частью в переотложенном состоянии. Инситуных онколитовых слоев, подобно известным в фосфоритах региона Янцзы и в формации Фосфория, в СБФБ не установлено. Напротив, зерна с оболочками (табл. VI, фиг. 31) довольно часты в СБФБ, на что ранее указывалось [152], но, по нашим наблюдениям, далеко не в каждом суббассейне, месторождении они устанавливаются.

Исключительно резко отличается фосфориты СБФБ от рассмотренных выше фосфоритов более древних бассейнов относительно широкое развитие фосфатных зерен, включающих фораминиферы, нанофоссилии, диатомиты, радиолярии (радиоляриты?). Конечно, распределение и количественные соотношения весьма варьируют, тем не ме-

нес имеются образцы, где зерна из фораминифер, например, составляют подавляющее большинство.

Иногда и оптически можно наблюдать зерна не только из отдельных, но и из серии фораминифер (табл. VI, фиг. 32), в том числе часто и в оболочках. Поэтому можно полагать, что исходный осадок являлся в данном случае нано-фораминиферовым илом, столь часто развитым на внешнем шельфе - верхней части склона в приэкваториальных широтах [52]. При этом в одном образце могут быть фосфатные зерна из фораминифер и микробиальных матов (табл. VI, фиг. 33).

Различный характер фораминифер, присутствующих в зернах, изображен в табл. VI, фиг. 34-38. Следует отметить, что изредка присутствуют зерна с оболочками, включающие в ядро фораминиферы (табл. VI, фиг. 37), приче-

... могут быть и не только онколитовыми, а ... осадок в це ... частое при ... степени ... до отдельных кокколлитов ...

Несколько реже, но в некоторых образцах довольно часто, даже составляя значительную часть зерен (табл. VI, фиг. 42), присутствуют последние, состоящие из значительного количества диатомей. Вероятно, мы имеем дело в этом случае с фосфатизированными диатомитовыми илами (табл. VI, фиг. 42-46). Интересно их сравнение с современными фосфатизированными диатомитовыми илами шельфа Гамбиа (см. ниже). Вероятно, можно полагать, что и здесь имеет место не только фосфат замещения, но и вытеснения пространства между отдельными панцирями диатомей. Однако гантелеобразные и подобные формы здесь не наблюдались. Вероятно, отчасти присутствует и детрит отдельных особей, возможно, вследствие различных процессов разрушения.

Менее часты радиолярии (табл. VI, фиг. 47), в виде как отдельных форм, так и, вероятно, даже радиоляритов. Многие подобные формы не очень четко диагностируются (см. ниже).

Несколько удивительным оказалось присутствие, иногда очень широкое, фрагментов тел карбонатных губок класса *Ipsosia* (табл. VI, фиг. 48-51), подобных установленным в бассейне Джорджина, отчасти и в формации Фосфоритов (см. выше). Такая повторяемость говорит о том, что подобные карбонатные губки - довольно характерный биологический фосфоритоносных бассейнов.

Достаточно велико разнообразие различных скелетных фрагментов, которые могут быть также фосфатизированными, но и фосфатными изначально (костные остатки беспозвоночных). Примеры раковин беспозвоночных (некоторые из последних могут относиться к моллюскам) приведены в табл. VI, фиг. 52-55. Устанавливается присутствие скелета макро- и микросклер кремнистых губок (табл. VI, фиг. 56, 57). Целый ряд, скорее, планктонных форм неясного систематического положения приведен в табл. VI, фиг. 58-60. Интересен факт присутствия раковин головоногих моллюсков или гастропод, внутри которых находятся зерна из фрагментов различных органических остатков - от кембрифер до бактериальных матов, в том числе с явлениями обрастания ими зерен (табл. VI, фиг. 61).

Специально выделен по внешним признакам и изучен в СЭМ копролит (табл. VI, фиг. 62). Следует обратить внимание на внутреннюю гомогенизированную структуру, что вполне соответствует известным наблюдениям М. Ламбуа (см. выше).

Обилие, но только иногда, в фосфоритах фрагментов скелетов позвоночных достаточно характерно (табл. VI, фиг. 63).

В целой серии фотографий (табл. VI, фиг. 64-76) мы приводим примеры различных фосфатизированных фоссилий систематического положения которых не ясно. Возможно, в ряде случаев это радиолярии (табл. VI, фиг. 64-66).

Конечно, многие органические структуры в случае изложенных диагенетических и метаморфических процессов определить просто невозможно (табл. VI, фиг. 77-79). Тем не менее это обстоятельство не может быть основанием для спекулятивных заключений о том, что вывод об органическом характере зерен фосфоритов касается только изученных образцов. Все фосфориты изучить в СЭМ просто невозможно, а измененные разности и бессмысленно.

Есть одно свойство зернистых фосфоритов, которое говорит в пользу защищаемых идей: если они не окислены и не очень сильно изменены, то они постоянно черные из-за распыленного органического вещества, в том числе и все те, что дают определенную биологическую структуру в зернах. Понятно, что если такие зерна обладают заметной концентрацией органического вещества, то оно не что иное, как остаток от соответствующей биологической структуры. Черный цвет мало- или неизмененных фосфоритов является внешним свидетельством их биологической природы.

Из приведенных данных отчетливо следует, что все идентифицированные по внутреннему строению фосфатные зерна изученных образцов (помимо явно перекристаллизованных) обладают неоспоримыми признаками определенного биологического вида, по массе которого прошла фосфатизация. При этом отсутствуют признаки переработки этих фоссилий при прохождении через пищеварительный тракт, что полностью отвергает представления [36] о преобладающей копролитовой природе большей части фосфатных зерен СБФБ. Поскольку в изученных шлифах не были обнаружены явные зерна с возможной копролитовой природой, то пришлось специально (из достаточно слабо сцементированных образцов) визуально наметить и выделить фосфатное зерно удлиненно-цилиндрической формы длиной до 1,0 см, до 0,4 см в поперечнике, имеющее гофрированную поверхность, из которого был приготовлен шлиф по той же методике и способу обработки, что и остальные (именно его фотография в СЭМ дана в табл. VI, фиг. 62 - на ней отчетливо видно достаточно гомогенное внутреннее строение, при отсутствии чего-либо подобного изложенному выше). Представляется, что приведенный фактический материал вполне позволяет убедиться в том, что подавляющая часть фосфатных зерен СБФБ являются не копролитами, фекальными частицами, а по сути - фосфатными псевдоморфозами по различным биогенным образованиям.

Обсуждение полученных результатов. Некоторые следствия

В сравнении с вышеприведенными в настоящей работе результатами исследований по определению природы фосфатных зерен фосфоритов докембрийско-палеозойских фосфоритоносных бассейнов мира, фосфориты СБФБ оказались достаточно специфичными, что позволяет наметить определенные развивающиеся тенденции и сохраняющиеся консервативные элементы.

Конечно, прежде всего подтверждается принципиальная общая картина - все фосфатные зерна, если они не затронуты перекристаллизацией, проявляются как фрагменты фосфатизированных органических остатков - биологических сообществ и скелетных частей беспозвоночных.

Сохраняется и общая тенденция - преобладание фосфатных зерен, представленных фрагментами микробиальных матов (преимущественно из сине-зеленых водорослей). Присутствуют, как всегда в относительно подчиненном количестве, фосфатные онколиты, но обычно не *in situ*, при относительно ограниченном распространении онколитовых оболочек на зернах различного характера. В целом такие фосфатные компоненты в строении преобладают, и относительный их объем, вероятно, достигает 50-60% от общего числа зерен, но в конкретных регионах, месторождениях соотношения широко варьируют (см. табл. 6.1).

Другой важной группой фосфатных зерен является детрит фосфатизированных скелетных частей и подобных структур различных беспозвоночных, как диагностируемых в оптическом микроскопе, так и устанавливаемых в СЭМ. Полнота картины завершается присутствием первично фосфатных частей скелетов позвоночных.

Соответственно можно сформулировать общее заключение: все индивидуализированные бесструктурные в оптическом микроскопе зерна зернистых фосфоритов СБФБ действительно представляют собой продукты фосфатного замещения или, в крайнем случае, отложения на биологических структурах, а также (значительно реже) изначально фосфатные фрагменты скелетов позвоночных. Теперь понятно, что все фосфатные зерна фосфоритов рассмотренных фосфоритоносных бассейнов мира являются именно таковыми по своей природе. Можно утверждать, что это общая глобальная закономерность, без учета которой любые рассуждения по вопросам фосфатогенеза следует считать принципиально ошибочными. По сути, мы имеем дело с псевдоморфным, очень тонким и обычно достаточно полным (в размерах встречаемых частей) процессом замещения фосфатом с сохранением тончайших деталей (на ультрамикроскопическом уровне) первичной структуры биологических образований, предположительно на очень ранних стадиях после отмирания соответствующих организмов (другими словами - репликацией по органической матрице).

Если обратиться к тем специфическим особенностям, которые отличают фосфориты СБФБ от рассмотренных фосфоритоносных бассейнов мира, то можно считать их главной отличительной чертой, при даже несомненно относительном преобладании зерен из микробильных матов, что, как теперь ясно, ранее очень верно отмечено Д. Сигурри и другими исследователями [264, 265, 267, 268], участие в строении зерен нано-фораминиферовых, диатомовых и радиоляриевых ассоциаций - отчетливо планктонных ассоциаций, преимущественно развитых в областях внешнего шельфа и склона. Причем первая ассоциация играет количественно и по частоте встречаемости наиболее заметную роль. Как известно, она обычно характеризует соответствующие условия низких широт, преимущественно в зонах апвеллинга.

Остальные органические остатки, которые ретрашируются фосфатом (если не считать иногда относительно обильного раковинного материала беспозвоночных и, главное, костей, зубов), аналогичны ранее рассмотренным фосфоритоносным бассейнам и, в принципе, в этом отношении поразительно консервативны. Ассоциация микробильные маты-онколиты-онколитовые оболочки на зернах подобна настолько, что, кажется, отсутствует какая-либо эволюция, хотя отличия, видимо, имеются, но могут быть выявлены лишь специалистами. Сейчас важно рассмотреть проблему, которая возникает в связи с сочетаниями в СБФБ в одном месторождении, пласте, часто и шифре, фосфатных зерен из совершенно различных по условиям обитания биологических групп: планктонных организмов, которые накапливаются чаще на внешнем шельфе - материковом склоне, и отчетливо мелководных, вероятно, отчасти и надлитеральных (микробильные маты, онколиты, онколитовые оболочки, карбонатные губки и, вероятно, по крайней мере частично, раковинный детрит моллюсков и т.п.). При этом мелководная ассоциация характеризует карбонатные шельфы скорее аридных, семиаридных и, с

долей вероятности, достаточно увлажненных низкоширотных климатических зон. Что касается планктонной ассоциации, то она лишь отчасти явно низкоширотная. Диатомово-радиоляриевые комплексы могут интерпретироваться и как характерные для более высоких широт, хотя и обусловленные достаточно холодными апвеллингами (подобными современному Перуанскому течению), но с разгрузкой в низких широтах.

Относительно планктонной ассоциации можно полагать, что ее фосфатизация в общем приближении соответствует представлениям, развитым Г.Н. Батуриным [7]. Для ее нано-фораминиферовой части хорошим масштабным примером-аналогом могут служить фосфатизированные нано-фораминиферовые отложения на гайотах Западной Пацифики (см. ниже), формирование которых можно объяснить только в связи с местными подъемами вод [13].

Определенный дуализм обстановок-источников поступления фосфатных зерен пока отчетливо характерен только для СБФБ. Это еще раз подчеркивает, что (может быть, исключая только отчасти онколиты и онколитовые оболочки на зернах) все оптически бесструктурные фосфатные зерна являются типичным обломочным материалом, испытавшим транспортировку, хотя и в различной степени. Именно поэтому в основной своей части зернистые фосфориты и следует считать обломочными породами, определенными аналогами алевролитов-псаммитов, которые возникают за счет разрушения внутрибассейновых осадков: с фрагментацией, выветриванием, транспортировкой по дну бассейна. В этом отношении они являются типично обломочными, лаговыми образованиями, отражающими этап конденсации ранее накопленных осадков. Такая интерпретация вполне соответствует полученным данным.

Условия относительно локального накопления фосфатных зерен в мощной толще преимущественно быстро отлагавшихся биогенных осадков требуют, с одной стороны, условий для жизни (всегда, микробильные, других организмов и т.д.) в относительном погружении бассейна, т. е. определенной динамики, - с другой. Через относительно непродолжительное время необходима смена знака движения на положительный, что обеспечит стадию разрушения, но последняя может быть вызвана и понижением уровня моря. Высокая биологическая продуктивность, как известно, обеспечивается апвеллингом для нано-фораминиферовых, диатомовых и подобных отложений. Но высокая биологическая продуктивность областей формирования прибрежных матов сине-зеленых водорослей также хорошо известна [52].

Относительно локальная тектоническая активность вертикальной направленности наиболее оптимально обеспечивается перемещениями блоков сравнительно неглубоко залегающего гранитно-метаморфического фундамента СБФБ дает прекрасные примеры такой ситуации для месторождений Марокко, Туниса, Алжира, Египта, Сенегала, Турции, Ирака и ряда других стран, хотя в некоторых случаях ясных признаков таких обстановок нет (например, в Сирии), что еще требует объяснения или специального изучения.

Таким образом, можно подчеркнуть, что полученные данные требуют нового серьезного осмысления, для чего полезно будет рассмотреть в рамках дискуссии некоторые возможные варианты.

Фосфориты гайотов западной приэкваториальной области Тихого океана (Магеллановы горы, регион Маркус-Неккер, Императорский хребет)

Э.Л. Школьник, Тан Тяньфу, Сюэ Яосон, Юй Цунлю

Введение

На многих сотнях гайотов Мирового океана к настоящему времени установлены фосфатные породы, содержащие до 30-33% P_2O_5 [6, 7, 13]. Известные с 1950-х гг., они неоднократно описывались, но достаточно полное понимание их сущности определяется только сейчас [13]. Однако до сих пор некоторые специалисты, занимающиеся изучением преимущественно фосфоритов суши, не рассматривают их в качестве вполне нормальных фосфоритов. И это не удивительно, ибо они - не стандартные зернистые, наиболее широко известные фосфориты, а в основном первичные, инситные, которые не претерпели фрагментацию и превращение в слоисто-скопления фосфатных зерен. Но они могут быть вполне подобны тем отложениям, которые продуцировали в конечном счете фосфатные зерна из фораминифер и кокколитов в СБФБ. Такое соответствие и определило необходимость их характеристики в настоящей работе, особенно после того, как стала известна природа фосфатных зерен СБФБ. Это тем более необходимо, поскольку оценка фосфатогенеза на гайотах только Западной Пацифики [13, 106] показала его значительные масштабы.

Здесь нет необходимости очень полно характеризовать геологическое строение гайотов, характер фосфоритов и т.д., поскольку подробная информация по этим вопросам имеется в недавно опубликованной монографии [13], к которой мы отсылаем заинтересованного читателя. Здесь же кратко, но необходимо полно остановимся на основных чертах проявления фосфатогенеза на гайотах, важных для понимания начального фосфатного концентрирования, предшествующего процессу формирования фосфатных зерен и из них - пластов зернистых фосфоритов. Может быть, нигде в мире не сохранились в таких масштабах фосфаты именно начальной, инситной стадии, великолепно представленные не только в рассматриваемом регионе, но и во многих других районах Мирового океана.

В западной приэкваториальной Пацифике фосфатность в основном связана с отложениями планктонных нано-фораминиферовых осадков, которые преимущественно начинают формироваться с мела и продолжают по настоящее время включительно; некоторые еще недостаточно точные данные говорят о возможности подобной ситуации и в юре. Но доминирующий возраст фосфатных отложений, вполне соответствующий главному этапу фосфатогенеза в СБФБ, Северо-Кордильерском бассейне Латинской Америки, нужно рассматривать не столько как подтвер-

ждение мел-эоценовой фосфатогенетической эпохи, но, прежде всего, как проявление глобальной экспансии нано-фораминиферонового планктона в Мировом океане, в общем не окончившейся и по настоящее время.

Именно такая, почти исключительно биогенная, седиментация, дополняемая только местными обломками пород гайотов, проявляется в разных видах конечного отложения фосфатов. На плоских площадках вершинных поверхностей гайотов - в виде слоев в различной степени фосфатизированных нано-фораминиферовых известняков, иногда включающих различное количество обломков вулканитов подводной горы (так называемые фосфатные брекчии). Но если вершины гор сложены пористыми, кавернозными или трещиноватыми базальтами или плотными известняками, несущими трещины, то все эти пустоты могут заполняться тем же нано-фораминиферовым илом, в том числе и неоднократно, который может полностью или частично фосфатизироваться. На начальной стадии погружения подводных гор под уровень океана нано-фораминиферовые осадки могут ассоциировать с различными бентосными без позвоночными - двусторчатками, кораллами и т.д.; довольно часты фрагменты скелетов позвоночных (рыб). Современные рыхлые нано-фораминиферовые осадки плоских вершин гайотов, находящихся сейчас на глубинах 1-5-3,0 км, не фосфатизированы, следовательно, фосфатизация происходила в осадках на заметно меньших глубинах.

Поскольку стенки привершинных поверхностей гайотов обычно достаточно обрывистые и, естественно, такими были рансе, это вызывает их постоянное обрушение, с образованием свалов из обломков всех типов пород, слагающих верхнюю часть гайота, на более отлогих участках склона. Именно такие обломки (по сути - валуны) покрываются железо-марганцевыми корками, содержащими концентрации Co, Ni, Cu, Pt, являющимися объектами первоочередного внимания. Наши знания о фосфоритах гайотов в основном базируются на изучении таких обломков, поднятых драгами, дночерпателями. Глубоководное бурение на гайотах пока произведено в единичных пунктах [60], сравнительно малоинформативно. Тем не менее в изученных весьма многочисленных валунах, размер которых обычно около 10-20 см по длинной оси, максимально до 40-50 см, часто видно чередование фосфатизированных и нефосфатизированных участков. Нередко отдельные валуны почти полностью фосфатизированы. Если текстуры слоистые, то распределение таких фосфатизированных

участков в общих чертах следует слоистости. В массивных разностях распределение менее правильное, близкое к пятнистому. Естественно, часто встречаются и нефосфатизированные известняки. Максимально наблюдавшиеся размеры фосфатизированных частей до 40×30 см, хотя такие параметры валунов достаточно редки. Довольно характерна плитчатость, реже внутренняя слоистость, с чередованием слоев разной мощности, окраски и количества вулканокластиков. Изредка встречаются резко угловатые обломки более ранних фосфоритов в массе вновь фосфатизированного фосфорита, обычно другой окраски, плотности, степени измененности. Это указывает на то, что процесс фосфатизации далеко не одноактный, а достаточно длительный, долговременный, охватывающий толщу осадков последовательно шаг за шагом. Это вполне соответствует фактам, свидетельствующим, что фосфатизацией занимается обычно значительный возрастной интервал, поскольку есть фосфатизированные органические остатки такого возрастного объема, в том числе и на одном гайоте, хотя, конечно, имеются и интервалы неотложения, седиментационных пауз.

Границы между фосфатизированными и нефосфатизированными участками не очень резкие, в переходной зоне в фосфате довольно много реликтов карбоната. Даже в сильно фосфатизированных разностях часты его точечные включения. Обычны ситуации, когда фосфатируются только определенные части фораминифер - центральные, внешние или кольцевые. Характерно, что максимальные содержания редко превышают 31-32% P_2O_5 , а среднее значение для разностей с вулканокластами около 22-23% P_2O_5 , без них - 25-26% P_2O_5 , что говорит о далеко не полной фосфатизации и, видимо, в большом количестве CO_2 , входящем в решетку апатитового минерала.

Очень трудно судить о распределении степени фосфатизации в целом в толще планктонных отложений гайотов. Судя по обычному преобладанию в дригах в той или иной степени фосфатизированных разностей (возможна избирательность из-за большей плотности) над не затронутыми ею известняками, до 30-40% объема соответствующих слоев может быть в разной степени фосфатизировано. Если все сказанное действительно таково, то до 15% объема этих отложений суммарно, условно спрессованно может составлять собственно фосфат кальция, хотя характерна именно неравномерность его распределения [106].

Сама фосфатизация имеет характер замещения, если судить по органическим остаткам, и это не вызывает каких-либо сомнений. Обнаружение даже в оптическом микроскопе фосфатных фораминифер не представляет трудностей, чего не скажешь о коккаитофорадах: для этого уже необходим СЭМ. Однако в результате широкого развития последующих процессов диагенетической перекристаллизации, охватывающих, конечно, не только фосфориты, частично или полностью происходит уничтожение фосфатизированных биологических структур (см. ниже).

Итак, фосфориты гайотов западной части Тихого океана - это главным образом в разной форме седиментационно отложенная и фосфатизированная часть преимущественно планктонных нано-фораминиферных осадков пелагических областей низких широт океана.

Проблема их фосфатизации еще сравнительно недавно рассматривалась в связи с гидротермальными процессами вулканизма построек гайотов, и они считались

“метасоматическими” (вследствие явного замещения фосфатом органических остатков и матрикса). Известны попытки объяснить фосфатизацию бескислородными обстановками, воздействием обогащенной биогенами морской водой [13]. Такие точки зрения, однако, не соответствуют реальному характеру фосфатизации - фосфат присутствует не в виде внешних корок, чего следовало ожидать прежде всего в этих случаях, а распределен в массе известняков пятнами, участками. Кроме того, “мягкий” характер замещения с сохранением тончайших деталей структуры организмов не говорит в пользу сколько-нибудь оторванных от седиментации процессов фосфатизации, высоких температур и концентраций фосфора и т.д. Одновременно нельзя предполагать и длительность подобных бескислородных условий в океане многие десятки миллионов лет. Следует напомнить, что есть обломки фосфоритов в фосфоритах же.

Поскольку фосфатируются планктонные осадки, то скорость их седиментации должна регулироваться количеством биогенов в приповерхностной части водной колонны океана. О сосредоточении такого планктона именно вблизи уровня океана говорит установленный комплекс фораминифер [13]. Палеоглубины эпохи фосфатогенеза над поверхностью гайотов были, очевидно, несравнимо меньше, чем в настоящее время. В целом они не могли превышать 200-500 м, ибо при больших глубинах, прежде чем отмерший планктон достигнет поверхности гайотов, произойдет распад его мягкой ткани, что приведет к накоплению пустых створок раковин, подобно тому, что происходит в современную эпоху. Следовательно, нижней границей интервала фосфатизации были глубины, которых достигает мертвый планктон с мягкими тканями. В целом такая ситуация, с одной стороны, автоматически означает, что вследствие постоянно существующего так называемого островного апвеллинга в область надвершинной части гайота будут поступать более значительные количества биогенов, чем в окружающее олиготрофное пространство океана [13]. Такие апвеллинги существуют над большинством возвышений морского дна и вызывают резкое возрастание биогенов над ними, соответственно максимальную биопродуктивность звеньев пищевой цепи, включая рыб, что служит предметом интереса рыбопромышленных организаций всего мира. Вместе с тем, с другой стороны, подобные апвеллинги не постоянны, они могут прекращаться на период от 1-2 недель до месяцев, что соответственно создает неравномерный ход биоседиментации, возрастание локальных уровней неравномерности в распределении ОВ, в конечном счете - и различия физико-химической среды, что стимулирует диффузионные потоки возникшего в результате микробной деструкции фосфора к областям максимальной концентрации реакционноспособного ОВ. По сути участки фосфорного замещения/осаждения - это участки относительно больших концентраций такого ОВ, и, в конечном счете, возникающие фосфатные, конкреционные по своему характеру обособления на фоне среды с меньшей концентрацией ОВ отражают первичную неоднородность седиментации.

Таким образом, вся указанная совокупность управляющих условий и вызывает проявление начального фосфатного концентрирования, которое на гайотах собственно этим и заканчивается, хотя частично имеет ме-

... в фрагментация (у стенок вершин гайотов). Затем начинают действовать более поздние - диагенетические - процессы преобразования уже фосфатизированных участков. Прогрессирующее погружение поверхности гайотов на большую глубину прекращает не седиментацию, а фосфатизацию.

Может быть вполне определенное тождество при сравнении картины условий седиментации и фосфатизации на гайотах с ситуацией на мезо-эоценовых внешних шельфах - верхних частях материковых склонов континентов в низких широтах, подверженных воздействию апвеллингов по своим западным и широтным границам. В конце концов то, что площадь поверхности гайотов сравнительно ограничена (хотя реально может достигать несколько тысяч квадратных километров), а в их строении серьезную роль играют вулканиты, не имеет значения для процесса, регулируемого значениями глубины, интенсивным развитием планктонной седиментации вследствие значительной поставки биогенов восходящими течениями: независимо - "островным" апвеллингом или апвеллингом вдоль континентальных окраин. Результат должен быть один - интенсивная, но неравномерная биоседиментация и соответственно фосфатизация. Но в дальнейшем развитии сходство резко нарушается: инситу фосфориты гайотов вместе с вмещающей толщей перемещаются на все большие глубины и в основном консервируются (с учетом перекристаллизации), максимально разрушаясь только у краев вершинных поверхностей, превращаясь в эдафогенные свалы обломков. Аналогичные им фосфориты с вмещающим осадком на краях континентов при быстрой последующей регрессии попадают в зону действия волн, разрушаются, фрагментируются, нефосфатный материал вымывается, и образуется остаточный фосфатный песок и алеврит, зерна которого и содержат фосфатизированные остатки фораминифер и кокколитов, а затем превращаются в тела зернистых фосфоритов.

Таким образом, ничего необычного в фосфоритах гайотов нет - это только частный случай проявления связанной с апвеллингами (но местными) фосфатизации - начального фосфатного концентрирования интенсивно и неравномерно накапливающихся планктонных илов - результат высокой биологической продуктивности. В общем этот процесс играет меньшую роль в мировом фосфатогенезе, в сравнении со связанным с бентосными микробиальными сообществами, но, вероятно, второй по значению с конца мезозоя и, возможно, по настоящее время. В нем более всего проявлена относительная эволюция фосфоритообразования, если учитывать конкретные фосфатизируемые органические сообщества, ибо в сути самого процесса эволюции нет, основа его остается неизменной, меняется характер органических сообществ (в совокупности с условиями их обитания).

На примере изучения в СЭМ нескольких образцов фосфоритов гайота ИОАН (Магеллановы горы, Тихий океан) ниже показаны их наиболее характерное и частое строение, а также изменения вследствие позднедиагенетических преобразований, частично опубликованные [105].

Прежде всего отчетливо ясно, что сравнительно слабо измененные фосфориты подводных гор - это преимущественно фосфатизированные нано-фораминиферовые отложения (табл. VII, фиг. 1), чрезвычайно широко развитые в

приэкваториальных областях Мирового океана, но вне прибрежных зон, испытывающих приток терригенного сноса с континентов. Это основа большей части литогенетических типов фосфоритов гайотов [13], но к нано-фораминиферовому комплексу осадка могут добавляться раковины бентосных беспозвоночных (табл. VII, фиг. 2) и остатки скелетов, зубов позвоночных. Количественные соотношения собственно раковин фораминифер, кокколитофорид и матрикса достаточно широко варьируют, но в неизменных или слабоизмененных фосфоритах количество первых всегда велико - это, несомненно, изначально существенно биогенный осадок. Последовательные стадии диагенетических изменений, очевидно, происходили в подводных условиях и, видимо, в меньшей степени зависели от влияния массы перекрывающих осадков, мощность которых вообще в "шапке" гайотов невелика (обычно десятки метров).

Эти изменения видны по степени преобразования раковин фораминифер и матрикса, они приблизительно соответствуют друг другу. Относительно измененные разновидности (табл. VII, фиг. 3) включают определенные раковины, которые подверглись растворению, с уничтожением их цельной структуры. Количество таких изменений обычно возрастает (табл. VII, фиг. 4), и в конечном счете от фораминифер могут остаться только такие перекристаллизованные пятна. И это можно наблюдать весьма часто; в некоторых случаях перекристаллизация настолько сильна, что органическая структура исчезает вообще, вначале участками, а потом целиком (табл. VII, фиг. 5).

Этот процесс, который выше показан на значительной области породы, можно проследить на меньших по площади участках, но с большим увеличением. Сравнительно слабое изменение иллюстрируется табл. VII, фиг. 6, 7; частичное растворение раковин с периферии - табл. VII, фиг. 8. Интенсивное растворение и перекристаллизация раковин фораминифер (табл. VII, фиг. 9-11) показывают значительную силу диагенетических процессов. Сильные изменения матрикса видны при рассмотрении таких объектов, как нанофосфориты (табл. VII, фиг. 12, 13), которые выявляются в приобретении им мелкоблоковой структуры. Несколько иные формы интенсивной перекристаллизации раковин, вплоть до появления реликтовых теневых структур, показаны в табл. VII, фиг. 14-16.

Обсуждение полученных результатов

Рассмотренные примеры строения фосфоритов гайотов Западной Пацифики в наиболее типовом виде показывают интенсивную локальную фосфатизацию планктонных нано-фораминиферовых илов. Эти фосфориты не превратились в зернистые фосфориты только потому, что после образования опустились на большие глубины, т. е. не попали в мелководные обстановки, где только и могли формироваться типичные зернистые фосфориты. На шельфах (где и сейчас откладываются подобные илы), если бы они сопровождалась апвеллингом, то условия фосфатизации были бы аналогичными, а в результате регрессий (обычных на шельфах) могли бы сформироваться зернистые фосфориты. На подводных горах до сих пор нет достаточно серьезных описаний сколько-нибудь заметных количеств именно зернистых фосфоритов. Для нас

фосфориты гайотов важны, как отмечалось, другим - это пример тех инситуных фосфоритов, которые в условиях шельфа могут формировать и формировали фосфатные зерна, подобные тем, что установлены в СБФБ. Вместе с некоторыми примерами из ХФБ (см. выше) и нижеописанными фосфатизированными современными илами шельфа Намибии они представляют в настоящей работе результаты начального фосфатного концентрирования (первой стадии любого процесса фосфатогенеза) всегда в существенно биогенных осадках, в случае с планктонными процудентами, отчетливо связанными с

апвеллингами - как главной причиной высокой биологической продуктивности, соответственно и темпов накопления биомассы осадка, который и может отчасти локально по сути самофосфатизироваться. Никаких внешних признаков воздействия на такие осадки совершенно не устанавливается. Так же внутренними причинами, хотя и при взаимодействии с морской водой, определяются последующие, весьма серьезные позднедиагенетические изменения, которые, как видно из изложенного выше, настолько существенны, что могут уничтожить все исходные биологические структуры.

8
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
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60
61
62
63
64
65
66
67
68
69
70
71
72
73
74
75
76
77
78
79
80
81
82
83
84
85
86
87
88
89
90
91
92
93
94
95
96
97
98
99
100

Зернистые фосфориты формации Эль Сиен Калифорнийского полуострова, Мексика

Э.И. Шельбах, Е.А. Жегалло

Введение

В третичных отложениях Калифорнийского полуострова, Мексика, во второй половине 1960-х гг. были установлены, разведаны и сейчас разрабатываются зернистые фосфориты. Одно из месторождений в Сан Хуан де ла Коста (рудник Rofomex) находится на берегу Калифорнийского залива (рис. 8.1). На полуострове известны и другие месторождения третичных фосфоритов, но только из этого месторождения у нас имеется небольшой материал. На рассматриваемом месторождении фосфориты связаны с формацией Эль Сиен [179, 253]; до недавнего времени здесь выделялась формация Сан-Грегорио [185], нижняя часть которой и относится теперь к формации Эль Сиен.

Основные черты геологии

Строение полуострова сравнительно несложное. Оно рассматривается в тектоническом отношении как относительно стабильная, почти платформенного характера структура (часть Северо-Американской плиты), хотя в значительной его части распространены мощные третичные вулканические накопления, а в Калифорнийском заливе в середине третичного периода, как полагают [253], находилась зона спрединга, западнее полуострова располагалась субдукционная зона. Однако удивительно, что соответствующие третичные отложения весьма слабо дислоцированы и аккреционные призм не описываются.

Кристаллическое основание полуострова, отчасти облекающееся по его периметру и на севере, представлено мезозойскими гранитоидами в сочетании с метаосадочными породами (это позволяет говорить об эпимезозойской платформе). Оно перекрыто участками морскими меловыми осадками, в свою очередь на них залегают комплексы третичных отложений, но часто третичные отложения разбиты формациями непосредственно ложатся на кристаллический фундамент. Видимо, это указывает на заметные и дифференцированные вертикальные движения.

В западной части и на севере полуострова формация Сан-Грегорио несогласно, с конгломератами в основании перекрывает эоценовую формацию Тепетате (мощность 300-400 м). В северной части полуострова последняя представлена песчаниками и сланцами с обильными бентосными фораминиферами верхней батиали - средней части склона.

В северной части полуострова формация Сан-Грегорио достигает мощности 70-100 м и представлена пере-

слаивающимися фосфатными кремненными сланцами, диатомитами, песчаниками с фосфатными зернами и туфами. В южной части, где сейчас выделяются формации Эль Сиен и Тимбабичи примерно такой же общей мощности, на побережье залива в районе разрабатываемого месторождения и западнее формация включает туфогенные песчаники, туфы, часто диатомовые алевролиты, мадстоуны, обогащенные остракодами песчаники, ракушняка и зернистые (пелоидальные) фосфориты. Насыщенность песчаников гладкораквинными остракодами указывает [253] на обстановки эстуариевых солоноватых вод. Кроме того, само развитие ракушняка, а также местами перекрестной слоистости - дополнительные свидетельства весьма мелководных обстановок, хотя отдельные части разреза - типично шельфовые отложения. Считается [253], что эти признаки указывают и на местные вертикальные поднятия, ибо в это же время на севере породы формации на основе при-

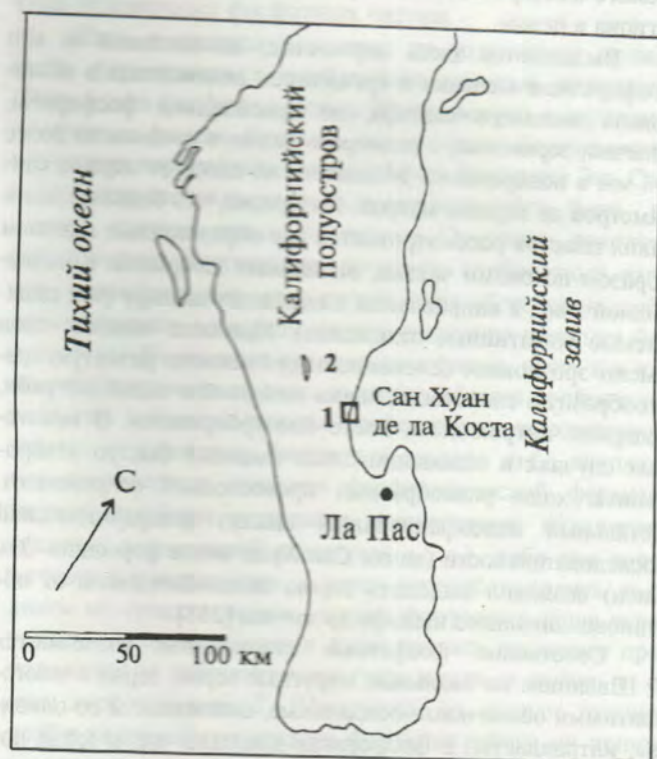


Рис. 8.1. Схема расположения выходов (1 и 2) фосфоритопосной формации Эль Сиен и участка разработок фосфоритов (1) [253, 185] на Калифорнийском полуострове, Мексика

существующих бентосных фораминифер отлагались на глубинах до 500-700 м. Вместе с тем в совокупности это может служить основанием для суждения о значительной дифференцированности тектонической активности фундамента полуострова и приуроченности фосфоритов именно к участкам относительных поднятий, что характерно для большинства бассейнов мира с зернистыми фосфоритами.

Возраст формации Сан-Грегорио сейчас считается позднеэоценовым—раннемиоценовым [253], но еще недавно ее сравнивали с миоценовой формацией Монтрей Береговых хребтов США. Собственно фосфориты связаны с формацией Эль Сиен, возраст которой позднеэоценовый [174, 185].

Вышезалегающая формация Сан-Исидро вблизи залива существенно туфовая, включает туфогенные песчаники, галечники и устричники, т. е. в основном тоже мелководная. Она относится к раннему миоцену. Средне-верхнемиоценовая формация Команду, перекрывающая формацию Сан-Исидро, существенно континентальная и сложена андезитами и их туфами. Завершает разрез района четвертичный аллювий.

Комплекс третичных отложений полуострова залегает очень полого, углы падения—поднятия слоев обычно не превышают $6-10^{\circ}$.

Фосфориты

К моменту подготовки настоящего раздела не было существенной информации о фосфоритах формации Эль Сиен, но в самое последнее время Т. Швеннике любезно передал несколько своих публикаций [253, 254], на основе которых составлен ниже приводимый обзор. Естественно, рассматриваются фосфориты не только района разрабатываемого месторождения, откуда имеется материал у нас, а региона в целом.

Выделяются здесь первичные, находившиеся на месте фосфоритные желваки в аргиллитах, отложенных в обстановках внешнего шельфа, но преобладают фосфориты, конечно, зернистые, с размером частиц в среднем не более 1-3 мм в поперечнике. Мощность их слоев от первых сантиметров до первых метров. Интересно, что большая часть таких пластов рассматривается как образованные главным образом потоками частиц, вызванных штормом в мелководной зоне, в направлении к внешнему шельфу (так называемые событийные отложения). Наиболее мощные слои имеют эрозионное основание, несут вполне развитую крестообразную слоистость, знаки волновой и подобной ряби, содержат интракласты, часто биотурбированы. В некоторых случаях в основании слоев имеются быстро захороненные ходы ракообразных превосходной сохранности. Детальный палеофациальный анализ фосфоритоносной последовательности (пачка Сан Хуан низов формации Эль Сиен) позволил выделить серию палеокомплексов от обстановок внешнего шельфа до лагуны [253].

Собственно фосфатные компоненты разделяются Т. Швеннике на овальные, округлые зерна; зерна с многократными оболочками—ооидальные, онкоидные и оо-онкоиды; интракласты. В фосфоритах довольно часты зерна полевых шпатов, пепловые частицы стекла. При оптическом изучении среди овальных, округлых зерен, наряду с преобладающими бесструктурными разновидностями, которые

предположительно считаются [254] фосфатизированными фораминиферами либо конкрециями, выделены следующие зерна: с тонкими фосфатными оболочками вокруг пепловых частиц стекла; предположительно из измененных фрагментов костей позвоночных; из органических остатков—скопления цианобактерий, диатомовых водорослей. Зерна с оболочками подразделяются не совсем обычно: состоящие из тонких концентрических оболочек определяются как ооидальные, а с широкими, менее частыми — онкоиды. Оо-онкоиды имеют в центре ооидальное зерно, а периферия онкоидная. В ядрах и оболочках иногда устанавливаются остатки цианобактерий, даже ленточной формы. Эти же формы иногда видны и в интракластах, в которых изредка встречаются разности с диатомовыми водорослями.

Представления о генезисе фосфоритов формации Эль Сиен достаточно специфичны, хотя имеются и вполне традиционные суждения. Считается, что часть фосфатных образований сформировалась в области внешнего шельфа, в крайней мере это касается инситуальных конкреций в глинистых сланцах. Но преобладающая часть фосфатных зерен фосфоритов происходит [253] из крайне мелководных обстановок, даже условий замкнутых водоемов, лагун (в осадках последних иногда до 70% фосфатных зерен). Однако соответствующие первичные отложения не установлены (возможно, и не сохранились). Значительный транзит фосфатных зерен очевиден, они — реликтовые продукты процесса конденсации мощного осадочного комплекса. Образование ооидальных зерен, по Т. Швеннике [253] происходит внутри осадка, что более оригинально, чем справедливо, тем более что каких-либо доказательств не приводится.

Материал

В нашем распоряжении был один образец зернистого фосфорита, отобранный Ф.Р. Лихтом непосредственно из фосфоритового слоя месторождений. В СЭМ изучено несколько шлифов.

Результаты изучения

Из-за ограниченности исследованного материала сейчас можно говорить только о конкретно полученных данных без возможности сделать какие-либо точные обобщения по рассматриваемому региону. Конечно, общий характер зерен, вероятно, останется аналогичным — биологические структуры в них просматриваются постоянно, в общем даже лучше, чем в миоценовых фосфоритах Флориды и Сев. Каролины (см. ниже).

Общий вид фосфоритов в СЭМ (табл. VIII, фиг. 1; к сожалению, недостаточно хорошее травление) дает представление о довольно различных размерах и характере фосфатных зерен, присутствии онколитов.

В целом в сложении зерен преобладают фосфатные фрагменты микробиальных неламинных матов, причем достаточно различных типов. Наиболее характерны кокковидные и подобные им формы (табл. VIII, фиг. 2-6), обычно они образуют сложные композиции с меняющимися размерами в пределах первых микронов. Иногда внутри разновидностей иного сложения — сложного переплетения в

... встречаются макросклеры губок [?] (табл. VIII, ... полностью препарировались и, видимо, из-за ... формы (табл. VIII, ... встречаются столбчатые разновидности (табл. VIII, фиг. 11, 12).

Осколочных зерен сравнительно немного, причем ... в положении *in situ*. Для них вроде бы более ... сравнительно широкие оболочки (табл. VIII, ... степень травления, скорее, недостаточна).

Довольно часты зерна из фрагментов карбонатных губок класса *Inozoa* (табл. VIII, фиг. 14, 15).

Присутствуют зерна из фосфатных фораминифер (табл. VIII, фиг. 16), но их немного.

Очень характерны зерна с широкими (большой частью) онколитовыми оболочками, содержащие в ядре органические остатки (табл. VIII, фиг. 17-22), скорее всего фосфатизированные раковины беспозвоночных со своеобразной "сложной" структурой с поперечными тяжами. Такие оболочки весьма широко развиты и четко наблюдаются; здесь приведено несколько примеров. Вероятно, в некоторых случаях в ядре таких зерен фрагменты костей позвоночных (табл. VIII, фиг. 22, 23).

Очевидно, приведенных данных еще недостаточно для воссоздания полной картины природы фосфатных зерен формации Эль Сиен, но даже то, что установлено, указывает на довольно большое разнообразие биологических структур, участвующих в их сложении.

Обсуждение полученных результатов

Вполне очевидно, что полученные данные изучения фосфатных зерен фосфоритов позднего олигоцена Калифорнийского полуострова, Мексика, согласуются с той информацией, что установлена по другим фосфоритовым бассейнам мира: преобладают зерна из фрагментов неламинарных микробных матов различного характера, достаточно подчиненную роль играют фосфатные онколиты, довольно много зерен с оболочками. Паразитально, что и в верхнем олигоцене (начиная со среднего кембрия бассейна Джорджина) сравнительно часто зерна образованы фрагментами карбонатных губок класса *Inozoa*. Обычным является сравнительно частое присутствие фосфатных раковин беспозвоночных, но обилие вокруг них оболочек, к тому же широких, - совершенно не распространенное явление в других бассейнах. Может быть, удивительна только малочисленность фрагментов скелетов позвоночных, но вообще в фосфоритах формации Эль Сиен они иногда очень обильны (см. выше), и это просто следствие недостатка материала для изучения. Наличие зерен из фораминифер, а по [254] - и из диатомовых водорослей, повторяет картину СБФБ.

Очень показательна то, что даже на столь незначительном материале так определенно просматриваются общие закономерности, устанавливаемые для фосфатных зерен фосфоритов мира.

Насколько можно судить по полученным данным и литературным сведениям [254], фосфориты Калифорнийского полуострова образованы фосфатизированными биологическими фрагментами, в общем виде аналогичными тем, что участвуют в сложении фосзерен в СБФБ, т. е. слагаются органическими остатками, как из мелко-

водных обстановок, включая лагунные (микробные маты, онколиты, карбонатные губки, ракушняки), так и из планктонных сообществ, которые, конечно, могут обитать и в мелководных условиях, но вряд ли формируют существенно биогенные осадки в таких обстановках. Видимо, вследствие этого обстоятельства Т. Швеннике [253, 254] и установил присутствие инситных фосфоритов в породах, сформированных на внешнем шельфе и содержащих фораминиферы. В том, что слои зернистых фосфоритов ассоциируют в районе с алевроглинистыми осадками, нет ничего необычного; как обломочные породы они практически во всех фосфоритовых бассейнах мира смещены по склону от мест своего образования *in situ*. И независимо от конкретных причин, вызывающих эту транспортировку (шторм, землетрясение и т.д.), такой снос в принципе предопределен. Однако если мы имеем дело с достаточно богатыми фосфоритами, то привнос разубоживающего материала должен быть исключен в основном. Очень сомнительно, чтобы вследствие штормов, землетрясений не вовлекались одновременно в турбидитный поток и нефосфатные частицы, т. е. процесс разубоживания должен быть обязательным. Лишь в одном случае возможно получение действительно качественного фосфоритового пласта: если прибреговые отложения сложены исключительно обломочными фосфатными зернами (т. е. процесс разрушения инситных слоев уже прошел) и в области транзита и конечного накопления существуют обстановки неотложения иных осадков. Наиболее мощные слои фосфоритов в Баха Калифорнии имеют срезанное, эрозионное основание и обычно сильную биотурбацию в непосредственно подстилающих отложениях [254], т. е. почти ситуацию хардграундов. В такой обстановке, видимо, только и может произойти образование качественного фосфоритового пласта независимо, подчеркнем, от способа и причин транспортировки потока обломочных фосфатных частиц.

Итак, в позднем олигоцене на полуострове должны были формироваться прибрежные мощные накопления обломочных фосфатных зерен. Встает вопрос о первичных фосфатных фазах. Конечно, они не могли формироваться в условиях характерного для фоссерии формации Эль Сиен алевролитно-песчанникового седиментационного фона, исключая, конечно, только ракушняки. Онколиты, онколитовые оболочки, несомненно, продукты карбонатных отложений, микробные маты скорее тоже обстановок карбонатоотложения, во всяком случае последние наиболее благоприятны. Первичные планктонные фаши, пусть и в частично сохранившемся виде, имеются. Можно прийти к выводу, что истинные центры фосфатизации высокопродуктивных мелководных биогенных осадков либо находятся вне современных выходов фосфоритовосной формации (перекрываются более молодыми отложениями, находятся в пределах современной акватории и т.д.), либо они эпизодически формировались, а затем перерабатывались, и реликты их существования - только фосфатные зерна вышеуказанного происхождения. Если принять последнее предположение за действительное (что, кстати, и делает по общим соображениям Т. Швеннике), то следует признать необходимым формирование фоссерии района по принципу чередования достаточно коротких стабильных условий формирования карбонатных отложений, на фоне которых (как в подавляющем большинстве фосфоритовосных бас-

сейнов мира) шло достаточно мощное инзитное фосфори-
тообразование. Затем в результате трансгрессий карбонат-
ные составляющие перерабатываются, выносятся, а оста-
точные, конденсированные фосфатные зерна, концентри-
рующиеся в прибрежной зоне, сносятся в более глубоко-
водные области в условиях отсутствия в это время в них
иной седиментации. Затем начинается пресалирование терри-
генная седиментация, которая и сохраняется в разрезах
фоссерии. Учитывая присутствие серии пластов фосфори-
тов, данная картина во времени и пространстве должна
повторяться несколько раз. Полагаю, что такие серьезные
перестройки невозможно объяснить эволюционными коле-

баниями уровня океана. Необходимы заметные тектониче-
ские движения, неравномерные в пространстве и во време-
ни по интенсивности. Но именно такая ситуация и харак-
терна для Калифорнийского полуострова [16], из фосфоре-
тоносных бассейнов, рассматриваемых в монографии, это
наиболее динамичный регион в позднем олигоцене и до
сего времени. Например, отложения, содержащие современ-
ную морскую фауну, встречаются на отметках около
+1000 м; пояс дон и следы береговой линии отмечаются
также на значительной высоте [16]. И это при том, что, по
сути, полуостров - платформенная структура с неглубоко
залегającym кристаллическим фундаментом.

Калифорния
полуостров
фосфориты
олигоцен
С. Ратс (16)
платформенная
структура
фундамент

Фосфоритноносный район Флориды и Северной Каролины, США

Э.Д. Шкальчик, Тан Тяньфу, Сюэ Яосан, Юй Цунли

Введение

Самый горно-промышленный район мира по производству кальциевых фосфатов находится в Флориде и Сев. Каролина, США (рис. 9.1). Фосфориты здесь известны с начала 1800-х годов и разрабатываются более 100 лет. Естественно, за эти годы по этому уникальному району опубликовано большое количество работ, в том числе и в России [34, 64], в числе получившие широкую известность статьи С. Риггса [66, 67]. Его исследования по фосфоритам и геологии рассматриваемого региона произвели большое впечатление на специалистов, особенно в части номенклатурных определений типов фосфоритов, но оставили в крайней мере у авторов настоящего раздела, существенные вопросы к его пониманию процессов фосфатогенеза. Проводя исследования природы фосфатных зерен крупнейших фосфоритноносных бассейнов мира, мы не могли обойти вниманием и фосфориты этого, несколько условно объединяемого в рамках настоящей статьи, региона Флориды и Сев. Каролины.

С. Риггс считает [66, 67] основной причиной фосфатогенеза в данном районе поставку апвеллингом на внутренний шельф и в прибрежную зону из района Палео-Гольфстрима вод, содержащих токсичные продукты (биогены), практически уничтожившие, за немногим исключением, биологические сообщества и вызвавшие либо химическое осаждение фосфата, либо его осаждение под воздействием бактерий. Строго говоря, такая точка зрения не согласуется даже с представлениями А.В. Казакова [46, 47], поскольку современный Гольфстрим - теплое течение, сравнительно бедное биогенами, в отличие, например, от холодного Перуанского у западной окраины Американского континента, и нет серьезных оснований считать, что Палео-Гольфстрим был иным в условиях относительной стабильности Западной Атлантики.

Уже это требовало обратиться к рассмотрению фосфоритов региона, к тому же соответствовало общей программе наших работ. Трудности заключались лишь в получении необходимой коллекции образцов. К сожалению, обращения к ряду специалистов США с просьбой о предоставлении оказались безуспешными. Лишь благодаря любезности, проявленной А.В. Ильиным, за что авторы ему глубоко признательны, в нашем распоряжении оказалось около десятка образцов руд, подвергшихся изучению.

Общая характеристика геологической обстановки и фосфоритов Флориды и Северной Каролины

Полуостров Флорида. Здесь выделяется [140] четыре типа фосфатных накоплений: речные галечники (river-pebble), галечники суши (land-pebble), твердая порода (хардрок - hardrock) и песчаной размерности фосфаты формации Хауторн (sand size phosphate of the Hawthorn formation).

Речные галечники отложены в барах, поймах рек и ручьев Флориды, размывающих другие фосфатные отложения, но главным образом галечники суши. Хардрок развиг в основном в дугообразном поясе на севере Флориды.



Рис. 9.1. Схема размещения главных структурных элементов и районов добычи фосфоритов Флориды и Сев. Каролины [67, 140].
1 - структурные поднятия: I - Окала, II - Санфорд, III - Бофорт, IV - Аврора; 2 - главные районы разработок фосфоритов в штате Флорида

Галечники суши распространены на западе центрального района полуострова, в северной Флориде, где разрабатываются, и ещё в нескольких местах. Формации Хауторн развита почти повсеместно, отсутствуя лишь на сводах поднятий разного порядка.

Основу строения полуострова составляют породы палеозоя, перекрытые меловыми карбонатными отложениями, включающими небольшую примесь кластического материала. Они известны по данным бурения. Вышележащие карбонатные отложения палеозоя, в свою очередь, перекрыты эоценовыми карбонатами. Известняки олигоценно-несогласно покрываются нижне-среднемиоценовой формацией Хауторн. Вышележащая формация Боун-Велли и её эквиваленты позднемиоценового и, возможно, плиоценового возраста. Завершают разрез кластические осадки плиоцена, плейстоцена и голоцена.

Формация Хауторн, с которой начинается серьёзная фосфатность, включает терригенно-карбонатные, слабо литифицированные породы преимущественно из доломита, редко кальцита, глины, кварцевого песка. Интересно, что во влажном состоянии терригенные породы зеленоцветные, в сухом - серые. Обычно присутствуют фосфатные зерна песчано-алевритовой размерности, но встречаются и валуны. В западной Флориде фосфатов нет. Мощность достигает 200 м. В последние годы формация переведена в ранг группы и подразделяется на две формации (снизу): Аркадия и Пис-Ривер, верхней пачкой которой считается ранее выделявшаяся формация Боун-Велли [по экспресс-информации ВИЭМС. 1986. № 4]. В нижней части формации Боун-Велли много фосфатных валунов, гальки и песчаной размерности фосфатных зерен в песчаном и глинисто-песчаном матриксе. В верхней части встречаются только фосфатные pellets в песчаном матриксе. Нижняя пачка отлагалась в прибрежно-морских условиях, эстуариях, содержит много зубов, костей акул, дюгоной, китов, рыб и наземных позвоночных. Фосфаты в значительном количестве присутствуют и в отложениях каналов плейстоцена.

Геологическая структура Флориды определяется как стабильная платформа, по крайней мере с начала мела, что кажется обоснованным, если судить только по сравнительно пологому залеганию слоев. Однако, как и для Сев. Каролины, определяющую роль, в том числе и для фосфатогенеза, играют структуры, не очень свойственные стабильным платформам, - разного масштаба поднятия. Основной подобной структурой во Флориде является поднятие Окала на севере полуострова (рис. 9.1). С. Ригтс [67] считает его, наряду с подобными возвышенностями второго порядка, важным палеоморфологическим элементом, контролирующим фосфоритообразование. Очевидно, что это так, но необходимо указать, что поднятие Окала в принципе является и достаточно четко выраженным поднятием кристаллического основания, кровля которого в центре поднятия находится на глубине всего 1300-1400 м, а на крыльях быстро погружается на глубины в несколько километров [45]. Поэтому платформа Флориды стабильна только относительно складчатых деформаций, но не для вертикальных движений, видимо достаточно интенсивных в фундаменте и серьезно отраженных в чехле. Эти движения и определили воздействие на седиментацию, мощности, перерывы в осадочной колонне, внешне проявившись в морфологических поднятиях. Серия меньших по размерам подобных структур,

свод Бечвик, возвышенность Санфорд и др. (рис. 9.1), в основе своей имеют, видимо, такую же природу. Американские специалисты полагают [67], что эти структуры созданы разломами, однако последние в отложениях чехла почти не зафиксированы, видимо, их следует искать прежде всего в породах фундамента.

Месторождения наиболее важных в экономическом отношении галек суши (их добыто более миллиарда тонн) локализованы [67, 140] на флангах поднятия Окала, в главном образом на продолжении его оси (рис. 9.1). Они возникли за счет разрушения отложений формаций Хауторн, Боун-Велли и отложений каналов и отчасти испытали интенсивное выветривание, выщелачивание, растворение прежде всего карбонатного материала; по сути, являются остаточными. Соответственно в верхней части залежей сформировалась алюмофосфатная зона. Мощность этих накоплений до 35 м, средняя - 7 м. Размерность фосфатных фрагментов от глинистой до песчаной, хотя обломки до 50 см в поперечнике не редки. Фосфатные зерна в оптическом микроскопе бесструктурные, но в грубых обломках иногда сохраняются фосфатизированные карбонаты с фоссилиями формации Хауторн. В нашем распоряжении имеется кусок подобной крупной гальки, состоящей целиком из фосфатизированных раковин беспозвоночных. Небольшие гальки, как мы убедились, могут состоять из трех-четырех бесструктурных зерен, сцементированных фосфатом.

Северная Каролина. Геологически территория фосфоритоносных комплексов Сев. Каролины весьма подобна Флориде, что говорит о вполне закономерных условиях, характерных для миоценового фосфатогенеза на юго-западе США (рис. 9.1); вместе с тем некоторые отличия имеются. В основании видимого разреза этой части Атлантической равнины США залегают нижне-средне-миоценовые отложения формации Панго-Ривер - возрастного эквивалента формации Хауторн [242]. Она также фосфатна, в степени концентрации фосфатов даже больше, и в пределах её разрабатывается месторождение Ли-Крик. Считается [242], что она и вышезалегающая плиоценовая формация Йорктаун построены ритмично, включают до нескольких десятков пачек, отражающих колебания уровня моря, впрочем не всегда полностью сохранившихся вследствие перерывов. В идеализированном виде такая пачка включает нижние глинистые фосфоритовые кварцевые пески, содержащие минимальные популяции холодноводной фауны, которые сменяются глинистыми фосфоритными песками, заканчиваются карбонатными отложениями с небольшим количеством силикокластического и фосфатного материала, но со значительными популяциями тропических фоссилий беспозвоночных. Фосфатные зерна преимущественно тонкопесчаной размерности.

Плиоценовая формация Йорктаун, нижняя часть которой считается эквивалентной формации Боун-Велли, подразделяется на две пачки. Нижняя содержит фосфатный гравий и песок в песчаной массе, верхняя состоит из глинистых, богатых фоссилиями песков, слабофосфатных. Нижняя фосфатная пачка включает значительные фосфатные ресурсы главного продуктивного района Сев. Каролины - Авроры (рис. 9.1). Плейстоценовые и голоценовые осадки нефосфатны.

Как и во Флориде, серьезное значение в распределении седиментации и фосфатности придается структурным поднятиям разного порядка, в первую очередь Каролинскому платформенному поднятию по Ригтсу [67, 242].

...интересным контрастирующим давно выделявшимся своду ... в другом подобном структурам. Видимо, это ... относительно мобильные поднятия кристаллического фундамента Пьемонта. В стороны от поднятий ... фосфатов уменьшаются. Ряд возвышений ... контролирует как обилие, так и размерность фосфатных компонентов.

На месторождении Ли-Крик разрабатывается верхняя часть формации Панго-Ривер; характер фосфатных компонентов, особенно их преобладающая песчаная зернистость, аналогичны месторождениям галек суши ...

Из изложенного ясно, что в регионе главным образом распространены переотложенные, иной раз многократно, фосфатные фрагменты, т. е. развиты неинситные накопления. С. Риггс [66] указывает на лишь ограниченно, частично сохранившиеся инситные фосфориты, естественно, распространенные только на своде поднятия Окала. Наиболее полное вещественное описание фосфоритов региона, в том числе с использованием СЭМ, принадлежит ему [66], во всяком случае оно широко известно. Весьма важной представляется характеристика именно инситных фосфоритов (по Риггсу - ортохемных фосфоритов), микросфоритов, те, которых мощностью до 1 м сохранились. Микросфоритовые слои обычно градиационной структуры, но не в обычном понимании этого термина, а в том, что снизу вверх по слою количество фосфата и степень его отвердения увеличиваются. Нам представляется, что главным моментом является внутренняя структура микросфоритов, ибо трудно представить себе слабоконсолидированные разности микросфоритовых фосфоритов как первичное явление - это может быть только результатом вторичных наложенных процессов. Судя по представленным фотографиям, микросфоритовая свойственна тонкая до ламинной слоистость (в сечении образца на мощность 50 мкм устанавливается до 20 слоев толщиной от 1 до 2-3 мкм), относительно часто нарушенная ходами илоедов, следами ползания. На верхней поверхности отдельных слоев микросфорита, слегка ундурированной и хорошо отполированной, видны включения осеченных терригенных зерен кварца (обычных в микросфоритах) и скопления обломочных фосфатных зерен. Все это, видимо, является признаками перерывов в отложении микросфорита. Обычно присутствие, кроме рассеянных зерен кварца, тонких включений доломита, кальцита, не мешающих главному впечатлению, возникшего из анализа приводимых фотографий: слои микросфоритов преимущественно представляют фосфатизированные микробные маты, возможно даже, в основном пластовые строматолиты. Не меняют его и иногда встречающиеся остатки фосфатных ядер морских беспозвоночных, но хорошо подтверждает установленное С. Риггсом [66] широкое развитие палочковидных форм и их агрегатов, которые интерпретируются им как колонии бактерий, грибов. Однако следует отметить, они мало похожи на известные, описанные в литературе образования такого характера. Напротив, очень похожи на трубчатые микробные маты, известные, как сейчас ясно, из многих фосфоритов различных районов мира [66. Рис. 24]. Считается, что в среднем в центральной Флориде они составляют 22% объема фосфоритового слоя или отдельного зерна.

Важными в рассматриваемом отношении являются указания на исключительно близбереговые, но низкоэнергетические обстановки отложения микросфоритов. Ниже по

склону отложения, по Риггсу, уже распространены обломочные интракластовые фосфориты, возникшие, естественно, за счет разрушения инситных микросфоритов. Что же касается пеллетных фосфоритов внешнего пояса фосфоритовой седиментации Флориды, то С. Риггс [66] считает их фекальными, образованными поеданием накопившегося фосфатного ила комплексом организмов, биотурбирующих эти осадки. Среди них, однако, отмечаются и псевдоолитовые зерна.

Вместе с тем образование фосфатных илов рассматривается этим исследователем достаточно предположительно: либо как процесс часто химического осаждения, либо обусловленный развитием указанных бактериальных (?) палочковидных форм. Поставки фосфатов, по мнению Риггса [67], осуществлялись апвеллингом, достигавшим мелководных зон. Такие утверждения не выглядят достаточно обоснованными и уязвимы для критики, однако их необходимо иметь в виду при рассмотрении полученных данных.

Если микросфориты, которые, как мы полагаем, являются строматолитоподобными образованиями, стали источником формирования многих бесструктурных зерен в соответствующих фосфоритовых месторождениях региона, то мы вправе ожидать соответствующих реликтов в этих фрагментах. При этом необходимо учитывать возможные изменения фосфатов в условиях интенсивного выветривания, характерного для региона.

Материал

Было изучено в СЭМ восемь рыхлых образцов, из разных районов Флориды и Сев. Каролины (табл. 9.1). Конечно, этого материала недостаточно для окончательных выводов, но если геологические организации США найдут возможным представить дополнительные образцы, то мы могли бы провести их изучение.

Таблица 9.1

Изученные образцы фосфоритов Флориды и Сев. Каролины

№ шлифа	Район	Характеристика
1-ф	Центральнофлоридский	Промытые фосфатные пески со сквады для дальнейшей промышленной переработки
2-ф	— " —	"pebble rock" (> 1 мм) из формации Хауторн
4-ф	— " —	Очень слабо консолидированные фосфатные породы нижней части формации Хауторн, скважина А
5 ф	— " —	Рыхлые пески из слоев lande pebble, в скважине
7 к	Северо-Каролинский, рудник Ли-Крик	Слабосцементированные пески из нижней пачки (unit) А формации Панго Ривер
6 к	— " —	Тоже, но из пачки (unit) С
8 к	— " —	Рыхлые пески из верхней части формации Панго Ривер, разведочная скважина
3 к	Северный рудник (test pit), компании NCPC	Слабосцементированные пески из формации Панго Ривер, скв. 391

Методика

Из рыхлых образцов были приготовлены искусственные прозрачные шлифы на основе шеллака, которые доводились до нормальной толщины, обрабатывались реагентами и просматривались на СЭМ в мае 1996 г. по принятым принципам и методике (см. выше). Были исследованы многие сотни зерен различных размеров, вплоть до мелкой гальки.

Результаты изучения

Они оказались не очень неожиданными. Заметная часть изученных зерен довольно значительно преобразована с формированием ультрамикроструктурной структуры фосфата, почти утратив черты первичного строматолита, хотя для авторов, просмотревших за несколько лет сотни образцов фосфоритов мира, нет сомнений, что подавляющее большинство из них имеет органогенную природу. Во многих случаях, однако, первичные структуры оказались вполне диагностируемыми.

Наиболее часто встречаются зерна, сложенные фрагментами фосфатизированных микробильных неламинированных матов синезеленых водорослей, в общем вполне аналогичных подобным структурам в большинстве зернистых фосфоритов мира, где они всегда преобладают.

Флорида. Структуры микробильных матов, присутствующие в зернах, достаточно разнообразны и наблюдаются иногда независимо от частичной перекристаллизации. Наиболее обычны структуры достаточно хаотичного сложного распределения нитей (чехлов) водорослей в общей массе (табл. IX, фиг. 1-3). Иногда наблюдается переплетение нитей с образованием сетчатых форм (табл. IX, фиг. 4, 5), изредка такие формы тонкого и равномерного рисунка (табл. IX, фиг. 6, 7). Соответственно в отдельных случаях намечается и ориентировка преобладающей части нитей в одном направлении, но все же строение не достигает строения типичного ламинита (табл. IX, фиг. 8, 9), хотя иногда и приближается к нему (рис. 9.11). Особый вид имеют структуры неравномерно-пористых (пузырчатых) тканей, с подчиненным участием нитчатых форм, обычно с чередующимися расширениями и сужениями (цепочка кокковидных клеток?), показанных в табл. IX, фиг. 11-14, до преобладающих пористых (табл. IX, фиг. 15-18). Отмечается тенденция к развитию онколитовых структур, зерен с оболочками (табл. IX, фиг. 19, 20). Установлен единственный случай начала формирования микробильного мата из изогнутых трубчатых чехлов на инородном обломке (табл. IX, фиг. 21-23).

Северная Каролина. Здесь в строматолитах фосфатных зерен так же преобладают фрагменты структур микробильного мата от хаотического до сетчатого переплетения нитей (табл. IX, фиг. 24-26). Несколько иной рисунок строения мата иллюстрируется табл. IX, фиг. 27-28. Впечатление разрушенного (штормами?) микробильного мата, вероятно включающего обломки микросклер губок и другие остатки беспозвоночных, дают довольно часто встречающиеся формы (табл. IX, фиг. 29-34). Изредка частично сохраняются шаровидные (пузырчатые?) структуры (табл. IX, фиг. 35).

Также устанавливаются формы, близкие к онколитам (табл. IX, фиг. 36-38). Видимо, имеются обломки и пластовых (ламинных) строматолитов (табл. IX, фиг. 39). Некоторые зерна напоминают фрагменты раковин беспозвоночных (табл. IX, фиг. 40). Присутствуют и зерна из более сложных водорослей, возможно диатомовых (табл. IX, фиг. 41, 42).

Обсуждение полученных результатов и заключение

Как и во всех охарактеризованных выше зернистых фосфоритах бассейнов мира, в рассматриваемом регионе доминируют фосфатные зерна-фрагменты микробильных неламинных матов различного в деталях строения, характера, также близкие к онколитам и, вероятно, строматолитам, несмотря на сильные наложенные изменения (ведущие к перекристаллизации и утрате первичных структур). При этом резко подчиненную (с учетом масштабов изучения) роль играют другие органические остатки. Таким образом, фосфатные зерна главных экономических объектов Флориды и Сев. Каролины не являются исключением из общей закономерности, установленной в последнее время. В принципе полученные данные в общем виде согласуются, конечно, не со всеми результатами исследований этих руд Риггсом [66], но с той частью его предположений, которая касается важной роли микробильности в фосфатогенезе.

В пользу именно такой интерпретации полученных данных свидетельствует низкоширотное положение Флориды и Сев. Каролины в миоцене и все последующее время, вплоть до современного, учитывая то, что и сейчас во Флориде имеют достаточно широкое распространение в прибрежной зоне известково-илистые банки со строматолитовыми илами [52]. Имеется согласование и с описанными Риггсом [66] инситу фосфоритами на поднятии Окала - центре, из которого шло распространение фосфатных фрагментов в осадки миоцена, возможно, и отчасти плиоцена (см. выше).

Уже давно специалистам были известны многочисленные примеры фосфатизации строматолитов, онколитов в геологических отложениях от докембрия до мезозоя [52], а последние наблюдения французских исследователей на атоллах Французской Полинезии в Тихом океане [248, 249 и др.], в том числе и приведенных ниже данных, доказывают фосфатизацию фосфоритов атоллов в настоящее время в связи с неламинными матами синезеленых водорослей в небольших соленых озерах, замкнутых лагунах. Одним из авторов настоящего раздела совместно с Г.Н. Батуриным и Е.А. Жегалло [100] показано, что на одном из наиболее крупных поднятых атоллов Тихого океана - о-ва Науру фосфатной рудой являются фосфатизированные онколиты и ламиниты, фосфатизация которых связана не с гуано, как предполагалось многие годы, а с процессами микробильной седиментации в закрытой лагуне.

Поэтому полученные данные по фосфатным зернам Флориды и Сев. Каролины не только не противоречат, а вполне согласуются с современными наблюдениями. Здесь необходимо еще раз подчеркнуть - наиболее важным эле-

литат
насте
Нека
онот
Болд
1. 13

исты
гион
льны
арав
тол
души
Пр
ени
обра

ектов
ем и
е вре
де со
следо
обот

енны
е Фло
се вре
час в
ение
омате
писан
дняти
осфат
тчаст

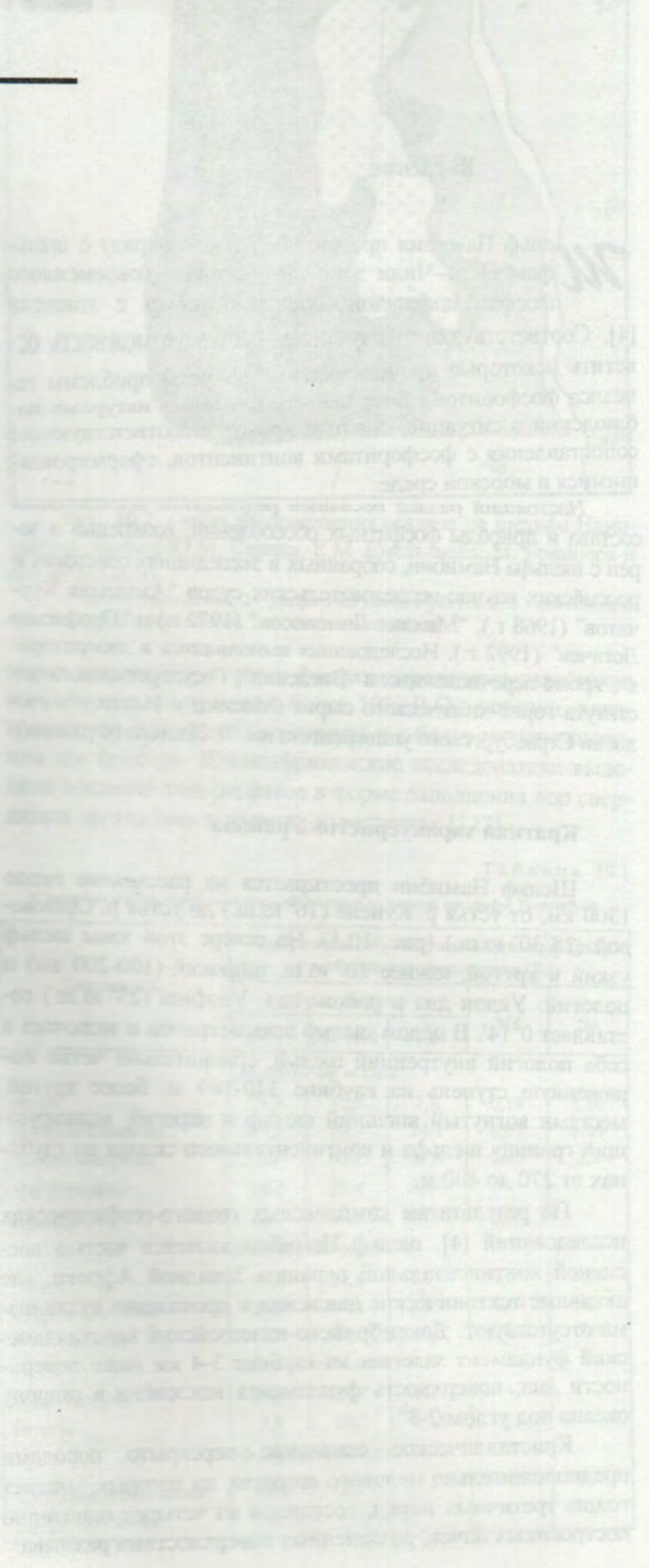
мног
в, ов
ия д
их ис
в Тв
сведе
форм
ным
олно
второ
ым
боле
ауру
иколи
не с
ссам

ерна
ат, не
Зде
и эле

процесс формирования промышленных месторождений фосфоритов на Земле являются именно процессы формирования микробных матов в виде строматолитов, а также в ископаемых формах, причем последние доминируют. Конечно, планктонная седиментация в связи с аккумуляцией так же достаточно значима, например для месторождения Сегура, фосфоритов в осадочной "шапке" плато Уберивского океана и т.д., где абсолютно доминирует, но в общем все же уступает более масштабной роли микробной преимущественно сине-зеленых водорослей,

этих неярких обитателей водоемов Земли - с докембрия и до наших дней.

Естественно, не везде и не всегда отложение микробных матов фосфатизируется. Для этого обязательно нужны и некоторые другие условия. Флорида и Сев. Каролина дают хороший пример одного из важнейших условий, необходимых для формирования крупных месторождений фосфоритов, - присутствия динамичных поднятий кристаллического фундамента, центров фосфатогенеза, но эта проблема в основном уже выходит за рамки настоящей работы.



Глава 10. Фосфатные образования шельфа юго-западной Африки, Намибия

Г.Н. Батурия

Введение

Шельф Намибии представляет собой наряду с шельфом Перу-Чили зону интенсивного современного фосфатонакопления, унаследованную с известной [4]. Соответствующим изучением дается возможность осветить некоторые принципиальные вопросы проблемы генезиса фосфоритов путем непосредственных натурных наблюдений в ситуации *in situ* и провести соответствующее сопоставления с фосфоритами континентов, сформировавшимися в морской среде.

Настоящий раздел посвящен результатам исследования состава и природы фосфатных обособлений, концентрированных в шельфе Намибии, собранных в экспедициях советских и российских научно-исследовательских судов "Академик Курчатов" (1968 г.), "Михаил Ломоносов" (1972 г.) и "Профессор Логачев" (1992 г.). Исследования выполнялись в лабораториях, кроме перечисленных в "Введении", Государственного института горно-химического сырья (Москва) и Института геологии Страсбургского университета им. Л. Пастера (Франция).

Краткая характеристика района

Шельф Намибии простирается на расстояние около 1300 км, от устья р. Кунене (16° ю.ш.) до устья р. Оранжевой (28°30' ю.ш.) (рис. 10.1). На севере этой зоны шельф узкий и крутой, южнее 20° ю.ш. широкий (100-200 км) и пологий. Уклон дна в районе зал. Уолфи (23° ю.ш.) составляет 0°14'. В целом шельф асимметричен и включает в себя пологий внутренний шельф, сравнительно четко выраженный ступень на глубине 140-160 м, более крутой, местами вогнутый внешний шельф и переступ, маркирующий границу шельфа и континентального склона на глубинах от 270 до 400 м.

По результатам комплексных геолого-геофизических исследований [4], шельф Намибии является частью пассивной континентальной окраины Западной Африки, где активные тектонические движения и проявления вулканизма отсутствуют. Докембрийско-палеозойский кристаллический фундамент залегает на глубине 3-4 км ниже поверхности дна; поверхность фундамента наклонена в сторону океана под углом 2-3°.

Кристаллическое основание перекрыто породами предположительно мелового возраста, на которых залегает толща третичных пород, состоящая из четырех однотипно построенных пачек, разделенных поверхностями размыва.

Условия современного осадконакопления в этой зоне в значительной мере контролируются активным прибрежным апвеллингом, связанным с вдольбереговым Бенгельским течением. Физическая природа апвеллинга, связанного с взаимодействием ветров и течений, детально описана в [26]. Суть его заключается в том, что в прибрежной зоне происходит подъем к поверхности океанских вод с глубин 200-300 м, обогащенных биогенными элементами, в том числе фосфором, который лимитирует биологическую продуктивность. Поставка этих вод, содержащих до 90 мкг/л фосфора, в зону фотосинтеза вызывает бурное цветение фитопланктона, что стимулирует развитие всех последующих звеньев пищевой цепи - зоопланктона, нектона, морских птиц и млекопитающих.

Первичная продукция фитопланктона в зонах апвеллинга многократно выше, чем в открытом океане и большинстве внутренних водоемов. В зоне Бенгельского апвеллинга она составляет, согласно первоначальным определениям, 3,8 г C_{org} /м²/сут. Поздние измерения, выполненные по более совершенной методике в зоне аналогичного апвеллинга у побережья Перу, дали результаты до 10 г C_{org} /м²/сут.

Благодаря столь высокой биологической продуктивности, апвеллинг является, по крайней мере локально, решающим фактором, определяющим состав донных отложений. Поскольку в составе планктона в зоне Бенгельского апвеллинга преобладают диатомовые водоросли, на дне отлагаются диатомовые илы, состоящие преимущественно из створок и их обломков этих водорослей, а также включающие ряд других биогенных компонентов.

Другими факторами, определяющими состав осадков в зоне Бенгельского течения, являются терригенный снос и гидродинамическая активность. В современный период поставка терригенного материала незначительна и обусловлена лишь двумя постоянными реками - Кунене и Оранжевой. В геологическом прошлом, при наличии более мощной и разветвленной речной сети на юго-западе Африки, поставка терригенного материала была, по всей видимости, многократно выше.

Гидродинамический фактор, а именно транспортирующая роль волн и течений, особенно активно проявляется на шельфе при многократных изменениях уровня океана, что приводит к поперечному и продольному относительно береговой линии перемещению отложившегося ранее осадочного материала. О роли этого явления в перераспределении осадков можно судить на основании того, что в толще осадков

в юго-западной Африке установлено 5 эрозионных поверхностей, образовавшихся при понижениях уровня океана. На поверхности дна шельфа выделено 7 эрозионных террас высотой 5-20 м, а в пределах береговой полосы - абразионно-волновые террасы на высотах 2, 4, 7 и 23 м выше современного уровня океана; самая низкая и молодая из них датируется возрастом 24-48 тыс. лет [183, 288].

Донные отложения

В результате совокупного влияния перечисленных факторов распределение осадков на шельфе Намибии представляет собой пеструю картину. В относительно узкой (100-150 км) прибрежной полосе распространены осадки следующих типов: терригенные, известковые, кремнистые (диатомовые), фосфатные и глауконитовые (имеют ограниченное распространение), а также смешанного состава.

Терригенные осадки представлены преимущественно глинами и алевролитами и состоят главным образом из зерен кварца и лейкократового гнейса. Известковые осадки сложены ракушечником, в том числе и фораминиферным, детритом. Диатомовые пелитовые и алевроито-пелитовые илы состоят из целых и дробленых створок диатомей, с присутствием костей рыб, копролитов морских животных и фосфатных стяжений нескольких типов, от алевроитовой до пелитовой размерности. Фосфатные пески состоят из фосфатных зерен, переменных количеств ракушки, кварцевых зерен и обломков пород. На ряде участков шельфа встречаются глауконитизированные фосфатные зерна.

Схема распределения осадков шельфа Намибии к югу от зал. Уолфиш-Бей (23-26° ю.ш.), составленная М. Бремнером [122, 123] и дополненная материалами российских океанографических экспедиций [3, 72, 73, 29, 30], демонстрирует обширную зону распространения фосфатных песков (рис. 10.1). При этом необходимо отметить, что собственно современными (голоценовыми) осадками являются диатомовые илы, в то время как прочие типы осадков, особенно фосфатные и терригенные пески, перемыты и в значительной мере пересотложены, что соответствует известной глобальной закономерности - не менее 80% шельфовых осадков океана подверглось активному гидродинамическому воздействию [165].

Обобщенные данные о гранулометрическом, минеральном и химическом составе указанных осадков приведены в табл. 10.1-10.3, составленных по материалам [4, 29, 122, 124] и новым данным.

Фосфатные образования на шельфе Намибии

Фосфатные компоненты, распространенные в осадках рассматриваемой зоны, можно разделить на два класса: диагенетические и первично биогенные.

К диагенетическим относятся три типа обособлений. 1. Плиты, глыбы и крупные (до 10-15 см в поперечнике) конкреции сложного состава, предположительно миоценового возраста, встречаются в перемытых терригенно-известковых осадках на глубинах 115-335 м. Они представляют мелкозернистые, а также брекчиевидные и конгломератовидные фосфатные породы. Две последних разновидности близки по составу фосфоритам банки Агульяс и шельфа Марокко [4]. К мелкозернистым фосфоритам неко-

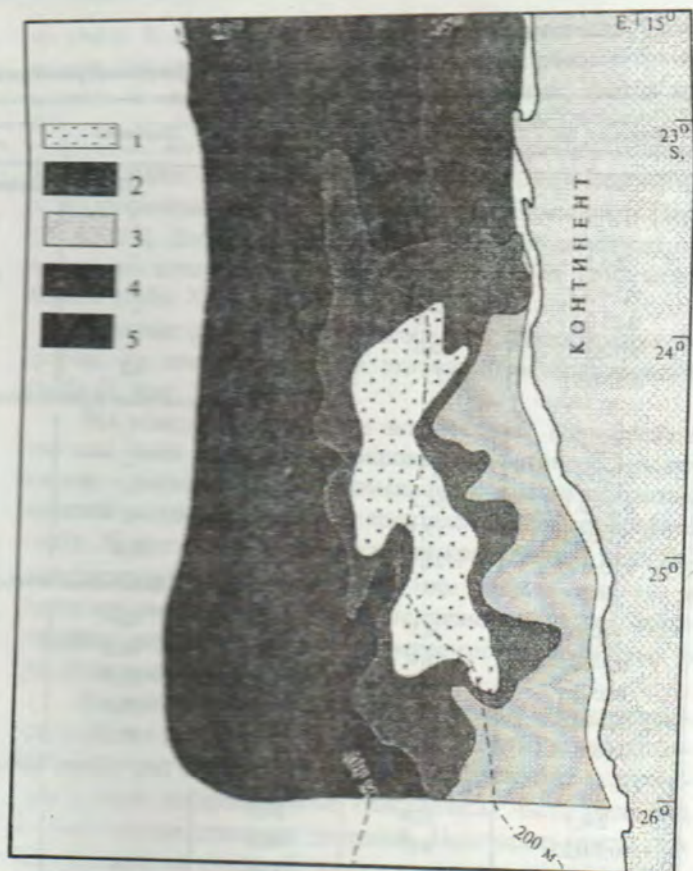


Рис. 10.1. Схема распределения осадков на шельфе Намибии (по данным Ю.М. Сенина, Е.М. Емельянова, М. Бремнера и автора раздела).

1 - фосфатные пески, 2 - фосфатные пески с ракушкой, 3 - диатомовые илы, 4 - терригенные осадки, 5 - известковые осадки

торые авторы [92] относят фосфатизированные известняки и песчаники, содержащие более 10% P_2O_5 ; нередко, однако, встречаются подобные породы и с более низким содержанием фосфора. Южноафриканские исследователи выделили и особый тип фосфатов в форме заполнения нор сверлящих организмов в древних известняках [123].

Таблица 10.1

Средний гранулометрический состав осадков шельфа Намибии

Тип осадков	Содержание (%), медианный диаметр (Md) и коэффициент сортировки (So).				
	Фракция (мм)			Md	So
	>0,1	0,1-0,01	<0,01		
Терригенный осадок					
Пески	79,8	12,5	7,8	0,18	1,50
Крупные алевроиты	16,1	69,7	14,1	0,07	1,35
Мелкие алевроиты	2,6	66,1	31,4	0,03	2,2
Алевропелиты	10,2	39,4	50,4	-	-
Пелиты	0,4	19,0	80,5	0,001	-
Известковые осадки					
Пески	63,6	22,8	13,9	0,17	2,06
Мелкие алевроиты	20,3	44,1	33,1	0,04	4,3
Алевропелиты	7,0	43,6	49,3	0,012	3,9
Диатомовые илы					
Алевропелиты	14,6	29,7	63,0	-	-
Пелиты	2,8	13,3	83,8	-	-
Фосфатные осадки					
Слабофосфатные пески	90,4	8,6	-	-	-
Фосфатные пески	92,1	7,8	-	-	-

Минеральный состав granulometricкских фракций осадков шельфа Намибии* (%)

Фракция, мм	Содержание фракции, %	Карбонаты	Диатомы	Костный детрит	Органич. агрегаты	Фосфатные зерна	Терригенные и вулканогенные минералы	Органо-минеральные
Песок терригенный (ст. 167)								
>2	8,0	44,3	-	34	20,4	-	1,0	-
2-0,5	1,3	0,2	-	-	-	4,1	95,3	0,4
0,5-0,25	10,8	0,2	-	0,2	-	2,6	97,0	-
0,25-0,1	67,1	1,2	-	-	-	1,0	97,8	-
0,1-0,05	10,6	4,7	-	-	1,1	-	94,2	-
0,05-0,01	2,7	17,2	0,2	-	5,3	-	75,5	-
Песок известковый равнозначно-форамиферный (ст. 150)								
2-0,5	0,7	97,9	-	0,3	-	1,8	-	-
0,5-0,25	6,1	81,5	-	-	4,0	14,5	-	-
0,25-0,1	36,2	77,4	-	-	2,6	16,7	0,4	-
0,1-0,05	17,3	87,0	-	-	-	4,1	7,7	-
0,05-0,01	21,1	81,3	0,5	-	-	-	12,8	4,6
Диатомовые илы (среднее по 8 пробам)								
2,0-0,5	0,5	7,8	0,4	68,1	-	20,5	1	-
0,5-0,25	1,8	9,1	40,0	6,9	-	28,8	3,6	19,0
0,25-0,1	11,5	19,3	35,4	-	-	-	1,5	10,0
0,1-0,05	11,2	2,1	90,5	-	-	-	3,3	-
0,05-0,01	12,8	0,5	80,3	-	-	-	18,3	25,0
Песок фосфатный (ст. 145)								
2-0,5	22,0	26,0	-	-	1	74,0	-	-
0,5-0,25	40,3	46,8	-	-	-	52,1	-	1,1
0,25-0,1	17,4	53,6	-	-	18,0	27,8	0,4	-
0,1-0,05	5,0	64,9	-	-	3,5	4,4	27,2	-
0,05-0,01	5,6	21,8	2,3	-	26,8	-	48,6	-

* Станции нис "Академик Курчатов".

2. Фосфатные конкреции и обособления близкого состава, размером до 0,5-1 см в поперечнике, но различной консистенции (от мягких до относительно твердых) в современных диатомовых илах.

3. Фосфатные зерна, видимо, полисианоцевого состава, образующие скопления фосфатных песков на шельфе Намибии к югу от зал. Уолфиш-Бей; ресурсы их достигают, по предварительным оценкам, порядка 4 млрд т P_2O_5 . Определенным подтипом выделяются глауконитизированные фосфатные зерна, распространенные на ограниченных участках шельфа [20].

К биогенному классу относятся костный детрит, копролиты и раковины. Костный детрит представлен (от свежих до в различной степени фоссилизированных) фрагментами скелетов морских млекопитающих (китов и тюленей). Довольно часто встречается фоссилизированная чешуя рыб. Рассеянный костный детрит наблюдается по всему шельфу, но наиболее обилен в зоне распространения

Таблица 103

Средний химический состав осадков района

Тип осадка	Содержание, % веса						
	CaCO ₃	SiO ₂	C _{орг}	Fe ₂ O ₃	MnO	TiO ₂	P ₂ O ₅
Терригенные осадки	8,43	2,59	2,46	3,30	0,02	0,43	0,41
Известковые осадки	60,49	0,50	3,55	1,39	0,01	0,17	1,69
Глауконитовые пески	20,51	1,11	0,89	18,60	0,02	0,45	0,58
Слабо кремнистые диатомовые илы	9,24	19,75	7,01	3,03	0,01	0,37	0,50
Кремнистые диатомовые илы	4,49	39,9	5,53	1,31	0,01	0,01	0,82
Фосфатные пески	39,8	3,7	2,87	2,3	0,01	0,09	17,3

диатомовых илов. По данным детальных исследований сотрудников Кейптаунского университета, такой детрит составляет в последних свыше половины фракции (+ 1 мм осадков, в том числе в среднем 35,9% - реберные и черепные кости, 11% - позвонки, 4,5% - чешуя и 0,2% - зубы). Здесь встречаются трехгранные удлиненные образования, которые М. Бремнер [123] называет дрейкрантерами. По нашим наблюдениям, они являются, вероятно, фрагментами жаберных костей рыб. Степень фоссилизации этого материала различна. Встречаются как свежие белесые пористые кости, так и фоссилизированные плотные черные, в которых поры заполнены вмещающими осадками диагенетическим фосфатом.

Копролиты зоопланктона, рыб и морских млекопитающих имеют характерную овальную или удлиненную форму. Их размер от 0,1 до 8-10 см по длинной оси. Копролиты встречаются преимущественно в диатомовых илах, где масса мягкого осадка способствует сохранению этих первоначально слабо консолидированных образований. По мере фоссилизации некоторые крупные копролиты расслаиваются и рассыпаются на пластинки и чешуйки, становясь почти не отличимыми от диагенетических фосфатных конкреций и зерен уплощенной формы.

Фосфатный раковинный материал - изредка встречающиеся современные фосфатные брахиоподы *Discinis tenuis*, содержащие в среднем 23,5% P_2O_5 [123].

Особый интерес в генетическом плане представляют фосфатные зерна и инситу обособления, поскольку крупнейшие фосфоритовые месторождения относятся к этому типу. Именно поэтому основная часть настоящего исследования посвящена изучению фосфоритов.

Кристаллиты излучения в СЭМ.

Фосфатные обособления современных диатомовых илов

Наличие таких фосфатных обособлений в диатомовых илах упоминалось ранее многими авторами [2, 4, 29, 72, 73, 122-124], но их характер оставался невыясненным.

Они представлены несколькими разновидностями, из которых можно выделить по цвету и консистенции следующие: белые мягкие; светло-серые рыхлые; коричнево-серые уплотненные и плотные; черные плотные. Разнообразие их находится преимущественно в пределах 0,1-2 мм. Форма разнообразна: округлая, уплощенная, овальная, угловатая, неправильная. Удлиненные и часть овальных обособлений являются, видимо, копролитами зоопланктона и скелетов рыб, но их обломки не отличаются по внешним признакам от аутигенных образований.

По данным ряда исследователей, по мере уплотнения коэффициент преломления фосфата возрастает: в рыхлых разновидностях он составляет 1,579-1,585; в уплотненных коричневых - 1,585-1,591; в плотных черных - 1,591-1,630, что, видимо, соответствует трансформации коллофана во виверолит и затем апатит (?).

Детали строения обособлений установлены в СЭМ при исследовании более 30 экземпляров из фракций 0,5-1 и 1-2 мм. Они выделены путем механического анализа отложений из дночерпателя (около 2 кг каждая) со станций 2045 (22°40' ю.ш., 14°15' в.д., глубина 87 м) и 2048 (22° ю.ш., 13°58' в.д., глубина 85 м), полученных автором в 1974 г. рейсе нис "Михаил Ломоносов".

Мягкие белые разновидности представляют собой комочки фосфатизированного ила, близкие по консистенции к вмещающим диатомовым илам, которые находятся на дне в полужидком состоянии. В связи с этим большая часть мягких обособлений распадается и теряется в процессе механического анализа, и сохраняются лишь единичные экземпляры, количество которых несоизмеримо меньше по сравнению с истинным первоначальным содержанием.

Форма разнообразна, от неправильной до изометрической (табл. X, фиг. 1, 2). Поверхность обычно бугристая, обусловлено присутствием многочисленных включений осадка, главным образом створок диатомовых водорослей.

Поверхность обычно шероховатая, состоит из рыхлых агрегатов, сложенных детритом и целыми раковинами диатомей, колломорфным веществом и глобулярными стяжениями (видимо, фосфатными) и частицами неопределенного состава (табл. X, фиг. 3, 4).

При исследовании словов видно, что они сложены диатомовым детритом, слабо сцементированным колломорфной, колломорфно-глобулярной и глобулярной массой фосфатного вещества (табл. X, фиг. 5). Глобулы размером в доли микрометра до нескольких микрометров в поперечнике имеют нечеткие очертания и не изолированы от основной массы колломорфного фосфата (табл. X, фиг. 6).

Наряду с этим в полостях мягких зерен иногда встречаются единичные или агрегатированные сигарообразные фосфатные обособления, которые рассматриваются как кристаллиты. Они длиной 1-5 мкм, иногда образуют срост-

ки (табл. X, фиг. 7). При ближайшем рассмотрении выясняется, что на кристаллитах имеется продольная штриховатость, а их окончания тупые и бугорчатые, иногда несколько утолщенные. Такие кристаллиты встречаются, в частности, на решетчатой поверхности диатомовых водорослей. Равно аналогичные образования были обнаружены в фосфоритовых конкрециях с шельфов Намибии и Перу [4, 5, 127]. Внутри нескольких обособлений обнаружены, как и на поверхности, агрегаты игольчатых кристаллов барита (табл. X, фиг. 8).

Рыхлые светло-серые обособления разнообразны по форме, от изометричной до угловатой и неправильной (табл. X, фиг. 9).

На поверхности имеется значительное количество в той или иной мере фосфатизированных органических остатков - диатомей, реже фораминифер, иногда покрытых пленкой колломорфного или кристалломорфного фосфата (табл. X, фиг. 10, 11). Встречаются кристаллиты двух типов: сигарообразные, длиной до 2 мкм (табл. X, фиг. 12), и более крупные, до 3-4 мкм, с утолщенным торцом, обращенным наружу; иногда они встречаются совместно и представляют, видимо, две генерации.

Внутри обособлений встречается как фосфатизированный, так и почти не затронутый фосфатизацией диатомовый детрит (табл. X, фиг. 13, 14). Единичные и агрегатированные сигарообразные кристаллиты часто рассеяны на решетчатых створках диатомей. Некоторые кристаллиты, стоящие на створках, имеют усеченное основание, ограниченное поверхностью створки (табл. X, фиг. 15, 16). Между кристаллитами иногда видны скопления округлых частиц размером менее 0,5 мкм в поперечнике (табл. X, фиг. 16), строение которых выяснить не удалось. В полостях, а также на поверхности створок диатомей сигарообразные частицы образуют звездчатые и розеточные агрегаты (табл. X, фиг. 16).

Уплотненные коричневые и плотные черные обособления обычно имеют внешне относительно гладкую поверхность, на которой, однако, при ближайшем рассмотрении видны включения створок диатомей и каверны, видимо оставшиеся от их растворения (табл. X, фиг. 17). Возможно, это уже переотложенные частицы - зерна.

Гладкие участки поверхности сложены агрегатами микрочернистых частиц различного размера и формы. Биогенный детрит на поверхности зерен в одних случаях не фосфатизирован, в других фосфатизирован частично или полностью. На створках диатомей развиваются веретеничатые фосфатные кристаллиты (табл. X, фиг. 18), местами образующие сплошные агрегатированные массы (табл. X, фиг. 19).

Их внутреннее строение отличается от внешнего тем, что диатомовый детрит относительно редок и интенсивно фосфатизирован. Створки диатомей замещены, а полости заполнены фосфатом, имеющим форму колломорфной и ультрамикрочернистой массы, но чаще - агрегатов веретеничатых кристаллитов (табл. X, фиг. 20, 21). Агрегаты этих кристаллитов встречаются также в полостях среди колломорфного и глобулярного фосфата. В целом внутреннее строение коричневых и черных обособлений характеризуется преобладанием глобулярной массы, возникающей на базе колломорфного фосфата. Отдельные глобулы на фоне этой массы обычно слабо дифференцированы, что создает сложную ботриональную текстуру (табл. X, фиг. 22, 23). Поверхность глобул и глобулярной массы в целом гранулирована, что является признаком начинающейся кристал-

лизации фосфата. На сколах глобул видно, что эта кристаллизация начинается с поверхности и обычно затрагивает периферическую часть глобул (табл. X, фиг. 24).

Копролиты песчаной размерности современных диатомовых илов. Одной из разновидностей обособлений являются копролиты и их обломки, которые соответствуют по размерам и составу основной массе обособлений. Целые копролиты идентифицируются по удлинённой форме (табл. X, фиг. 25), но обломки почти не отличаются от обычных обособлений.

По внешним признакам копролиты, так же как и прочие обособления, можно разделить на мягкие белые, рыхлые серые, уплотненные и плотные коричневые и черные. Иногда на поверхности и внутри копролитов разной плотности встречаются микрокопролиты длиной до 10-15 мкм, принадлежащие, видимо, зоопланктону (табл. X, фиг. 26).

Поверхность копролитов варьирует от шероховатой у мягких и рыхлых до относительно гладкой у плотных. На поверхности слабо консолидированных копролитов встречаются остатки диатомей, реже кокколитов (табл. X, фиг. 27). В целом поверхность копролитов характеризуется коллоидным и коллоидно-глобулярным строением, что выявляется при увеличении свыше ($\times 1000$) (табл. X, фиг. 28). Иногда на поверхности копролитов видны агрегаты игольчатых кристаллов барита. На мягких копролитах встречаются также коллоидные сгустки органического вещества, отличающиеся прихотливыми натычными формами.

Во внутреннем строении копролитов биогенный детрит занимает подчиненное положение. Остатки известковых организмов не встречаются, а диатомовый детрит относительно редок. Иногда как в мягких, так и в плотных копролитах встречаются неизмененные створки диатомей (табл. X, фиг. 29), но обычно они интенсивно фосфатизированы или от них остаются лишь слепки.

Наиболее характерной чертой внутреннего строения копролитов песчаной размерности, независимо от степени их литификации, является доминирование коллоидной и коллоидно-глобулярной структуры, что наблюдается в мягких, рыхлых и плотных образцах (табл. X, фиг. 30).

В сплошной коллоидной массе фосфатного вещества глобулы видны на ее фоне весьма нечетко, но при наличии пор они отделяются от вмещающей массы и приобретают относительно правильную форму. Глобулы видны небольшие центральные полости, возникающие, вероятно, при образовании пузырьков газа или дегидратации и контракции фосфатного геля. В некоторых образцах видно, что формирование глобул в коллоидной массе может начаться с конденсации вещества вокруг полости и может завершиться отделением глобулы при наличии свободного пространства (табл. X, фиг. 32).

Сформировавшиеся глобулы с ботриодальной поверхностью обладают радиально-лучистой структурой, которая, начинаясь с периферии, может распространиться на всю массу глобулы вплоть до ее центра, что видно на сколах.

Сигарообразные кристаллиты в копролитах имеют ограниченное распространение в отличие от обособлений некопролитного происхождения. Единичные кристаллиты, а также их друзовидные сростки и агрегаты удлиненной формы встречаются в полостях среди массы коллоидно- и коллоидно-глобулярного фосфата (табл. X, фиг. 33). В других случаях плотно упакованные кристаллиты заполняют полости в створках панцирей диатомей, располагаясь

перпендикулярно относительно плоской поверхности створок. Иногда на этой вновь образованной поверхности формируются агрегаты кристаллитовой генерации (табл. X, фиг. 34, 35).

В массе фосфатного вещества копролитов нередко присутствует фрамбоидальный пирит (табл. X, фиг. 36).

Фосфатные зерна миоценовых песков. Зерна, из которых состоят фосфатные пески, относятся к тем же гранулометрическим классам, что и обособления песчаной и крупноалевритовой фракций диатомовых илов (0,1-2 мм).

Форма зерен от округлой до угловатой. Некоторые зерна сформировались путем обрастания фосфатизированным материалом костного детрита (табл. X, фиг. 37, 38). Встречаются и экзотические зерна необычного строения, например зерно с открытой полостью, заполненной фосфатными глобулами.

Строение поверхности зерен неоднородно. Встречаются участки, сложенные коллоидным фосфатом с гладкой или микрокавернозной поверхностью, возникшей, вероятно, за счет коррозионных процессов. В частности, это может быть связано с растворением кокколитов, хотя на поверхности встречаются и целые раковинки этих организмов. В отличие от кокколитов, целые панцири диатомей на поверхности зерен не обнаружены, что может быть связано с удаленностью пояса распространения современного диатомового планктона, расположенного севернее поля фосфатных песков.

Внутреннее строение зерен характеризуется большим разнообразием благодаря непостоянным соотношениям коллоидного, глобулярного и микрокристаллического фосфата. На многих участках зерен распространен коллоидный фосфат, в котором иногда наблюдаются полости диаметром от долей микрометра и больше, являющиеся центрами формирующихся глобул.

При наличии свободного пространства в коллоидной массе формирование глобул с полостями или без них происходит более интенсивно (табл. X, фиг. 39). В результате коллоидное вещество преобразуется в агрегаты, состоящие из соприкасающихся друг с другом глобул диаметром преимущественно от менее 1 до 3 мкм (табл. X, фиг. 40). На сколах копролитов видны признаки этой структуры.

В коллоидном фосфате встречаются слепки панцирей диатомей, полностью замещенных коллоидным фосфатом (табл. X, фиг. 41) либо, значительно чаще, микрокристаллическим фосфатом (табл. X, фиг. 42, 43). Полости, оставшиеся от растворения диатомей, также заполнены микрокристаллическим фосфатом (табл. X, фиг. 44). Встречаются и более крупные полости, заполненные фосфатизированными диатомеями и агрегатами кристаллитов (табл. X, фиг. 45).

Кристаллиты представлены двумя разновидностями. Одна из них - веретенчатые частицы длиной до 1-2 мкм образующие крестообразные и звездчатые сростки и сложные агрегаты (табл. X, фиг. 46) - в целом такие же, как были описаны выше, в обособлениях из диатомовых илов. Вторая разновидность - более крупные, длиной до 3-5 мкм гантелевидные частицы, встречающиеся как порознь, так и в виде двойниковых и иных сростков и агрегатов в массе коллоидного фосфата, в полостях, на поверхности створок фосфатизированных диатомей (табл. X, фиг. 43-45, 49). При соответствующем увеличении видно, что на эти

Состав некоторых фракций осадков шельфа Намибии по данным химической и атомно-абсорбционных анализов (% веса)

Элементы	Диатомовые илы				Фосфатные пески			
	0,25-0,1	0,5-0,25	1-0,5	2-1	0,25-0,1	0,5-0,25	1-0,5	2-1
Фракция, мм								
Na ₂ O	2,21	1,88	1,88	1,93	1,26	0,98	-	-
K ₂ O	0,48	0,18	0,15	0,14	0,33	0,10	-	-
CaO	40,3	49,2	51,3	50,7	44,1	45,7	-	-
MgO	-	-	-	-	1,22	1,12	-	-
SiO ₂	8,96	3,64	2,21	2,16	6,2	4,7	2,66	3,05
Al ₂ O ₃	0,98	0,13	0,08	0,20	1,2	1,1	0,09	0,09
Fe ₂ O ₃	1,16	0,49	0,37	0,49	3,9	3,1	-	-
SrO	0,35	0,42	0,44	0,4	0,26	0,05	-	-
BaO	-	-	-	-	0,02	0,05	-	-
P ₂ O ₅	26,47	30,92	32,26	32,76	24,84	24,60	29,82	31,36

Обсуждение полученных результатов - генезис фосфатных обособлений и зерен шельфа Намибии

Генезис описанных образований и зерен следует рассматривать с учетом их внутреннего строения, а также состава вмещающих осадков, поровых вод, физико-химической обстановки диагнеза и состава бактериальной микрофлоры. В рассматриваемом случае при анализе современных фосфатных обособлений шельфа Намибии факторы их формирования доступны непосредственному наблюдению и прямым количественным оценкам.

Современные диатомовые илы шельфа Намибии характеризуются высоким содержанием относительно свежего органического вещества и связанного с ним фосфора, при отношении C/P, близком к тому, которое типично для живого вещества (порядка 40/1). При распаде органического вещества фосфор минерализуется и растворяется в поровой воде, в которой его содержание достигает 5-8 мг/л, т. е. примерно на два порядка выше, чем в океанической. Поддержанию высоких концентраций фосфора в растворе способствует, видимо, формирование фосфатно-карбонатных комплексов благодаря обилию растворенной углекислоты, выделяющейся при распаде органического вещества. Благоприятная для отложения фосфата из поровых вод физико-химическая обстановка возникает при разрушении фосфатно-карбонатных комплексов за счет активной диффузии углекислоты из верхнего слоя осадков в придонную воду или за счет локального повышения pH в осадках на фоне относительно низких средних значений pH, колеблющихся в диапазоне 7,3-7,5 [4].

Формирующиеся в этой среде фосфатные обособления, очевидно, являются раннедиагенетическими образованиями, обязанными своим происхождением в конечном итоге высокой биологической продуктивности прибрежных вод и соответственно высоким темпам биогенной седиментации в относительно мелководной зоне. Внутреннее строение фосфатных обособлений свидетельствует, что одной из первичных форм осаждения фосфата из порового раствора являются гелевидные, коллоидно-глобулярные и кристалломорфные частицы и агрегаты, распределение которых контролируется, видимо, микронеоднородностью среды. Размер отдельных частиц может составлять доли микрометра, в то время как размер агрегатов достигает нескольких миллиметров в поперечнике.

Вместе с тем в осадках наблюдается продольная штриховатость, а утолщенные бугорчатые торцы имеют бугорчатое строение, что в целом напоминает структуру снопа. Некоторые из этих частиц развиты не полностью, будучи прикреплены к твердому субстрату (табл. X, фиг. 43, 44). Наблюдаются звездчатые агрегаты, состоящие из радиально расположенных половинок "гантелей", обращенных утолщенными торцами наружу (табл. X, фиг. 49). Встречаются также частицы, представляющие собой нечто среднее между веретенчатыми и гантелевидными образованиями (табл. X, фиг. 43, 44), что свидетельствует об их метаморфической общности.

На поверхности фосфатизированных диатомей встречаются также скопления относительно изометричных частиц размером менее 1 мкм в поперечнике (табл. X, фиг. 47), идентифицировать которые пока не удалось.

Любопытной особенностью зерен является также то, что от находившихся в них диатомей практически ничего не сохранилось, кроме слепков. Обычно диатомей полностью замещены фосфатом, но в ряде случаев они подернуты также пиритизацией и покрыты оболочкой кубических и пентагон-додекаэдрических кристаллитов пирита около 0,3 мкм в поперечнике (табл. X, фиг. 48, 49), в результате чего эти слепки можно принять за шапочки фрамбоидного пирита. Об их принадлежности к диатомеям свидетельствует наличие характерного гладкого ободка (табл. X, фиг. 48), который, однако, сохраняется не всегда. Тем не менее сложный фосфатно-пиритовый состав этих образований подтверждается микрозондовым анализом.

Химический состав обособлений и зерен

Валовый химический состав фракций, в которых концентрируются обособления и зерна, определялся с помощью различных аналитических методов. Результаты анализов свидетельствуют, что в исследованных фракциях фосфатные обособления и зерна являются преобладающим компонентом, и в целом по содержанию фосфора эти фракции соответствуют фосфатному осадку (табл. 10.4).

Исследование отдельных морфологически выраженных частей обособлений и зерен выполнялось с помощью микрозонда, совмещенного с СЭМ.

Судя по результатам этих анализов (табл. 10.5), матрикс обособлений и зерен, а также формирующиеся в нем слепки, заполнение диатомей и кристаллиты состоят из относительно чистого фосфата и содержат от 28,67 до 39,21% P₂O₅. В то же время остатки диатомей в современных илах фосфатизированы не полностью и содержат лишь от 4,25 до 22,86% P₂O₅ и от 29,92 до 71,66% SiO₂, что подтверждает наблюдения о начальной стадии их фосфатизации. В тех же остатках диатомей отмечено высокое содержание стронция, которое не характерно для фосфатного вещества. Большинство составных частей современных обособлений из диатомовых илов обогащены стронцием и хлором, чего не наблюдается в миоценовых зернах фосфатных песков, что также связано с разной степенью их литификации. Но в целом состав матрикса, слепков и кристаллитов современных и миоценовых фосфатных обособлений и зерен характеризуется большим сходством.

Состав частей древних диатомовых микроанализов (%)

Элементы	Матрица					Детрит					Заполнение диатомей		Кристаллиты			Пирит	
	1	2	3	4	5	1	2	3	4	1	3	2	4	5	5		
Na ₂ O	5,03	5,04	3,52	1,23	1,13	3,79	4,24	2,28	6,88	2,25	1,95	2,93	4,87	4,5	3,39	4,23	0,74
K ₂ O	0,31	0,17	0,07	0,17	0,23	0,26	0,69	0,23	0,20	0,20	0,50	0,51	0,05	0,19	1,24	0,00	0,33
CaO	40,05	50,67	51,47	57,0	54,87	50,80	52,73	52,23	58,42	58,25	22,10	44,50	51,07	37,68	46,81	50,08	25,33
MgO	2,66	3,04	1,98	1,22	1,05	2,88	1,67	1,14	0,57	0,42	0,26	0,69	1,95	2,00	1,66	1,11	0,65
Al ₂ O ₃	1,1	0,54	0,00	0,07	0,15	0,57	0,20	0,14	0,05	0,06	0,54	0,40	0,40	0,80	0,36	0,61	0,76
SiO ₂	14,95	0,36	0,33	0,0	1,12	1,62	0,30	0,19	20,02	71,66	50,61	10,62	5,89	17,67	12,75	0,52	0,44
Fe ₂ O ₃	0,01	0,52	0,00	0,37	2,19	0,00	0,00	0,20	0,20	0,20	0,37	0,67	0,17	0,67	0,16	6,90	35,1
SrO	1,98	0,31	1,25	0,65	0,44	0,81	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,49	0,32	2,00	1,49	1,19	0,10
BaO	0,06	0,00	0,24	0,00	0,33	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,49	0,00	0,00	0,71	0,00	0,31
S	0,96	1,24	0,77	0,58	1,80	1,11	1,98	0,20	0,20	0,20	0,72	1,06	1,30	1,09	0,97	3,05	23,88
Cl	2,3	1,1	1,17	1,06	0,28	0,83	0,20	0,20	0,20	0,20	1,12	5,3	1,26	1,59	1,91	0,38	0,00
P ₂ O ₅	30,54	34,94	39,21	37,22	37,61	37,53	37,76	37,76	37,76	37,76	30,52	32,80	32,11	28,67	35,70	15,22	

Примечание. 1 - рыхлые обособления, 2 - рыхлые копролиты, 3 - рыхлые веретенообразные обособления, 4 - плотные черные обособления (все - в диатомовых илах), 5 - зерна из фосфатных песков.

Параллельно и одновременно (возможно, и равно) с осаждением фосфата в поровом пространстве происходит другой важный процесс - фосфатизация биогенного детрита - панцирей диатомей, более редких раковин фораминифер, а также кокколитофорид, сгустков органического вещества. Детально проследить за этим процессом удалось на примере диатомового детрита, являющегося преобладающим компонентом вмещающих осадков.

Начальный этап, или, вернее, момент фосфатизации, почти не затрагивает неизменные створки диатомей, хотя фосфат может осаждаться и в непосредственной близости от них. Но вслед за тем иногда начинается частичное растворение наиболее тонких частей створок, особенно на краях пронизывающих их пор, что сопровождается образованием на этих порах или вблизи от них веретенообразных фосфатных частиц. Заметим, что для растворения ила диатомей необходима слабощелочная среда, которая одновременно способствует осаждению фосфата. Продолжение этого процесса приводит к образованию на поверхности створок диатомей сплошного слоя фосфата и их дальнейшему замещению фосфатными...

...и указания, что и помертно [12, 142], однако многие содержания фосфора в фосфоритах. Многочисленные эксперименты демонстрируют также, что в присутствии бактерий осаждение фосфата из раствора происходит гораздо эффективнее, чем при их отсутствии, а образующийся осадок состоит из бактериоморфных частиц [199, 213, 214]. В связи с этим многие авторы считают, что описанные выше веретенообразные и гантелевидные частицы, обнаруженные также в древних фосфоритах, являются фосфатизированными бактериальными клетками [20, 58, 202].

В современных диатомовых илах шельфа Намибия концентрация бактерий действительно крайне высока и достигает 10^7 клеток в 1 см^3 ила, но в условиях сероводородного заражения, при Eh около 400 мкВ, бактерии представлены почти исключительно сульфатредуцирующими выщелоченными формами [132], которые, видимо, разрушились в процессе фосфатизации настолько, что их остатки невозможно различить СЭМ. В то же время веретенообразные и гантелевидные бактериоморфные частицы изобили-

0,74
0,33
5,33
0,65
0,76
0,44
35,1
0,10
0,31
3,88
0,00
5,22

... первоначально в рыхлых осадках по составу к современным диатомовым илам, а затем были пересотложены при неоднородных изменениях уровня океана, сохранившись в виде песчаной и крупноалевритовой фракции первично-осажденных.

Вывод, еще один важный вывод состоит в том, что обособления песчаной и крупноалевритовой фракции, в изобилии присутствующие в современных

полукаждых, не подвергшихся размыву и пересотложению илах, являются интрузивными аутигенными образованиями и формируются совместно с описанными ранее крупными конкрециями [2, 4], вопреки существующему мнению о том, что первые являются продуктом фрагментации конкреций [121]. Однако, естественно, такая фрагментация не исключается в процессе возможного последующего пересотложения осадков и, вероятно, обычно имеет место, поскольку в зернистых фосфоритах крупноглыбовые конкреции не встречаются.

ИНТЕРИМЕНОННАЯ

Фосфоритовые отложения присутствуют в виде тонких прослоев в илах и в виде более крупных конкреций в осадках. Фосфоритовые конкреции в осадках имеют форму шаров, цилиндров, конусов, кубов, тетраэдров, пентаэдров, гексаэдров, октаэдров, декаэдров, додекаэдров, и других форм. Они могут быть одиночными или группированными. Конкреции могут быть размером от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров. Они могут быть светлыми или темными, в зависимости от содержания фосфора. Конкреции могут быть хрупкими или прочными, в зависимости от структуры. Конкреции могут быть образованы в результате аутигенных процессов или в результате пересотложения осадков.

Аутигенные фосфоритовые конкреции образуются в осадках в результате аутигенных процессов. Они могут быть образованы в результате осаждения фосфора из раствора или в результате пересотложения осадков. Конкреции могут быть образованы в результате аутигенных процессов или в результате пересотложения осадков. Конкреции могут быть образованы в результате аутигенных процессов или в результате пересотложения осадков.

Глава 11. Накопление цианобактериальных матов и фосфатогенез на островах Пацифики

К. Джел

Введение

Первичная продукция южной тропической части Пацифики очень низка ($0,1 \text{ г С м}^2/\text{день}$), вызвана недостатком растворенных питательных веществ в фотической зоне (0-150 м) [250]. Эти олиготрофные условия являются следствием стратификации в толще воды. В результате на глубинах более 500 м в идущих с юга антарктических промежуточных водах (АПВ) содержатся значительные резервы питательных веществ. В апвеллинговых зонах (у экватора и по западной окраине Америки) АПВ поднимаются вверх и вызывают резкое увеличение биологической продукции у поверхности океана (в фотической зоне). Рост кораллов невозможен в постоянных апвеллинговых зонах [182], и большинство коралловых островов развивается в олиготрофных областях.

Атоллы открытого океана - постоянный указатель древних вулканических островов, которые погрузились под уровень океана. В настоящее время рифовые кольца этих атоллов окружают находящуюся в центре лагуну и изолируют от волнений океана. Лагуны часто связаны с океаном многими проходами и боа (узкие каналы для разгрузки в направлении лагуны волнений). В случае закрытых атоллов характеристики вод лагуны отличаются от океанической поверхностной воды. Эвтрофикация и сверхсоленость, ведущие к эвапоритизации, более значительны, чем фреатическая разгрузка в направлении лагуны (как подтверждение - развитие зеленых водорослей на атолле Тайаро, Французская Полинезия). Эвтрофикация в опресненных лагунах (где фреатическая разгрузка превосходит эвапоритизацию) ведет к развитию мощных цианобактериальных матов (атолл Ниау, Французская Полинезия). Во всех этих случаях эвтрофикация имеет место, показывая, что фреатическая вода является источником питательных веществ, которые теряются в океане в случае открытых лагун.

Система атолла поставляет органические и неорганические вещества в океан; водорослево-коралловое сообщество имеет очень высокую продуктивность: от 1 до 5 г С $\text{м}^2/\text{день}$ и 10 до 20 г $\text{CaCO}_3 \text{ м}^2/\text{день}$ [184]. Эндоапвеллинг (термоконвективные процессы внутри карбонатного рифа) позволяет допускать внутренний поток питательных веществ от АПВ к существующим коралловым кольцам рифов и фреатическим линзам [248, 250]. Автотрофные коралло-водорослевые сообщества могут тогда питаться небольшим, но постоянным потоком вновь поступающих питательных веществ (рис. 11.1).

Фосфоритовые отложения присутствуют на многих коралловых островах и атоллах в низкоширотной области Мирового океана, в формах от фосфатных корок (атолл Тувалу) до отложения многих сотен миллионов тонн фосфоритов (острова Науру, Рождества и др.). Содержание P_2O_5 чаще более значительны в островных фосфоритах (до 39%), чем в фосфоритах континентов [236]. Фосфатные руды на атоллах обычно локализованы в лагунных депрессиях островов (рис. 11.2). Некоторые из них значительно подняты выше уровня океана (+120 м для о-ва Макатеа, +67 м для о-ва Науру), некоторые другие погружены (-8 м о-в Матайва). Фосфатные отложения обычно лежат на доломитизированном и, как обычно предполагается, закарстованном карбонатном основании [118, 231, 273]. Закарстованность объясняют как результат растворения карбонатов метеорными водами [225], возможно, при обогащении их фосфорной кислотой [156], в период подъемов, связанных с эвстатическими циклами (уровень океана колеблется от 100 до 150 м). По имеющимся натурным наблюдениям, однако, аналогичные "карстоподобные" формы могут возникнуть в прибрежной мелководной зоне атоллов, что более логично объясняет развитие на них фосфатных отложений при реальном отсутствии рыхлых карстовых продуктов [100].

Фосфатные накопления традиционно старались использовать при оценке баланса, источника фосфора для атоллов, несущих эти фосфориты. Их связывали с птичьим гуано [191], разложением растений [194] или планктона [225], вулканическими поступлениями и, в последнее время (для о-ва Науру), с развитием микробных сообществ [100]. Все эти факторы могут действовать в период регрессии океана, но необходимо решать проблему качественно и количественно в соотношении с диагенезом и сохранением фосфора (как нерастворимого апатита) во временной шкале рассматриваемой здесь группы атоллов Туамоту [151]. Реджери и Войти [249] указывали, что фосфор может поступать с глубин океана к вершинам атоллов путем эндоапвеллинга и химически осаждаться в карбонатном субстрате. Эта гипотеза о источнике фосфата в глубинах океана объясняет появление фосфатных накоплений на некоторых поднятых атоллах, подобных Науру и Макатеа. Указанная идея была поддержана Барнетом с соавторами [112], которые отметили, что редкие и редкоземельные элементы в фосфоритах демонстрируют их океаническое и базальтовое происхождение. Фикри [167] после и

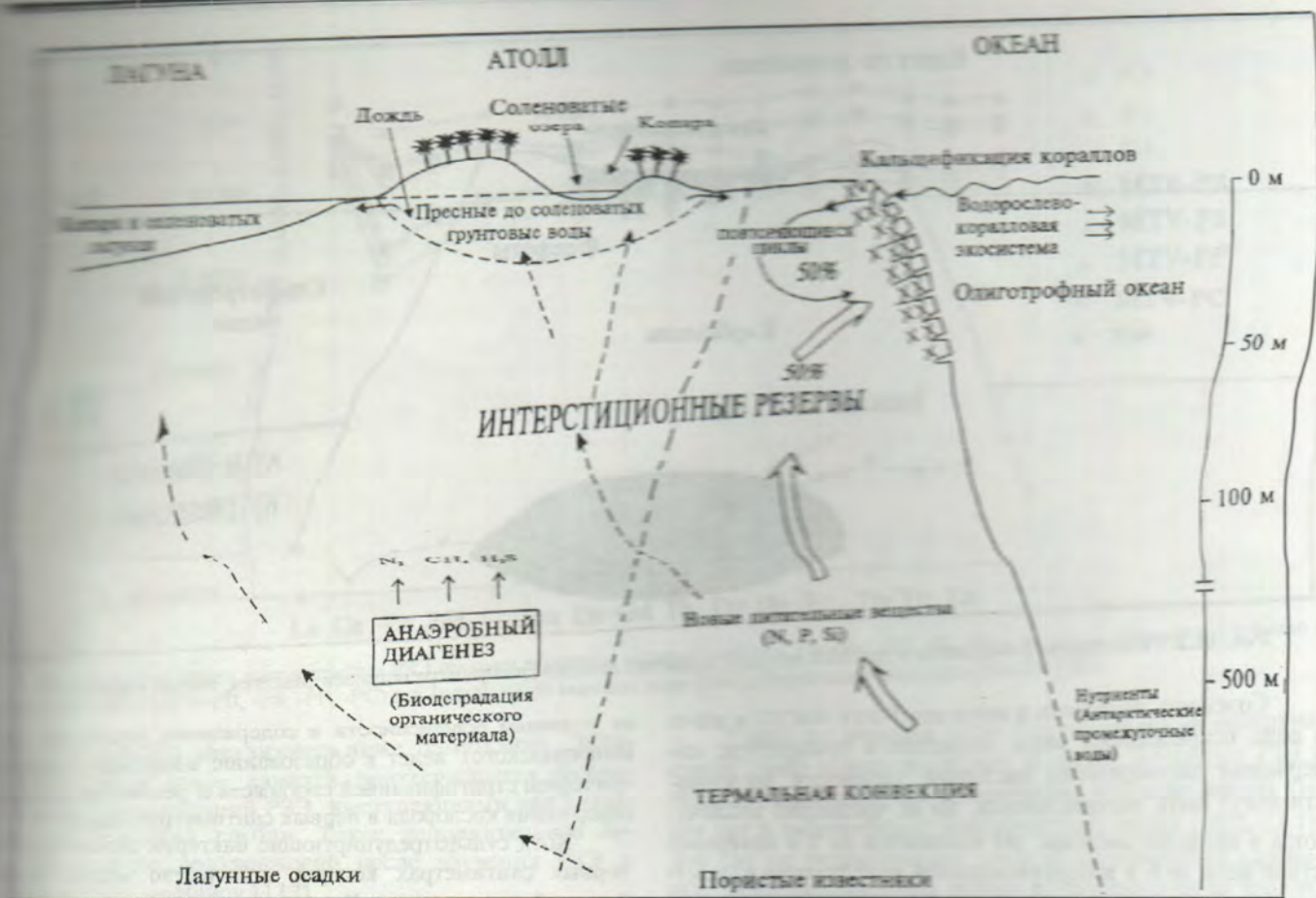


Рис. 11.1. Схема циркуляции интерстициальных вод при температурной конвекции (геотемпературный эндоапвеллинг) в системе атолла

органической геохимии многих тихоокеанских фосфоратов указал на микробальное происхождение для существующих накоплению фосфора лагунных осадков. Два указания могут комбинироваться [246] в новой модели, базирующейся на эндоапвеллинге как источнике фосфора и других питательных веществ, и цианобактериальных матах как агентах биологической аккумуляции и концентрации фосфора.

О развитии микробальных матов и обогащении их растворенным фосфором (вплоть до отложения апатита) сообщалось для атолла Ниау [167], озер на островах Палау [270] и лагуны о-ва Алдабра [273], где фосфатные отложения разрабатывались. Возможность генетической связи между матами-фосфатами исследована на сравнительном изучении органического вещества (углеводородная и гумусовая фракции), связанного компонентами этой цепи, с гидрохимией озер, микробиологией копары, петрографией и геохимией фосфатных пород [196].

Цианобактериальные маты

На атоллах Туамоту закрытые пресноводные лагуны и соленоватые озера, в которые поступают фреатические (грунтовые) воды, колонизируются цианобактериями, образующими толстые маты (табл. XI, фиг. 1). Жители Туамоту эти маты называют "копара" (табл. XI, фиг. 2). В озерах цианобактериальные маты могут достигать нескольких сантиметров мощности (табл. XI, фиг. 3) благодаря обогащению питательными веществами, поступающими

из соленоватых грунтовых вод. Копара имеет зелено-оранжевый цвет на поверхности, а аккумулярованное органическое вещество красное вследствие присутствия каротинового пигмента. Керн скважины показывает чередование красных слоев с белыми ламинированными из осадочного CaCO_3 *in situ*. Такие маты могут быть аналогами древних микробальных отложений, отчасти подобных строматолитам [154]. Ниже зеленого слоя поверхности в красных слоях органическое вещество разбито трехмерной сеткой трещин. Старая копара розового или желтого цвета. Нижние слои копары почти полностью построены из магнезиального кальцита.

Озера с копарой присутствуют на всех атоллах Тихого и Индийского океанов. Они часто локализованы в местах выходов на поверхность грунтовых вод. В закрытых атоллах они могут развиваться в лагуне, если ее соленость сравнительно низка. На о-ве Матайва (почти закрытый атолл) пляжи колонизированы цианобактериальным ковром (покрышкой), наступающим из озер, открывающихся к лагуне [196]. Подобная ситуация в лагуне о-ва Алдабры (Индийский океан), где фосфатные руды разрабатывались [119]. Наиболее крупные накопления копары, известные во Французской Полинезии, развиты в соленоватой закрытой лагуне атолла Ниау: несколько измеренных участков распространения имеют в диаметре около 9 км.

Воды соленоватых озер, где маты копары процветают, состоят из смеси метеорной (главная часть) и морской (меньшая часть) воды. Морская составляющая подразделяется на океаническую поверхностную воду (поступающую инфильтрацией) и воду, происходящую из АПВ.

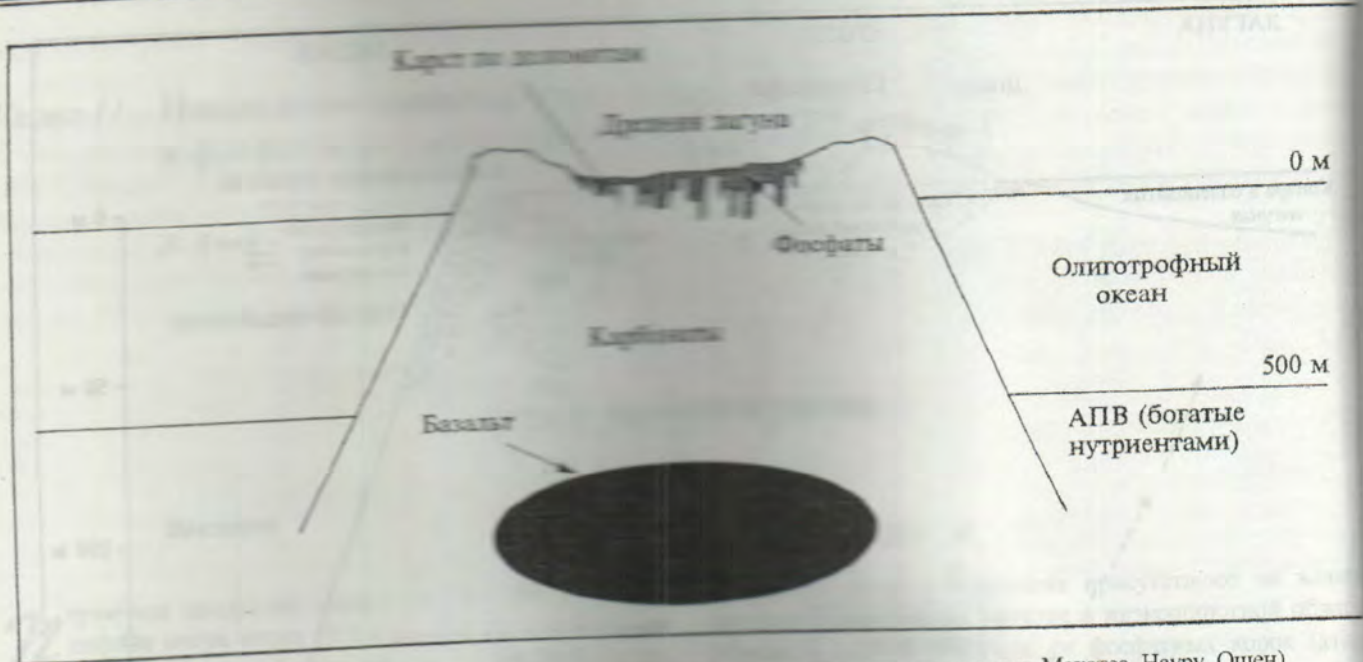


Рис. 11.2. Размещение фосфоритов в древних лагунах водных атоллов на территории островов Макатеа, Науру, Опен

Соленость находится в пределах 5-20 г NaCl/l в воде, покрывающей маты. Вариации в температуре, содержании растворенного кислорода, солености, кислотности могут быть значительными, но не чрезмерно различаются в пределах системы. pH изменяется от 9 в поверхностной воде до 6 в интерстициальной воде копары вследствие бактериального метаболизма. Такая кислотность пресной воды агрессивна для карбонатного основания, поэтому развитие копары укрепляет основания лагуны.

Значительные концентрации растворенного фосфата были установлены в рифовых интерстициальных водах в озерах (свободная вода и в ниже расположенных интерстициальных водах). Профили растворенного в интерстициальных водах фосфата показывают положительный тренд с глубиной [198]. Интерстициальные нутриенты могут быть необходимым и существенным фактором обеспечения роста и накопления копарой фосфора. Питательные вещества могут продуцироваться *in situ* при реминерализации разлагающегося органического вещества и при вымывании из значительных интерстициальных резервов, накопившихся в структуре атолла [250]. Как указывает Редфорд [245], пресно-соленоватые водные линзы играют главную роль в перераспределении фосфора в экосистеме атолла. Возможность вертикального градиента, выявленная в этих межочных водах, может влиять или на химическую стратификацию, или на направленную вверх подачу элементов. В случае закрытых атоллов с соленоватыми лагунами, колонизированными копарой, линзы подземных вод или водной частью атолла играют второстепенную роль сравнительно с резервом в интерстициальных водах питательных компонентов толщ лагунных осадков, которые находятся в прямом контакте с копарой.

Маты копаров образованы микробивальной ассоциацией автотрофных цианобактерий и гетеротрофных бактерий, соответственно преобладающим изменением освещенности и бескислородности. Микроорганизмы питаются остатками цианобактерий. Четыре доминирующие группы прокариотов присутствуют в копаре: цианобактерии, сульфатокисляющие, сульфатредуцирующие и метанообразующие бактерии. Рост этих различных групп соответству-

ет условиям освещенности и содержанию кислорода (рассмотрено в главе 11.3). Это приводит к образованию микрочастиц с концентрированной стратификацией сообществ и резким градиентом содержания кислорода в первых сантиметрах матов.

Как диффузирующая бактерии доминируют в первых сантиметрах копары, количество метаногенных бактерий невелико. Копара показывает высокий уровень содержания органического вещества в первых сантиметрах с поверхности. Газовый обмен несколько лимитирован сложной консистенцией и значительными восстановительными условиями, господствующими сразу ниже поверхности. Диффузия органического вещества больше зависит воздействия бактериальной деградации, которая имеет место главным образом у поверхности мата.

Цианобактерии, водоросли, бактерии и органическое вещество, образующее в результате их разрушения, обладает заметным свойством усвоения металлов [113, 157, 158] и редких редкоземельных элементов (РЗЭ), присутствующих в окружающем пространстве [176]. Цианобактериальные маты могут иметь высокие уровни концентрации РЗЭ в своем развитии. В порядке подтверждения влияния АПВ на копару были изучены ее образцы различного возраста на атоллах Тикехау (Туамоту, Французская Полинезия). Данные по концентрации РЗЭ указывают на морское происхождение этих элементов в копаре (рис. 11.3), как не был возраст и дигенетическое состояние. РЗЭ в копаре фиксируются главным образом в органическом веществе, фиксация в карбонатных минералах не установлена, и этот вариант, вероятно, нельзя принимать в расчет в сравнении с биологической фиксацией [197]. Не устанавливается влияние вулканического субстрата на основе изучения образцов вулкаников с атолла Тикехау, где они вскрыты скажинами на глубине 1000 м ниже карбонатов.

При сравнении характера РЗЭ в различных оксанических слоях водной колонны Пацифики и копары кажется, что оксанические компоненты фреатических линз имеют глубинное происхождение. Такие глубины могут находиться в пределах 300-600 м в соответствии с выбором интервалов для сравнения [235]. В дополнение отметим, что вне других зависимостей холодный, богатый био-

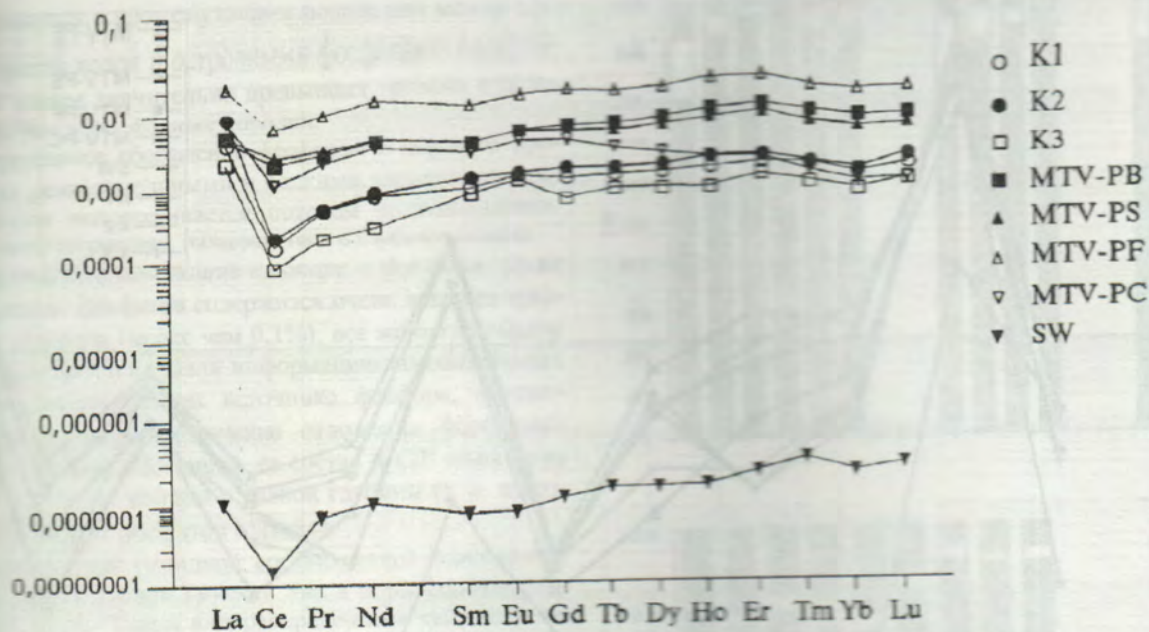


Рис. 11.3. Профили концентрации РЗЭ по трем образцам кораллы с атолла Тингеху (K1, K2, K3), четырем образцам фосфатов с атолла Матайва (MTV-PB, -PS, -PF, -PC) и в стандартной морской воде (SW), нормализованной по сланцам [180]

слой (АПВ) локализован ниже термоклина. Эндобеллинговый поток, кажется, подтверждается распределением концентраций РЗЭ, выступающими как указатель океанических глубин. Такое дополнительное заключение было подтверждено после изучения РЗЭ в фосфоритах о-ва Науру [112].

Наиболее молодая часть кораллы (зеленый поверхностный слой) нового роста, тем не менее, фиксирует РЗЭ в больших значениях, чем концентрации в течение многих тысяч лет в океанических поверхностных водах (табл. 11.1). Это так же подразумевает связь и значительный глубинный эндобеллинговый подток в грунтовые воды атолла.

Таблица 11.1

Концентрация редких и редкоземельных элементов в фосфатах с атолла Матайва (MTV-PB, -PS, -PF, -PC), в образцах кораллы с атолла Тингеху (K1, K2 и K3) и стандартной морской воде (SW) [205]

Образец	MTV-PB (ppm)	MTV-PS (ppm)	MTV-PF (ppm)	MTV-PC (ppm)	SW (ppm)	K1 (ppb)	K2 (ppb)	K3 (ppb)
Редкие элементы								
Rb	0,039	0,001	0,039		0,12000000	126,4	136,8	30,1
Sr	1465,666	1569,492	1152,422	629,073	7,90000000	6478570,0	2493890,0	4165430,0
Y	1,154	1,569	2,502	0,393	0,00001300	207,6	236,4	111,4
Zr	0,550	2,230	0,920	0,110	0,00003000	17,8	29,6	18,0
Nb	0,158	0,474	0,126	0,008	0,00001000	15,0	28,3	22,6
Cs	0,002	0,003	0,003	0,001	0,00030000	2,4	2,3	2,4
Ba	14,664	19,481	18,619	3,646	0,01300000	5288,3	3990,1	3888,2
Hf	0,034	0,068	0,028	0,010	0,00000700	2,5	2,4	2,4
Ta	0,019	0,029	0,013	0,001	0,00000200	4,7	11,7	9,8
Pb	0,293	0,470	0,559	0,136	0,00003000	128,5	462,8	94,6
Th	0,023	0,021	0,049	0,007	0,00000100	0,8	0,7	0,9
U	26,980	35,328	31,103	8,306	0,00320000	4333,4	2735,2	2551,5
Редкоземельные элементы								
La	0,125	0,224	0,676	0,218	0,00000340	119,9	304,9	69,2
Ce	0,118	0,291	0,409	0,071	0,00000120	10,6	14,3	5,5
Pr	0,022	0,044	0,090	0,019	0,00000064	4,8	5,1	1,9
Nd	0,115	0,210	0,411	0,093	0,00000280	22,5	25,3	8,8
Sm	0,019	0,038	0,065	0,015	0,00000045	5,8	8,1	5,1
Eu	0,004	0,008	0,017	0,004	0,00000013	1,8	1,9	1,5
Gd	0,034	0,047	0,095	0,020	0,00000070	7,8	10,9	4,1
Tb	0,005	0,008	0,013	0,002	0,00000014	1,3	1,7	0,9
Dy	0,041	0,059	0,104	0,013	0,00000091	9,3	11,5	5,7
Ho	0,012	0,017	0,027	0,003	0,00000022	2,3	3,1	1,2
Er	0,039	0,063	0,086	0,006	0,00000087	7,5	9,4	5,0
Tm	0,004	0,007	0,010	0,001	0,00000017	1,1	1,2	0,7
Yb	0,024	0,033	0,057	0,005	0,00000082	4,8	5,6	3,1
Lu	0,004	0,005	0,009	0,001	0,00000015	0,9	1,3	0,6

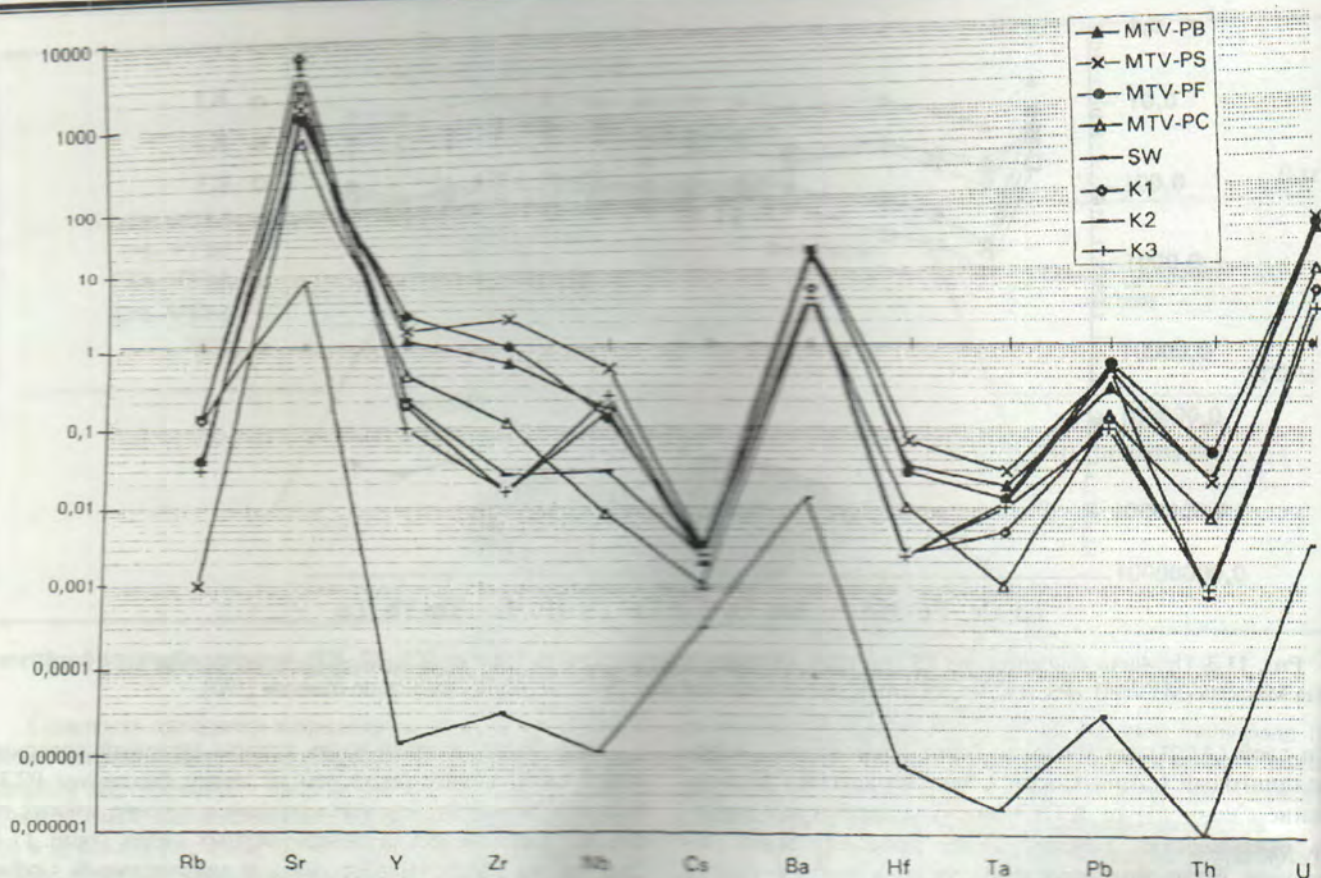


Рис. 11.4. Профили концентраций редких элементов в трех образцах копары с атолла Тихехуа (K1, K2, K3), четырех образцах фосфатов с атолла Матайва (MTV-PB, -PS, -PF, -PC) и стандартной морской воды (SW)

Такой глубинный подток, хотя и разбавляется при инфильтрации поверхностными океаническими и историческими водами, представляется довольно значительным. Таким образом, эффект эндоапвеллинга в верхнюю часть фреатических линз атолла должен приниматься во внимание.

Продуктивность мата ограничена только уровнем воды. Возраст мата на глубине 40 см по скелетному методу достигает 1000-2000 лет. Преобладающие физические и химические параметры так же, как концентрации питательных веществ в воде, в которой копара процветает, указывают, что продуктивность мата связана с поддержкой питательными веществами придонных пресноводных линз из потоков геотермального эндоапвеллинга.

Островной фосфатогенез

Ранние стадии фосфатогенеза. Обогащение P_2O_5 приурочено к осадкам лагуны, заполненной цианобактериальными матами. Бурением в лагуне Ниау установлены слои с 3% P_2O_5 [204] на глубине 15 м. Подобные примеры известны в бескислородном озере на атолле Палау (Каролинские острова) в Восточной Пацифике [131], так же как во многих других современных солонатоводных озерах [130]. Большая часть из них заполнена красноцветными осадками, в которых бактериальная композиция такая же, что и в копаре, весьма идентичная лагуне Ниау.

На архипелаге Тувалу (центральная часть Тихого океана) коралловый песок и галька скреплены фосфатным цементом в депрессиях рифового кольца, которые очень долгое время покрывались грунтовыми водами [243].

Фосфатизация имеет место в вадозной зоне в течение последних 4000 лет. Фосфор связан с органикой и разлагается в фреатической воде с гумидными комплексами [244, 245], микробная (цианобактерии и бактерии) слизь еще присутствует в этом фосфатном цементе, указывая на возможное присутствие копары до образования фосфатных пород.

Присутствие РЗЭ и редких элементов. Содержание редких элементов и РЗЭ, проанализированных на ICP-MS в 5 образцах фосфатов о-ва Матайва, сравнивались с морской водой. Результаты приведены в табл. 11.1, где в колонке SW представлены концентрации этих элементов в стандартной поверхностной океанической воде [205]. На рис. 11.4 показаны профили концентрации редких элементов, а на рис. 11.3 - концентрационные профили РЗЭ, нормализованные по среднему сланцу [180]. Профили фосфатных образцов весьма похожи на профили морской воды, исключая образец MTV-PC, который очень карбонатный. Это указывает, вероятно, на морское происхождение элементов. При сравнении с континентальными фосфоритами, в которых концентрация элементов морского происхождения низкая, отмечается, что островные фосфориты должны иметь больший контакт с морской водой. Вариация концентраций рассматриваемых элементов в образцах фосфатов Матайва возрастом от 10^5 до 10^6 лет превосходит концентрацию в морской воде. Это подразумевает возобновляемую транспортировку от морской воды к фосфоритам, имеющую серьезный механизм обогащения исходного органического вещества [215, 238]. Изучение образцов копары подтверждает обогащение органики РЗЭ [197]. В количественном отношении изучение РЗЭ показывает, что

... находится в промежуточном положении между глубоководной морской водой и островными фосфатами: содержание Р₂O₅ в копаре значительно превышает уровень в море, но меньше, чем в фосфатных породах.

Прогрессивное обогащение фосфором и морского происхождения редкоземельными и редкими элементами фосфоритов пород поддерживается потоком эндоапвеллинга. Они поступают из резерва, находящегося в глубинах океана.

Гумидные составляющие в копаре и фосфате. Даже в образцах фосфатов содержится очень немного органического углерода (менее чем 0,1%), все же органическое вещество сохраняется, давая информацию об обстановках отложения, биологическом источнике фосфора, физико-химических условиях в течение отложения фосфатных пород. Гумидная субстанция, ее состав и С/Р отношение изучены в образцах копары с разной глубины (т. е. и возраст) и в образцах фосфатов Матайва.

Распределение гумидной составляющей однотипное, как в образцах с атолла Тикехау, так и в фосфоритах Матайва (рис. 11.5). Такой вид распределения указывает на присутствие незрелого органического материала. Во всей гумидной составляющей по мере уменьшения глубины в копаре уменьшается отношение С/Р, указывающее на обогащение фосфором во времени, исключая только гуминовые кислоты, которые показывают уменьшение фосфора в интерстициальной среде в течение его формирования.

После фиксации фосфора в органическом веществе копары в течение автотрофного роста цианобактерий он в первую очередь беспорядочно ассоциирует с различными гумидными фракциями и позднее с фульвокислотами (ФК). Быстро восстановительные условия, преобладающие уже в первых сантиметрах мата, допускают длительное сохранение органического материала. На границе с породой основания присутствие и циркуляция малоокислородной интерстициальной воды могут, однако, индуцировать слабое окисление и деградацию более глубоких и более древних слоев копары. Изменение фосфора в связи с его окислением при этом окислении может способствовать эффективному захвату его гумидными и фульвокислотными фракциями, которые обладают свойством высокого привлечения фосфора. Этот диагенетический процесс индуцирует уменьшение С/Р отношения в сыром материале и гумидной составляющей, исключая гуминовые кислоты (ГК). В ограниченной системе озера с копарой трансформирование в цепи ФК → первичные ГК и гумин → вторичные ГК ведет к уменьшению Р в интерстициальных водах, которые, однако, вновь становятся постепенно обогащенными фосфором. В тех участках, где концентрация становится исключительной, апатит может осаждаться.

Углеводороды в копаре и фосфатах. Липидная фракция остаточного органического вещества фосфатной породы была экстрагирована органическими растворителями, и углеводороды выделены для количественного определения и анализа на биомаркеры. Было выполнено [196] сравнительное изучение количеств углеводородов на разных глубинах по двум скважинам в копаре.

Композиция углеводородов и их вертикальные профили соответствуют общей структуре и стратификации мата, влиянию окружающей среды и колебаниям обстановки имевших место в прошедшем. В основном это результат отражения вкладов различных организмов мата, обуславливающих очень быстрые изменения после отложения.

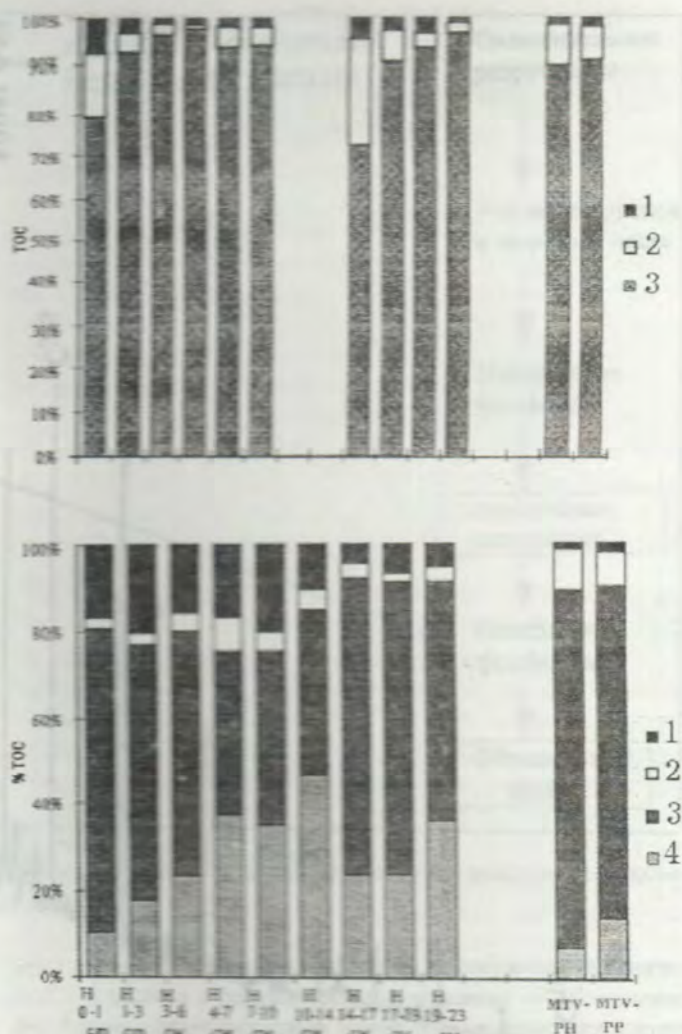


Рис. 11.5. Распределение гумидной составляющей (% TOC) в фосфоритах и образцах копары.

А - копара с атолла Тикехау (PH) и Матайва (МП), фосфориты с Матайва (MTV-PH): 1 - гуминовые кислоты, 2 - фульвокислоты, 3 - общий гумин; Б - копара с атолла Хао (PH) [153], где копара была объектом другой экстракции, и фосфориты с Матайва (MTV-PH и MTV-PP): 1 - гуминовые кислоты, 2 - фульвокислоты, 3 - кислотная фракция, 4 - гумин

Диагенетические изменения органического вещества по каждому генерационному копаре видны в увеличении части углеводородов во времени. Эта эволюция проявлена в направлении концентрации некоторых компонентов с глубиной: нечетных n-алкенов от C₂₅ до C₃₁, тяжелых n-алкенов (C_{23.3}, C_{30.1}, C_{31.3}), C_{20.5}, C_{30.0} хопинов, хопенов, норморетен, норниохопен, C₃₁ и C₃₅ хомохопены), некоторых тетрациклических терпеноидов, эвдисен, фернен. Некоторые из этих компонентов нестабильны. Их присутствие в наиболее древних слоях подразумевает, что структура и развитие копары характеризуются высоко восстановительными условиями: изменения в основном диагенетические, при которых могут сохраняться нестабильные молекулы. Ранний диагенез также имеет место в поверхностной части мата, на что указывает природа продуктов, синтезированных в зеленом слое.

Доминирующим углеводородом в фосфате является скуалан (рис. 11.6), маркер водорослей и микробов [234], но особой метаногенной активности [114]. Его предшественник сквален соответственно доминирует в образцах копары с атоллов Рангироа и Хао [116, 223] и в большинстве цианобактериальных матов мира [115, 178].

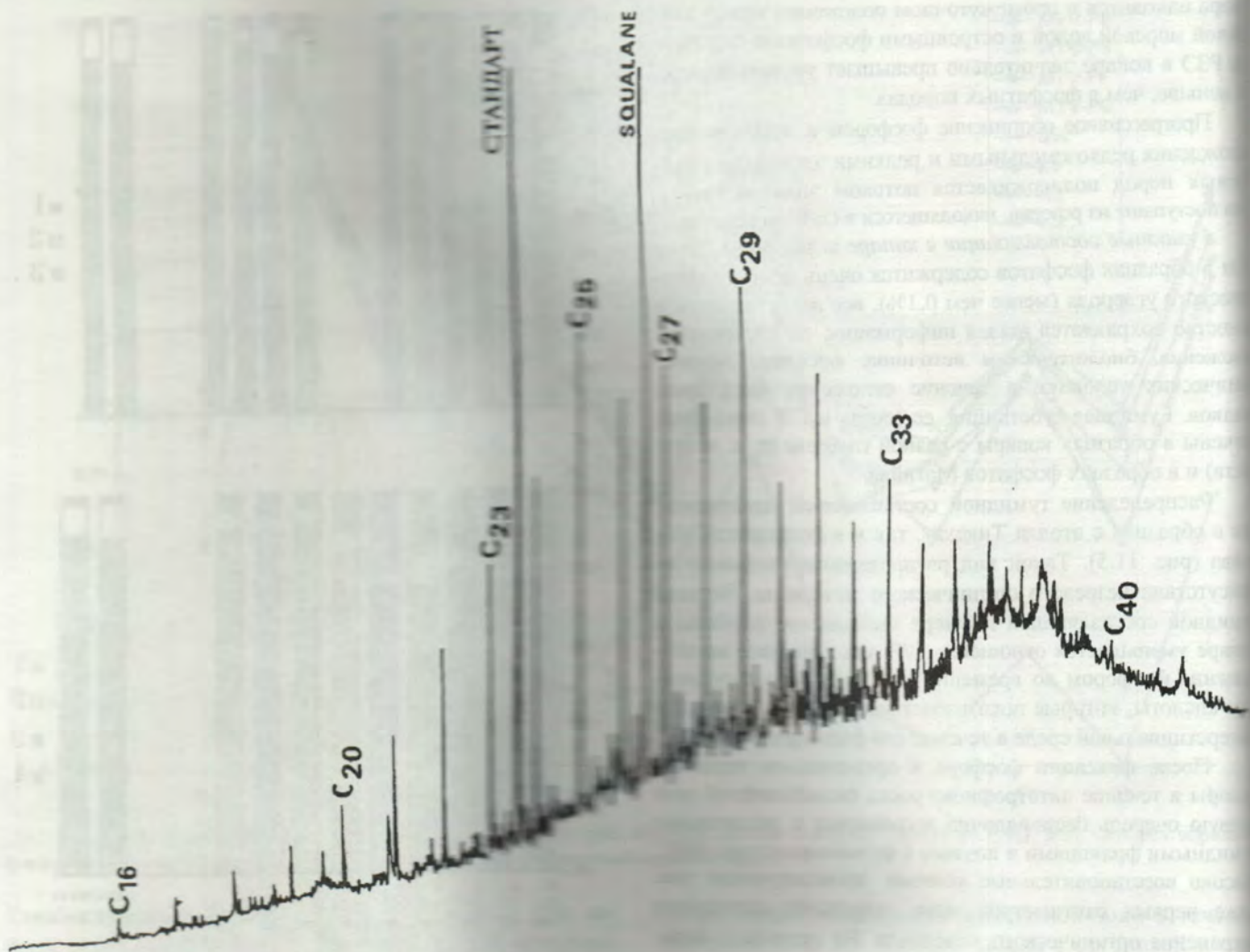


Рис. 11.6. Хроматограмма углеводородов в фосфатах с преобладающим скуаланом

Каждый вид углеводородов, идентифицированный в образцах фосфатов, присутствует и в образцах копары (независимо от происхождения из различных атоллов). Проведенное изучение углеводородов весьма строго подтверждает гипотезу родства копары и островных фосфатов. Указанные биомаркеры определяют слабо восстановительные условия поверхности раздела копары-карбонат, что приводит в пользу окислительной деградации в полуокисленных фреатических водах органического вещества, присутствующего в богатых фосфором древних слоях. Соответствующее освобождение фосфора может вести к обогащению и насыщению интерстициальных вод, благоприятствующих аутигенному апатитовому осаждению или замещению карбоната *in situ*.

Роль цианобактерий. Как указали Триве [285], Триве и Дефарж [286], близкие строматолитовые свойства копары весьма благоприятны для ядрообразования карбонатных минералов и карбонат-фтороapatита (КФА), который является основным широко распространенным минералом в фосфоритах. Реорганизация полисахаридных мембран цианобактерий в тридимENSIONальной сетке после их смерти индуцирует образование пор, где ядрообразование может иметь место [155]. Эксперименты *in vitro* показали, что цианобактерии способны вызывать осаждение апатита [171, 20]. Аналогичным подтверждением могут служить фосфатизированные онколиты, описанные Фикри [167] и на о-ве Науру [100], которые имеют цианобактериального предшественника, т. е. весьма близки к копаре.

Петрографическое изучение фосфатных образцов имеет особое значение для прямого доказательства вовлечения цианобактерий в образование ядер кристаллизации апатита (табл. XI, фиг. 4, 5). Некоторые из этих форм колонизируют понижения в фосфоритах после образования последних. Их двояковыгнутый вид (табл. XI, фиг. 4) и разрушенные филаменты (табл. XI, фиг. 6) артефактны и вызваны использованием вакуумной технологии в процессе изучения. Сферические микробные тела (табл. XI, фиг. 6), ассоциирующие с разрушенными филаментами, кажутся консолидированными при осаждении апатитовых игл (табл. XI, фиг. 7). Выполненное изучение позволяет полагать, что микробные тела благоприятны для активного ядрообразования и кристаллизации, которая происходит после роста тканей мата.

Цианобактерии могут, таким образом, играть двойную роль в фосфатогенезе: концентрировать фосфор перед осаждением, быть пусковым механизмом отложения апатита при благоприятных возможностях [188].

Обогащение первичных отложений. Рост количества первично отложенного апатита поддерживается присутствием резерва фосфора в интерстициальной воде. Микроскопическое изучение и анализы показывают важность процессов растворения-переотложения в островных фосфатах (табл. XI, фиг. 8) с дополнительным обогащением фосфором вторичного апатита [196]. Этот процесс продолжает обогащение фосфатных отложений во времени, может

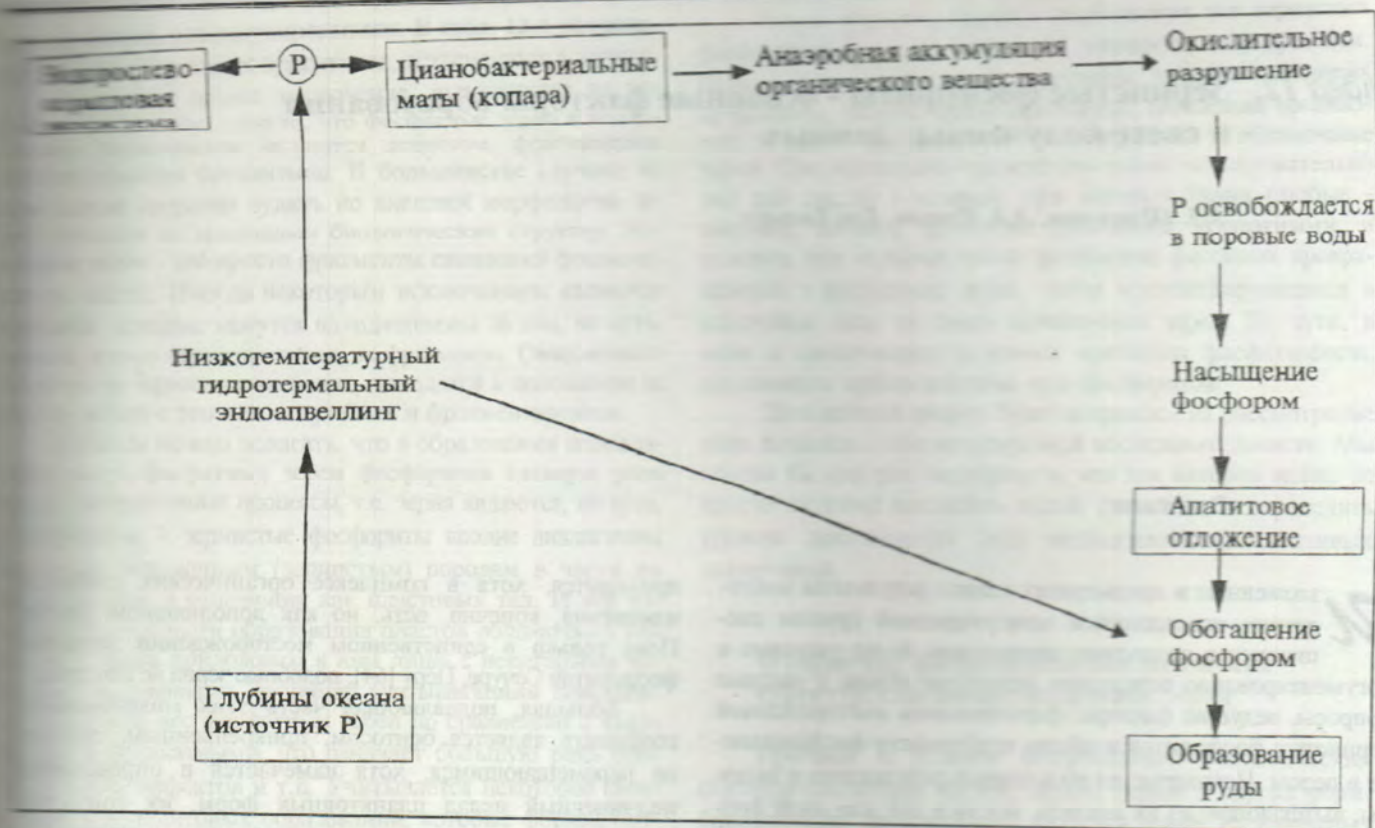


Рис. 11.7. Модель островного фосфатогенеза: от глубинно-океанического и интерстициального фосфорных резервов к цианобактериальным матам, накоплению в них, и до отложения и аккумуляции апатита

действовать на многих стадиях роста копары и её деградации при постоянной фосфатной поддержке из интерстициального резерва.

Эрозия и динамические феномены (циклоны, цунами) могут давать начало физически новым видам фосфатов, при которых модифицируются условия отложения первичных фосфатов. Фосфатные зерна могут агрегироваться и накапливаться в нижней части карста [228]. Последовательные фазы растворения и осаждения могут затрагивать фосфаты, локализованные ниже уровня фреатических линз [245]. Эффекты растворения для карбонатных фосфатов [247] менее стабильны.

Изостатические и эвстатические колебания так же могут быть ответственны за важные флуктуации уровня грунтовых вод на атоллах. Эти движения вод могли индуцировать циркуляцию флюидов, более или менее обогащенных фосфором, в фосфатные отложения, что могло приводить к мобилизации фосфора и перераспределению с более высокими концентрациями [226].

Заключение

Рассмотрение результатов проведенных исследований приводит к новой модели генезиса островных фосфоритов (рис. 11.7), следуя предшествующим работам Фикри [167], Реджери и Войти [249] в такой последовательной цепи: фосфор, перманентно поставляемый эндоапвеллингом →

рост цианобактериальных матов → аккумуляция органического вещества в бескислородных условиях → обогащение фосфором глубинных слоев матов (уменьшение отношения C/P) → медленная окислительная деградация органического вещества при полукислородных грунтовых водах или при других подразумеваемых сезонных и изменениях уровня океана → минерализация фосфора поровой воды → перенасыщение поровой воды → формирование апатита (аутигенно или при замещении карбонатного основания) → обогащение фосфатных отложений при многих подобных стадиях вследствие эвстатических и изостатических колебаний в сочетании с потоком эндоапвеллинга.

Идентичный характер редкоземельных элементов [197], композиции углеводородов и их распределение [196, 167], распределение гумидной субстанции [247] подтверждают гипотезу, что цианобактериальные накопления (копара) - предшественники фосфоритов атолла [198]. В случае атолла Ниау (Туамоту), где мощность копары достигает нескольких метров, созревание и заключительное окисление миллионов тонн копары может привести к фосфатным отложениям более чем в 10^6 тонн, таких как на смежных атоллах Матайва и Макатеа.

Присутствие громадных отложений матов в некоторых лагунах атолла Тихого океана, таких как Ниау, свидетельствует, что эффективные процессы концентрации фосфора имеют место в настоящее время и что островные фосфориты не только феномен прошлого, но и современное явление.

Глава 12. Зернистые фосфориты - основные факторы образования в свете полученных данных

Э.Т. Шенников, Э.А. Егоров, Т.А. Тарасова

Введение

Изложенные в предыдущих главах результаты многолетних исследований международной группы специалистов позволяют значительно более уверенно и аргументированно определить некоторые общие и частные вопросы, ведущие факторы формирования месторождений зернистых фосфоритов и общие особенности фосфатизации в целом. Некоторые из полученных результатов и выводы, вытекающие из их анализа, могли в той или иной форме, вытекающие из их анализа, могли в той или иной форме, степени предполагаться, допускаться ранее, но главное все же состоит в получении данных, хотя и не полных, но высокого уровня доказательности. Нам представляется, что в работе приводятся доказательства именно такого уровня, но в конечном счете об этом судить читателю.

Природа фосфатных зерен фосфоритов - общие закономерности

Общий анализ рассмотренных выше фактических данных приводит нас к принципиальному утверждению, что бесструктурные фосфатные зерна фосфоритов синиэмиоцена - всегда, повсеместно образования, состоящие в основном из достаточно разнообразных фосфатизированных органических остатков - от микробных матов до раковин беспозвоночных, к которым иногда добавляются и скелетные остатки позвоночных. Крайне редки среди них такие биологические продукты, как копролиты, фекальные комочки. Таким образом, можно вполне обоснованно утверждать, как это давно предполагалось некоторыми исследователями в России, начиная с работ В.Я. Самойлова [71], что зернистые (пеллетные, микрозернистые и т.д.) фосфориты - отложения изначально существенно биогенные, но замещенные в последующем фосфором.

Анализ полученных данных позволяет также с высокой степенью достоверности полагать, что фрагменты микробных матов (или дерновников) как ламинных (строматолиты, онколиты), так и неламинных, составляют подавляющую часть, в среднем не менее 70-80%, фосфатных зерен промышленных месторождений мира, а в некоторых бассейнах, месторождениях - почти 100% зерен, хотя, конечно, только в силу слабой изученности абсолютно точные цифры привести пока невозможно. При этом не только древние, что вполне естественно, но и молодые фосфориты характеризуются подобным составом зерен. И в этом отношении говорить об эволюции фосфоритообразования не

приходится, хотя в комплексе органических сообществ, конечно, есть, но как дополняющий фактор. Это только в единственном месторождении зернистых фосфоритов Сечуре, Перу [64], подобные зерна не известны. Большая, подавляющая часть этих микробных сообществ является бентосом, прикрепленным, свободно не перемещающимся, хотя намечается и определенный вклад планктонных форм, их конкретное значение еще предстоит точно определить в конкретных бассейнах, месторождениях.

Прикрепленные и отчасти свободно перемещающиеся бентосные беспозвоночные - другой важный комплекс органических остатков, который участвует в сложении фосфатных зерен.

И наконец, планктонные сообщества водорослей и простейших более высокой организации, чем микробиота, - еще один ансамбль организмов, который принимает участие в формировании зерен, в основном в мезозое и кайнозое.

Как реально присутствующий компонент следует отметить участие в сложении зернистых фосфоритов изначально фосфатных фрагментов скелетов позвоночных (зубы, кости). В некоторых случаях их вклад в строение фосфоритов вполне значителен.

Таким образом, хотя фосфатные зерна всегда в своей основе - биологическая субстанция (фоссилии, копролиты), все же комплекс конкретных организмов, слагающий их, в целом сравнительно узок по сравнению с разнообразием фанерозойского органического мира, а доминирующая группа вообще по своей организации одна из наиболее примитивных, но очень массовая и фактически космополитичная, общемировая, одна из наиболее древних на планете. Вместе с тем характерно, что большинство доминирующих в сложении зерен организмов обладает значительной биологической экспрессией, может давать высокопродуктивные популяции - от микробных сообществ до обильного планктона нано-фораминиферовых ансамблей диатомовых водорослей и т.д. Следовательно, можно заключить, что фосфатные зерна образованы прежде всего представителями таких биологических групп, которые могут обеспечивать относительно устойчивое, массовое развитие популяций и крайне высокую скорость самопродуцирования в принципе. Представляется, что они как бы сами (в определенных физико-географических обстановках) несут предпосылки для "провоцирования" фосфатизации вследствие массовых всплесков интенсивности биологиче-

...репродуктивностью. В табл. 12.1 приведены...

Следует сделать общее заключение, вытекающее из результатов изучения, - это то, что фосфатные зерна в подав...

В большинстве случаев об... В большинстве случаев об... можно уверенно судить по внешней морфологии зер...

В общем можно полагать, что в образовании подавляющей части фосфатных зерен фосфоритов главную роль играют деструктивные процессы, т.е. зерна являются, по сути, обломочными, а зернистые фосфориты вполне аналогичны обломочным (зернистым) породам в части их формирования и отложения как пластовых тел. И все известные особенности образования пластов обломочных пород могут быть приложимы к ним лишь с некоторыми частыми дополнениями, например учитывающими повышенный удельный вес фосфатных зерен по сравнению с кварцевыми и силикатными, что означает большую роль обломочных эффектов и т.п. Учитывается некоторое своеобразие и онколитовых образований, которые формируются в определенных обстановках [52, 62] волнений, перемещений и т.д. Дальнейшая история их может быть различной.

Таким образом, процесс образования тел зернистых фосфоритов должен быть, как минимум, двухэтапным. Первая, начальная стадия - склеивание, отчасти состоящих из фосфата, высоко протрудированных скоплений организмов, вторая - превращение этих скоплений в обломочные зерна. Соответственно исследовать нужно последовательно эти две стадии - условия, при которых ткани (любые - твердые, мягкие) организма становятся фосфатными, и условия, при которых такие фосфатные фоссилии превращаются в фосфатные зерна, затем концентрирующиеся в пластовые тела из таких обломочных зерен. По сути, в этом и заключается основная проблема фосфатогенеза, создающего промышленные тела фосфоритов.

Дальнейший анализ будет направлен на рассмотрение этих вопросов в соответствующей последовательности. Мы хотели бы еще раз подчеркнуть, что для авторов важно не просто желание высказать новые суждения, а определить уровень доказанности (или недоказанности) сделанных заключений.

О характере фосфатизации биологических структур, слагающих фосфатные зерна

Причина и условия фосфатизации биологических структур (скелетных частей, мягких тканей и других форм, биологически производных) является одной из ключевых проблем, дискуссия по которым ведется давно, восходит к моменту вовлечения в научный оборот фосфоритов вооб...

Таблица 12.1

Органические остатки в фосфатных зернах и других типах фосфоритов по данным авторов, с использованием сведений [264, 265, 267, 268]

Материя (регион), страна, возраст фосфоритов	Микробные маты								
	Ламинные маты			Несвязанные маты					
	строматолиты	онколиты	онколитовые оболочки	тубулярные	колонизирующие	слоистые, сетчатые и т.д.	пузырчатые	отдельные клетки	цепочки клеток
Янцзы, КНР, синийский	--	✓	--	+	+	-	-	-	--
Янцзы, КНР, синийский	--	--	--	--	+	-	-	+	+
Казхстан, раннекембрийский	--	✓	+	--	+	-	-	-	-
Монголия, Россия, раннекембрийский	--	--	--	--	-	-	-	-	-
Джарджина, Австралия, среднекембрийский	--	--	✓	--	+	-	✓	--	--
Скалистых гор - формация Фосфоритов, США, пермский	--	--	--	--	+	-	-	-	-
СФФБ, сенон-раннеэоценовый	--	--	--	--	✓	-	-	✓	-
Сенегал	--	✓	--	✓	--	-	-	-	-
Марокко	--	--	✓	✓	--	-	-	-	-
Алжир	--	--	--	--	--	-	+	✓	-
Тунис	--	--	--	✓	✓	-	✓	-	-
Египет	--	--	--	✓	✓	-	-	-	-
Израиль	--	--	--	✓	--	-	-	-	-
Сарая	--	--	--	--	--	-	-	-	-
Сайтоы Западной Пацифики, мел-эоцен	--	--	--	--	--	-	-	-	-
Скалистая Калифорния, Мексика, мелкий олигоцен	--	--	✓	--	--	✓	-	-	-
Флорида, Сев. Каролина, США, миоценовый	--	--	--	✓	✓	-	-	✓	-
Пельф Намибии, современный	--	--	--	--	--	-	-	✓	-

Бассейн (регион), страна, возраст фосфоритов	Водоросли					Простейшие		Губки		Кишечно-полостные	раковины беспозвоночных	остатки позвоночных
	зеленый	акри-тархи	красные	диато-мовые	нанопланк-тои	форами-ниферы	радио-лярии	кремни-стые	карбо-натные	кораллы		
Регион Янцзы, КНР, синийский раннекембрийский	--	--	--					--			+	
КФБ, Казахстан, раннекембрийский	--			--?				v			--	
ХФБ, Монголия, Россия, раннекембрийский	--	--									--	
Джорджина, Австралия, среднекембрийский								--	+		--	
Скалистых гор - формация Фосфория, США, пермский								+	--	--	--	
СБФБ, сенон-раннеэоценовый												
Сенегал						+					--	
Марокко				--	--	+	--	--	+		v	v
Алжир				v		+	--		+		v	--
Тунис				--	--	+	v		+		v	
Египет									+			
Израиль							v				v	v
Сирия											v	
					+	+					--	--
Гайтопы Западной Пацифики, верхний мел-эоцен											v	--
Нижняя Калифорния, Мексика, поздний олигоцен											--	
Флорида, Сев. Каролина, США, миоценовый				--?								--
Шельф Намибии, современный и миоценовый				+	--	--						

Примечание. Приблизительная оценка распространения: + - часты, могут преобладать; v - относительно часты, не преобладают; -- редки; пропуск - не встречены.

ше. Важные ее аспекты рассмотрены в ряде последних работ [218, 125, 199, 55 и др.]. Хотя фосфатизация биологических структур известна в принципе также давно, но только в последнее время становится ясным, что она является исключительно важной, определяющей. Тем более она важна в рамках настоящей работы, показавшей, что по крайней мере подавляющая часть фосфатных зерен является в основе своей биологическими остатками.

Хотя некоторые части зернистых фосфоритов являются изначально фосфатными (зубы, кости позвоночных), преобладающая часть зерен сложена группами организмов, имеющими скелетные и иные элементы нефосфатного состава. Следовательно, фосфатность следует считать приобретенной в прижизненном или в помертвом состоянии.

Приобретение фосфатности в прижизненном состоянии уже достаточно давно допускается для микробных сообществ синезеленых водорослей. По В.А. Лучининой [56] и другим работам, оно обусловлено способностью последних в случае обогащения среды обитания фосфором запасать его впрок, причем он накапливается в определенных участках организма. Вместе с тем нам не известны примеры экспериментов, которые бы в таких условиях привели к фосфатизации подобных организмов в прижизненном состоянии. Если учитывать масштабы даже одного месторождения фосфоритов, то в случае подобного способа фосфатизации явления, отме-

чаемые В.А. Лучининой и другими исследователями должны были быть очень широко распространенными в природе, в том числе в настоящее время, но ничего подобного не имеет места.

В самое последнее время ряд ведущих специалистов мира [199] выступили с предположением, что микробные сообщества сами в процессе жизнедеятельности организмов осуществляют собственную фосфатизацию. С одной стороны, в гласно этим взглядам, интенсивно растущие микробные маты обеспечивают разложение органического вещества; в процессе деструкции освобождается в значительных количествах растворимый фосфор (в виде PO_4^{3-}), создаются суперконцентрации последнего и соответственно условия для формирования множества центров (ядер) кристаллизации, вследствие чего и происходит (через предшественников) отложение (осаждение) фосфата кальция на телах микроорганизмов путем их обволакивания. Иными словами, растущий микробный мат сам вызывает деструкцию органической субстанции и сам способствует отложению на себе фосфата, со временем переходящего в карбонат-фторapatит. Такая точка зрения относительно хорошо согласуется с результатами известных экспериментов Ж. Люка и Л. Прево [55, 213, 214] и других исследователей, особенно в части отложения фосфата вокруг микробных организмов.

В этой концепции есть не только ясные, позитивные моменты, но и ряд спорных положений.

Главнейшей предпосылкой для масштабной "самофосфатизации", естественно, могут являться только максимально высокая биологическая активность, высокие скорости биологической седиментации, на что давно обращалось внимание [99]. И это именно так, поскольку далеко не всякий строматолит, скопления онколитов и т.д. фосфатизируются. Важно, что и в этих случаях процессы фосфатизации и деструкции должны были бы действовать. Только при быстрых темпах биологического отложения даже возрастут деструкция, объемы освобождаемого фосфора и быстрее, лучше смогут возникать его суперконцентрации и возможности образования ядер кристаллизации в принципе. Но должны быть и другие условия. Одно из главных - достаточно резкое - послойное, латеральное, а не равномерное распределение в общей массе осадочной колонны накапливающегося органического вещества [99]. Действительно, например, среднее содержание фосфора в синезеленых водорослях 1% (на сухое вещество) [97, 56]. Даже если весь он перейдет в растворимое состояние и весь отложится в объеме того же мата, то в другом случае возникнут содержания на массу опять в 10-20 раз. А необходимо получение содержаний до 30-35% (в фосфатном зерне они обычно такие), чуть ли не на порядок выше. Поэтому в пределах формирующегося непродуктивного биогенного осадка должны существовать явные центры, участки стягивания и осаждения фосфора, обеспечивающие получение в определенной значительно меньшей части этого осадка именно таких содержаний, даже с учетом привлечения фосфора из наддонной воды. Примерами таких центров стягивания всегда и выступают желваки, слойки, линзочки фосфата - в общем все конкреционные, истинно первичные образования [99], в том числе строматолиты, онколиты, находящиеся *in situ*. Поэтому и возможна только ограниченная, жестко локализованная серьезная фосфатизация в колонне быстро накапливающегося биогенного осадка, значительная часть которого остается нефосфатизированной. Наличие механизма "стягивания" означает, что только часть таких осадков взаимодействует с фосфором. Типичные примеры дают наблюдения в ХФБ, на гайотах Пацифики, в современных шельфах Намибии.

Следующее замечание касается способа фосфатизации биогенных структур: отложением на поверхности, обволакиванием и/или замещением. Когда в СЭМ изучаются собственно фосфатизированные микробные маты, не всегда удается установить - какой способ реально осуществляется. Но все меняется, когда обращаемся к скелетным структурам, мягким тканям организмов, некоторым другим формам. Вне всякого сомнения, и об этом свидетельствуют наши наблюдения, с ними происходит объемное фосфатное замещение всей структуры или ее части. Для микробных матов это установить заметно сложнее по следующим причинам: они имеют крайне незначительные размеры в сечении своих элементов структуры: нитей, чехлов и т.п., тем более их внутренних частей, не сопоставимых с размерами, например, раковин, фрагментов еще более крупных фоссилий. Затем, как известно и изучено экспериментально [63, 20], при простой фоссилизации микробных сообществ, даже без вторичных замещений, очень редко, плохо сохраняются внутренние части трихом, сами, не говоря уже о том, что не сохраняются почти никогда чехлы. То, что имеется на приводимых в настоящей работе фотографиях, однако, не говорит в пользу предпо-

ложения об обволакивании чехлов, хотя и, возможно, оно имело место. Поэтому мы должны признать, что если фосфатное замещение несомненно имеет место, то вероятность обволакивания чехлов матов в природных условиях в целом тоже не может исключаться. Но при любом варианте важным остается следующее: замещение/отложение превосходно сохраняют даже самые тонкие и сложные детали строения биологических структур, что говорит о возможности фосфата (с использованием, видимо, и специфических особенностей недавно отмерших биологических тканей) весьма точно реплицировать их. Именно поэтому, даже при самых больших увеличениях в десятки тысяч раз, в СЭМ видны только фрагменты биологической структуры, но никогда структуры, которые можно было бы считать обволакивающими, даже в случаях, когда сохранились только чехлы, нити, сферы микробных сообществ.

Невозможно считать и собственно микробные маты, как сложные прокариоты, ответственными за деструкцию ОБ. Обычно в таких сообществах присутствуют и особые бактериальные формы - собственно бактерии, клетки, которые и в современную эпоху осуществляют такие функции. Это важно отметить не только потому, что иногда подобные клетки, хотя бы тоже синезеленых водорослей, реально присутствуют, но и потому, что фосфатизация не микробных матов, а диатомитов, нано-фораминиферовых накоплений, карбонатных губок и т.д. происходит при вполне аналогичном результате и без участия матов. Но очевидно, что и в этих случаях участие бактерий-разрушителей ОБ обязательно. Естественно, нельзя приписывать поэтому микробным матам сколько-нибудь особую роль в фосфатном процессе: они, очевидно, только чаще могут попадать в условия высокой скорости биологических процессов участвовать в этом с докембрия.

Дополнительным подтверждением вышесказанного могут служить известные (может быть, и не столь широко) факты замещения фосфатом мягких тканей различных организмов - от остринки до частей динозавров [61, 218]. При этом сохраняются (не обволакиванием!) даже замещенные фосфатом элементы клеток мышечных тканей - органеллы, митохондрии и т.д. [218]. Исключительно скорое, через несколько часов после смерти организма, начало фосфатизации и быстрота его осуществления, установленные экспериментально [218], дают хорошую основу для сравнений и подтверждают не только саму возможность замещения, но и объясняют - почему при замещении скелетных фрагментов тоже столь хорошо и точно сохраняются тончайшие детали биологической структуры.

В связи с этим напомним, что мягкие ткани организмов вполне сохраняются и в зернистых фосфоритах, например в фосфоритах бассейна Джорджия, Австралия [290].

И, наконец, выше приведены примеры, когда в фосфатном зерне в массе микробного мата находится полностью на весь объем фосфатизированная раковина беспозвоночных. Следовательно, считать возможным процесс замещения только для раковин, но не для мата было бы не очень логично. Поэтому мы предпочитаем говорить во всех случаях о замещении как главном процессе, обеспечивающем изначально появление фосфатных зерен, по сути - о высокоточной репликации по биологической матрице.

Эксперименты с фосфатизацией мягких тканей и с фосфатным осаждением на микробных сообществах показали одну важную особенность, которая широко не комментируется и не учитывается: концентрации заме-

щающего или отлагается абсолютизмом фосфора совершенно не отличаются суперсложной, что кажется удивительным: иногда они просто незначительны. Суть процесса образования фосфоритов - обеспечение создания фосфатного зерна с 30-35% P_2O_5 - обеспечивается подтоком все новых порций фосфора из окружающего пространства диффузией на основе снижения градиентов концентрации сквозь поровую жидкость [199] (см. выше). Именно поэтому даже в столь охваченных фосфатизацией кино-фораминиферовых отложениях глыбы фосфатизированного Тихого океана фосфатизированные и нефосфатизированные участки постоянно соседствуют. Для создания качественных высококонцентраций замещение является наиболее более предпочтительным вариантом.

Наиболее сложным вопросом является дифференциация самого процесса фосфатного замещения биологических структур как мягких, так и скелетных тканей. Реальное наблюдаемое, превосходное, в тончайших деталях сохранение стромы этих тканей в фосфатизированном виде предполагает строго матричное замещение, а тому же очень "мягкое", и, следовательно, обеспечиваемое при сравнительно низких концентрациях замещающего вещества (иначе могло бы преобладать просто разложение). Эти уникальные особенности, особенно биологических тканей, по сути, не изучены современной химией (по крайней мере замечанию в [79]: потому, что не осуществляются в промышленности). Видимо, замещение должно идти путем последовательного растворения и сразу выстроения отдельных "кирпичиков" биологической матрицы фосфатом с копией пространства, занимаемого "кирпичиком". Естественно вся структура таким образом изменит свой состав, но сама сохранится. Кажется, что здесь исключительно велика роль хоть и мертвой, но еще не разложившейся биологической ткани (все равно какой - мягкой или скелетной), которая, взаимодействуя с реагентом, как бы управляет процессом своего замещения в сторону консервативного сохранения своей структуры, подобно тому как это имеет место с некоторыми процессами в живом организме [5]. Если это так, то такой же должна быть реакция отмирания, но неразложившихся тканей организмов и на некоторые другие реагенты (допустим, соединения Fe, Mn, Pb, Zn и т.д.), обуславливая появление и других типов репликаций по биологической матрице, в том числе рудных образований. Действительно, разница, например, между окременской древесиной с прекрасно сохранившейся структурой зерна и фосфатизированной древесиной только в составе замещающего вещества. Поэтому следует полагать - фосфатное замещение/отложение это только частный случай взаимодействия в природных геологических условиях отмершей биологической ткани и рудных компонентов, определяющего формирование особого класса руд.

Следует кратко рассмотреть еще один дискуссионный вопрос: является ли фосфатизация синседиментационным или раннедиагенетическим процессом? Такая его постановка [168, 199] кажется не очень корректной. Если рассматривать его в геологическом масштабе времени, то, конечно, фосфатизация - синседиментационный процесс в рамках соответствующего бассейна осадконакопления; в масштабах человеческой жизни, естественно, постседиментационный и раннедиагенетический процесс, как и любой процесс, связанный с микробальной деструкцией, сульфатредукцией и т.д., но происходящий сразу после отложения.

Выше отмечалось, что во многих случаях, особенно при фосфатизации микробальных матов, диатомов илов и т.п., наряду с фосфатным замещением биологических структур в интерстициальном пространстве осаждаются глобулярный и подобный фосфат. Насколько можно судить, это достаточно распространенное явление, и вклад его в создание богатых фосфатных зерен может быть велик. Поэтому, строго говоря, следует иметь в виду, что процесс фосфатизации - это и замещение, и в тоже время отложение фосфата в интерстициальном пространстве. В главную роль все же играет взаимодействие с биологическими структурами. Оно определяет саму возможность проявления процесса фиксации фосфора в осадках в концентрированном виде. В ином случае мы бы имели зерна отложенным в интерстициях фосфатом, но с незамещенными биологическими структурами, чего в действительности не наблюдается. Понятно, однако, почему такой процесс имеет место: после завершения фосфатизации биологических структур еще определенное время будет осуществляться подток фосфора в эту область (для выравнивания градиентов концентраций) и осаждаться в благоприятных участках формирования центров кристаллизаций.

Суммируя рассмотренные проблемы фосфатизации органических остатков, слагающих фосфатные зерна фосфоритов синия-миоцена, можно заключить следующее. Получены несомненные подтверждения посмертного, очень "мягкого", но очень точного копирования, репликации при замещении фосфором тончайших деталей биологических структур органических остатков. Имеет ли место в природе абсолютизация фосфатом части биологических образований - микробальных матов? Этот вопрос остается недостаточно выясненным, но вероятность проявления такого процесса скорее невелика. Подтверждается необходимость высокой активности соответствующих биологических процессов, высокой продуктивности как основы для возможного проявления фосфатизации, но определяющим дополнительным фактором выступает присутствие локальных неравномерностей в распределении ОВ, что стимулирует процессы не просто фосфатного замещения/осаждения, а начального концентрирования фосфата до уровня экономически важных значений путем подачи фосфора диффузией сквозь поровую жидкость для снижения возникших градиентов концентраций. При оценке явления фосфатного замещения следует учитывать активную роль отмерших биологических тканей, включая концентрации фосфора, поскольку только такие условия могут обеспечивать многие вышеупомянутые особенности фосфатных зерен.

На условия формирования биологических сообществ - предшественников фосфатных зерен

Наиболее часто встречающиеся фоссилии в фосфатных зернах - микробальные сообщества, включая и онколитовые оболочки на разного характера зернах - в целом по аналогии с современными условиями и наблюдениями в геологической летописи обычно характеризуют довольно мелководные обстановки, даже надлиторальные: солончатых замкнутых лагун, озер, вблизи береговой линии. Относительно наиболее глубоководны скорее онкоидные бары, банки мористее береговой линии. В табл. 12.2 обобщены характерные особенности обстановок развития микробальных сообществ. Они дают ясное актуалистическое

Обстановки значительного развития микробных сообществ (по [52, 62])

Местная обстановка	Климат района	Ассоциирующие осадки	Современные примеры
а) микробные (преимущественно цианобактериальные) строматолитовые маты			
Побережья с себхой, вблизи последних; по берегам лагун и верхней литорали, с приливно-отливными течениями	Аридный	Песчаные, оолитовые пески, образования себхи	Персидский залив, Абу-Даби
Берега галитовых озер; вблизи себхи	Семиаридный	Сцементированные известники, образования себхи, морской галит	побережье Египта, Ливии
Вдоль берегов в литоральной, нижней сублиторальной зонах (до глубины 10 м), в сверхсоленых условиях; различные типы матов от характера волнений	Семиаридный, с периодом увлажнения	Себха, карбонатные пески, строматолиты	залив Шарк, Австралия
Солончаки, соленые-солончатые озера в депрессиях у побережья	Аридный	Пески, гравий, гипс, соли	залив Эйлат, Израиль
Приливно-отливные отмели и надлиторальные марши (пресноводные)	Тропический, жаркий	Пеллетовые карбонатные илы, с структурами птичьего глаза, рифовые постройки, строматолиты	Багамские острова, п-ов Флорида
Лагуны, небольшие соленоватые озера в рифовом кольце	Семиаридный	Доминируют осадки мата, присутствуют карбонатные илы	атоллы Французской Полинезии и других районов
Прибрежное мелководье, небольшие глубины (до первых десятков метров)	Аридный	Карбонаты, иногда с гипсом, ангидридами, солями	нет, предполагается для древних отложений
б) онколиты			
Приливно-отливные отмели, открытые заливы, дельты, проходы между островами	Аридный до тропического	Пеллетовые известняки, грейстоуны	Персидский залив, атоллы Пацифики

возможного развития таких однотипных сообществ.

Планктонные микробные сообщества, установленные в нескольких фосфоритоносных районах, в том числе зеленые водоросли, акритархи и предположительно относятся к ним некоторые пузырьчатые формы сине-зеленых водорослей, возможно, большей частью так же представляют собой обитателей либо прибрежных вод, либо соленоватых лагун, озер за береговой линией.

Особое значение в некоторых фосфоритоносных бассейнах имеют различные Porifera: кремнисто-роговые губки Demospongiae и карбонатные губки класса Iinozoa. Широко развитие в Фосфоритном море губковых популяций давно и хорошо известно, и оно не могло не соотнестись с фосфатогенезом. Ясно, что их фосфатизация происходила после посмертного распада тела губки. Начавшееся формирование свежего спонгилитового осадка в условиях весьма высокой биологической активности на губках "дугах" этого моря и обеспечило фосфатизацию спонгилитов. Колоссальные размеры таких "дуг" в десятки и сотни квадратных километров не могли не продуцировать значительную часть фосфатных зерен. Если заключения в ряде мест верны, то соответствующие губковые колонии распространялись на глубины преимущественно не более 50 м, что согласуется с представлением о преимущественно мелководном характере Фосфоритного моря (см. выше) вплоть до его западной границы. В этих условиях главной проблемой является не столько обеспечение высоких скоростей биологических процессов таким биогеном, как фосфор, а прежде всего - кремнием. Учитывая определенную обширность моря от океана, видимо, лишь поставки кремнезема реками с суши с интенсивно развитым вывет-

риванием могли обеспечивать колоссальное биогенное кремнеземакпление. Вместе с тем губковые биоценозы Фосфоритного моря не являются аналогами современных полей губок низких широт [48], они сосуществуют и прямо переходят в карбонатные отложения, часто с явными признаками присутствия эвапоритовой минерализации.

Карбонатные губки класса Iinozoa, развитые с кембрия (возможно, с синия?) и до мел-третичного времени исключительно [42], представляют собой типичные организмы теплых карбонатных морей, обитавших преимущественно в зоне крайнего мелководья. Обладая твердым карбонатным скелетом, с явным стремлением к развитию колониальных форм, они могли даже формировать экзотические рифы в прибрежной зоне. Их присутствие в фосфоритах бассейнов Джорджина, Фосфорит, СБФБ, Баха Калифорния хорошо подтверждает значительную близость палеоусловий и, отчасти, органического мира в этих разновозрастных фосфоритоносных бассейнах.

Лишь с мела заметную, а затем и исключительную роль в органическом мире фосфоритоносных бассейнов начинают играть типично планктонные биоценозы - нано-фораминиферовые, диатомовые, отчасти, видимо, радиоляриевые. Только в случаях связи с апвеллингами они показывают высокую скорость продуцирования биологических процессов, и соответствующие осадки сравнительно часто в геологической истории становятся благоприятными для развития фосфатогенеза. Классические примеры относятся к месторождению Сечура [64], а в Тихом океане - к фосфоритам в "шапках" гайотов (см. выше). Обитая преимущественно в поверхностных слоях водной колонны, после отмирания планктонные организмы погружаются на дно, и, если глубины небольшие (до 200-500 м), в образующихся

соответствующих осадках может происходить фосфатизация [13]. В этом смысле обнаруженные в фосфатных зернах остатки таких организмов представляют скорее всего доказательства происхождения из отложений внешнего шельфа - верхней части склона, затем переработанных с продуцированием фосфатных зерен. В низких широтах наиболее обычны нано-фораминиферовые осадки, но в случае холодноводных апвеллингов, идущих из приполярных областей, в этих широтах часты и диатомитовые отложения.

Широк, но недостаточно ясно идентифицированный набор фрагментов раковин беспозвоночных, слагающих бесструктурные зерна, и раковин, природа которых нечасто устанавливается при оптико-микроскопическом изучении. Хотя впервые такие фосфатные зерна появляются уже в синийских фосфоритах, но их количество увеличивается с кембрийских слоев. Максимум присутствия приходится на мел-третичные фосфориты СБФБ, позднего олигоцена Баха Калифорнии.

Лишь изредка фрагменты раковин встречаются в микробиальных матах, спонголитах. Возможно, это указывает на мелководные условия обитания соответствующих беспозвоночных, что позволяет относить их скопления к прибрежным отложениям, подобным ракушнякам. В некоторых регионах [98] известны такие ракушняки, значительную фосфатизированные. В других случаях, возможно, часть раковин отражает соответствующие популяции, жившие в областях перемещения и конечного отложения потока фосфатных зерен. Их фосфатизация может быть связана с условиями захоронения в массе фосфатного песка, но это еще предстоит доказать. Но то, что часто фосфатные раковины обломаны, окатаны, несомненно, указывает, что они перенесли интенсивную обработку в сравнительно высоко энергетических обстановках.

Интересные указания дает присутствие на зернах разного характера онколитовых оболочек. Такая ситуация, вероятно, возможна, когда фосфатное зерно, трансформируясь, попадает в зону онколитовых баров и начинает формироваться как соответствующие онколиты. Это хорошее подтверждение определенной миграции фосфатных зерен через прибрежные зоны.

Мы бы хотели обратить особое внимание на одно удивительное обстоятельство - крайне редкое присутствие

в фосфатных зернах обломочных частиц. Только в регионе Флориды-Сев. Каролины обломки кварца песчаной и алевритовой размерности обычны в фосфатных зернах, хотя в заполняющей массе большинства зернистых фосфоритов мира подобные обломочные частицы нередки. Присутствие обломочного материала в отложениях микробиальных матов Флориды-Сев. Каролины показывает, что даже при определенном разубоживании возможна их фосфатизация.

В табл. 12.3 обобщены представления об обстановках образования инситных фосфоритов по характеру биологических сообществ, установленных в зернах.

Условия формирования тел зернистых фосфоритов

Поскольку получены убедительные подтверждения обломочной природы зернистых фосфоритов, то представляется необходимым рассмотреть многие вытекающие из полученного материала заключения.

Разрушение фосфатизированных осадков, которое только и могло дать фосфатные зерна, должно быть достаточно специфическим, поскольку собственно фосфатизация подвергается только некоторая часть этих осадков. Фосфатизация является, по сути, наиболее ранним процессом литификации осадка, что собственно и предполагается, так как только твердый материал может образовывать обломочные зерна. Поэтому для образования слоев зернистых фосфоритов прежде всего должно иметь место отделение твердых собственно обломочных частиц от рыхлой нефосфатизированной массы осадка. Очевидно, что это может легко осуществляться отвейиванием, выносом легких и концентрицией твердых частиц значительно большего размера, удельного веса. При прекращении режима седиментации в результате абразионного воздействия, волнений могут осуществляться такие процессы. В конечном счете накапливается остаточный, лаговый материал, который подвергается воздействию транспортировкой, окатыванием, некоторой классификации по размерам. В изученных образцах фосфоритов имеются самые разные размеры фрагментных зерен диаметрами от 2-4 см, редко более и в частиц тонкоалевритовой размерности. Таким образом, в принципе присутствует достаточно широкая гамма размеров фосфатных зерен, в том числе на одном месторождении, иногда даже пласте, что вполне подтверждает общую схему последовательного измельчения частиц-фосфатных зерен. В общем минимальные средние размеры, наиболее высокий уровень сортированности по размерам характерны для фосфоритов, в которых заполняющий матрикс представлен глинистым, алеврито-глинистым материалом. Наиболее грубые зерна чаще вообще почти не имеют цемента, что говорит об их отложении в высокоэнергетических обстановках. Для резко колеблющихся по размерам зернистых фосфоритов (т. е. с низкой степенью сортировки по их величине) более характерен карбонатный, реже кремнистый цемент. Такие фосфориты чаще имеют различные по природе зерна, что говорит о их образовании при смешивании материала из различных источников и, соответственно, различиями в условиях транспортировки, масштабах перемещения.

Пока довольно редко устанавливаются, но уже известны фосфориты, в которых фосфатные зерна сцементированы фосфатизированным микробиальным матом, в

Таблица 12.3

Обстановки образования инситных фосфоритов по характеру биологических сообществ в фосфатных зернах исследованных фосфоритов мира

Обстановки, биоценозы	Регионы
Соленоватые лагуны и озера, себхи надприливной зоны: микробиальные маты	Янцзы, КФБ, ХФБ, Джорджия, БФ, СБФБ, Баха Калифорния, Флорида, Сев. Каролина
Прибрежье приливо-отливной зоны: строматолиты, карбонатные губки, отчасти ракушняки, предположительно неламеллярные микробиальные маты	Янцзы, КФБ, ХФБ, Джорджия, Флорида, Сев. Каролина, отчасти ХФБ, Фосфория, СБФБ, Баха Калифорния
Нижняя литераль: ракушняки, онколитовые бары, губковые "луга"	Янцзы, КФБ, Джорджия, Фосфория, СБФБ, Баха Калифорния, отчасти ХФБ, Флорида и Сев. Каролина
Внешний шельф - начало склона и так же погруженные вершины гайотов; различные планктонные осадки: подчиненные ракушняки, формы	СБФБ, шельф Намибия, гайоты Пацифика, отчасти в значительной степени регион Янцзы, Баха Калифорния, Флорида и Сев. Каролина

реликты, описанным Д. Соудри с соавторами [265-267]. Это говорит о том, что в некоторых случаях имели место случаи начальной фосфатизации, затем фрагментации и обломочные фосфатные зерна вновь попадали в условия выветривания, благоприятных для развития микробных сообществ и их фосфатизации. Поэтому в какой-то мере можно предполагать, что фосфатный цемент фосфоритов в значительной части, если не во всех случаях, подобную ситуацию, во всяком случае если в них не установлены фоссилии. Разумеется, не может быть исключены и диагенетический цемент; подвергнуть его микробиологическому изучению в СЭМ было бы полезным, если конечно, фосфориты заметно не изменены наложенными процессами.

Насколько можно судить по характеру матрикса, явно выделяются конечные области отложения фосфатных зерен. Наиболее крайний случай - отложение на максимальной дистанции от прибрежной зоны (в конкретном регионе). Это, вероятно, соответствует матрикс из углеродистых глинистых частиц, иногда с алевритовой примесью кварца, окислов железных шпатов. Такие фосфориты отложились, видимо, в низкоэнергетических, скорее застойных обстановках, представляющих фацию дальнего выклинивания в сторону бассейна тел зернистых фосфоритов. Не во всех фосфоритовых бассейнах, однако, имеются такие фосфориты. Более обычное заполнение - карбонаты, как кальцит, так и значительно чаще доломит - скорее соответствует более мелководным обстановкам (степень сортированности по размерам обычно хуже, вариации размеров заметно шире, средний размер чаще более алевритового). Кремнистый цемент чаще всего вторичный. В наиболее мелководных обстановках цемент может быть из микробных матов, характерно обилие биокластов, отсутствует матрикс, есть постройки строматолитов в фосфатном песке.

Весьма редко, по-видимому, фосфатные пески/алевролиты засыпают какие-либо осадочные структуры. В этом отношении исключительные примеры известны в регионе Миссисипи, где в зернистых фосфоритах сохранились (засыпаны) в положении *in situ* строматолитовые биостромы. Это является подтверждением тому, что в очень мелководной, высокоэнергетической обстановке могли происходить конечное отложение фосфатного песка/алевролита и превращение его в зернистый фосфорит.

Теперь можно в первом приближении оценить возможное качество зернистых фосфоритов в зависимости от того, в каких обстановках происходило конечное отложение фосфатных зерен: наиболее богатыми, естественно, будут те из них, которые отлагались в областях развития высокопродуктивных микробных матов, т.е. обладающих соответствующим цементом. Достаточно богаты и фосфориты сравнительно крупнообломочные, завершившие отложения в высокоэнергетических обстановках, когда удаляются тонкие частицы. Наиболее бедны фосфориты крайних фациальных зон, в которых матрикс определяется отложением глинистых, алевро-глинистых частиц. Естественно, все сказанное относится к случаям, когда не поступает в очень значительных количествах разубоживающий материал в области конечной седиментации; в этих условиях резко изменяется общая седиментационная картина. Поэтому необходимо формирование фосфатных алевритовых и песчаных зерен в условиях непоступления иного материала - это очень важное условие, которое может вы-

держиваться только при карбонатной или биогенной кремнистой седиментации, до литификации этих компонентов.

Насколько особый случай представляет ситуация, когда центры начальной фосфатизации находятся не в прибрежной зоне, а на внешнем шельфе, что характерно для СБФБ, шельфа Нидерландов. Имеется в виду фосфатизация планктонных осадков внешнего шельфа. Фосфатные зерна состоят в этих случаях либо из отдельных фоссилий с небольшой примесью окружающего их осадка, либо реже представляют часть такого осадка с несколькими фоссилиями и выстигившим матриксом. Для их формирования нужны резкие палеогеографические изменения и вовлечение этих отложений в зону разрушения в высокоэнергетических обстановках мелководной области. Последующий разнос, транспортировка и окатывание происходят по тем же принципам, что и зерен, сформировавшихся из осадков прибрежной зоны. Совмещение тех и других оказывается возможным в одном фосфоритовом пласте, что до сих пор практически не допускалось, даже не рассматривалось. Теперь открывается возможность путем детального и последовательного изучения природы фосфатных зерен промышленных пластов определить вариации изменений и источников поступающего при их формировании материала, расположение последних и т.д. Размеры, степень окатанности различных зерен в совокупности могут дать уникальную информацию для решения многих вопросов.

Поскольку фосфатные зерна - это обломочные образования, следует иметь в виду, что, как и любые обломочные зерна, они могут пересохраниваться в более молодые осадки, т.е. даже "блуждать" по разрезу.

Сформулированные представления о природе и характере фосфатных зерен, условиях их образования позволяют рассматривать их как остаточные фрагменты переработанных в результате деформационных перемыслов не полностью литифицированных осадков. Иными словами, зернистые фосфориты - это в известной мере остаточные, конденсированные отложения, составляющие явно менее половины начально накопившихся биогенных осадков.

Фосфоритгенерирующие области - обобщенная картина

С учетом изложенных выше данных и выполненного анализа необходимо сформулировать общие представления о регионах фосфоритообразования.

Палеогеографические обстановки. Обычно считалось [18], что крупнейшие фосфоритовые бассейны (с зернистыми фосфоритами) располагались в низких широтах с условиями аридного, засушливого или семиаридного климата, часто совмещаясь пространственно и хронологически с эвапоритами, гипсами, ангидритами и пестроцветными комплексами. Полученные материалы подкрепляют такие представления. Преобладание остатков бентосных микробных сообществ в фосфатных зернах как раз и отвечает таким обстановкам (табл. 12.2; [52], [62]). Менее очевидно расшифровываются палеоклиматические обстановки по характеру планктонных организмов в фосфатных зернах СБФБ, но присутствие нано-фораминиферовой ассоциации характерно для низкоширотных регионов.

Фосфатогенетические процессы почти не могли выходить за пределы шельфовых морей низких широт, поскольку основной ареал их действия приходится на при-

брежные зоны, включая область суши, за пределами береговой черты, в участках максимальной активности микробиальных сообществ. Онколитовые бары - постоянный элемент палеогеографической обстановки почти в каждой фосфатгенерирующей области, занимающей иногда значительные площади. Строматолитовые постройки также характерны почти для каждого фосфоритового бассейна.

Эти общие отличительные палеогеографические особенности фосфатгенерирующей области вполне позволяют наметить соответствующие районы с близкой палеогеографической картиной, но их недостаточно для развития масштабного фосфатогенеза.

Седиментологическая картина. Рассмотренные выше материалы выводят нас на существенно карбонатные шельфы как вероятную область фосфоритогенеза, при том что в ряде случаев существенную роль на некоторых из них играет биогенное кремнеосложение, не только биогенное, но и с бентосными популяциями (спонгилиты). В это же время на внешнем и даже отчасти внутреннем шельфе могут отлагаться черные глинистые осадки - диаролиты, но отчетливое преобладание карбонатных отложений, обычно также биогенных, характерно. Пока единственным серьезным исключением (кроме, естественно, Сучуры, Перу) является Баха Калифорния. Конечно, в седиментационной системе серьезную роль играют также фосфатные обломочные частицы, которые накапливаются преимущественно от береговой линии и уходят иногда на десятки километров в бассейн. Смещение их возможно даже штормами, землетрясениями.

Двухэтапный процесс образования фосфоритов означает, что соответствующие этапы должны были быть в каждом фосфоритовом бассейне-шельфе (они могли неоднократно повторяться, даже почти совмещаться, но это не исключает развития в пространстве и времени нескольких необходимых седиментологических обстановок). В набор входят обязательные обстановки - биологически высокопродуктивные области образования, прежде всего матов (чаще неламинных), почти обязательно онколитовых баров и очень часто строматолитовых построек; непостоянное, частое интенсивное развитие ракушечковых прибрежных фаций, особенно с конца палеозоя, но почти постоянное в мезозое. Вероятно, только с мезозоя возникает необходимость апвеллинга на внешний шельф с интенсивным накоплением планктоногенных осадков (или на вулканические постройки аналогичной глубины океана над их вершиной).

Соответственно необходима фаза деструктивных процессов - разрушение отложенных, фосфатизированных в указанных обстановках накоплений, образование, перенос потоков сформированных частиц от прибрежной зоны в сторону шельфа и отложение, начиная от берега и до области стандартного отложения алевритовых осадков.

Только такие существенно карбонатные, кремнеисто-карбонатные, иногда с заметной примесью терригенных осадков шельфы могут обеспечить промышленный фосфатогенез. Естественно, имеется в виду, что сколько-нибудь значительного разубоживающего поступления терригенного материала, по крайней мере эпизодически, особенно в прибрежную зону, не происходило. Таким образом, необходимо, чтобы берега были не скалистыми, а сложены рыхлыми тонкими илами, при преимущественно карбонат-

Обеспечение высокой биологической продуктивности на таких шельфах, как теперь стало окончательно ясно, является одним из важнейших условий фосфатогенеза, прежде всего для начального концентрирования фосфата путем репликации по биологической матрице. Поэтому указанные шельфы и должны иметь такую интенсивность биологических процессов. Для планктонных отложений внешнего шельфа присутствие апвеллинга полностью обеспечивает этот феномен. Менее ясна ситуация для прибрежных зон таких карбонатных шельфов - от онколитовых баров до озер, закрытых лагун и т.п. По Джеймсу [Шпо: 52], именно эта область - "фабрика карбонатов", когда она становится фабрикой по начальной фосфатизации пока еще недостаточно понятно. Определенную ясность, но для условий атоллов, вносят результаты изучения фосфатизации микробиальных матов на атоллах Французской Полинезии, но предложенная интерпретация причин высокой продуктивности копары не позволяет применить её к условиям карбонатных шельфов на окраинах материков. Поставка питательных веществ на атоллах определяется через развитие эндоапвеллинга: богатые биогенами глубинные воды океана встречаются с атолловой постройкой, проникают в тело атолла и восходящими циркулирующими потоками поднимаются к его поверхности. Хотя французские исследователи уже достаточно давно пропагандируют идею эндоапвеллинга, следует отметить, что если такие течения подходят к острову, то возникает и так называемый островной апвеллинг, т.е. подъем вод вдоль постройки к её вершине. Это явление давно хорошо изучено [12] и практически доказано: на погруженными банками, гайотами резко возрастает содержание биогенов, количество рыб. Но для собственного роста атолла влияние таких вод не доказано. В общем случае, приложить такие идеи к приконтинентальным побережьям, видимо, невозможно.

Тем не менее некоторые предварительные соображения следует высказать. Для этого необходимо обратиться к условиям, при которых микробиальные сообщества доминируют и процветают. Сообщества сине-зеленых водорослей, по сути, имеют всемирное распространение, космополитичны, они присутствуют почти в любом биоценозе, в их развитие обычно подавлено другими, более высокоорганизованными членами биоценоза [97]. Это высокоплотные, толерантные организмы. Б.И. Чувашов с соавторами [97] отмечают, что, например, строматолиты при быстро прогрессирующей засоленности водоемов, по мере обесцвешивания биоценозов и освобождения экологических ниш играют все большую роль, вплоть до полного господства. Подобные ситуации отмечаются и при кратковременном переходе от химических осадков к нормально-морским или осадочноводным условиям. Показательно, что довольно распространенные фосфатные строматолиты в мезозое Средиземноморского Тетиса [199] находятся на поверхности *nondeposition* (неотложения), конденсации, хардгрингов, над биогенными карбонатами, при крайне незначительном развитии другой биоты. В фосфатных строматолитах нижнего кембрия региона Янцзы очень мало других органических остатков, хотя в зернистых и иных фосфоритах их много.

Таким образом, подавление других организмов, острое доминирование микробиальных сообществ - важная

Значительная поставка биогенов для процветания микробных сообществ возможна также при развитии биогенных субстратов (особенно в мелководных водоемах), биогенных не очень литифицированными биогенными осадками предшествующего этапа. Поровые воды по-прежнему должны быть богаты биогенами в результате деструкции СВ и проникать в водосемы, из вод которых могут использоваться доминирующими в них микробными сообществами. В приливно-отливных морях, особенно подверженных интенсивному ветровому воздействию, определенное количество биогенов может поступать с приливными приливами. Подобное возможно и при редких, периодически обильных дождях в районах с развитым муссонным климатом.

В определенной степени благоприятным условием может выступать тенденция к стабильному тектоническому режиму для наращивания массы формирующихся массивов. Вероятно, есть и другие дополняющие или очень важные факторы, влияющие на возрастание скорости биологических процессов, и, может быть, их удастся в дальнейшем выявить. Во всяком случае только на существенно карбонатных, с той или иной примесью других осадков, осадках с интенсивной продуктивностью микробных сообществ может осуществляться первичное фосфоритное концентрирование для будущих зернистых фосфоритов [99, 103] при соблюдении, конечно, и других указанных выше условий.

Следует отметить, что условия высокой биопродуктивности-фосфатизации могут осуществляться и независимо от последующей дезинтеграции, транспортировки, конечного отложения фосфатных зерен, т.е. когда были условия для первого "акта спектакля", не было седиментационных условий для второго. Типичные примеры таких ситуаций дают фосфориты в осадочной "шапке" гайотов и в субдульском бассейне. В этих случаях, конечно, откладываются фосфориты, но обычно более бедные, менее концентрированные и т.д., но не будет заметных концентраций зернистых фосфоритов - полный пакет необходимых условий не был реализован.

Палеотектонические условия. В предыдущих разделах неоднократно указывалось, что во многих фосфоритовых бассейнах мира фосфатогенез четко контролируется тектоническими структурами, в частности динамичными, в рамках времени фосфатогенеза, выступами кристаллического основания, выраженными в его поднятиях (в разрывной картинке), при неглубоком залегании такого фундамента. Анализ соответствующих данных сделан давно [104] и привел к выводу, что такие движения фундамента, обычно залегающего на глубинах не более 1500-2000 м, а, как правило, значительно ближе от основания продуктивной толщи, являются почти обязательным условием продолженного фосфатогенеза. Из всего многообразия фосфоритовых бассейнов, включающих зернистые фосфориты, лишь в двух (Каратауском и Сирийском) нет пока подтверждений такой закономерности, но это может быть и результатом недостаточной, прежде всего геофизической, изученности. Для Флоридско-Северо-Каролинского региона важная роль палеогеоморфологических поднятий, определяющих распределение районов начального и последующего фосфатного концентрирования, хорошо показана [105] сравнительно давно, но не акцентировалось внимание на том, что такие структуры - прежде всего поднятия динамичного кристаллического основания (см. выше). В

табл. 12.4 приводятся сведения о таких структурах основания подстилающего большинства бассейнов зернистых фосфоритов.

Именно такими структурами, видимо, обеспечиваются относительно плоское, но в то же время и дифференцированное локальное развитие продуктивных фаций, быстрое погружение слоев вниз по склону отложения, накопление в благоприятных условиях опускания и разрушение в условиях вертикальных движений. Многие из этих функций обычно приписываются [242, 259, 67] изменениям

Таблица 12.4

Глубины залегания кристаллического фундамента относительно наиболее древнего продуктивного уровня в фосфоритовых бассейнах мира

Бассейн (месторождение), страна	Глубина до поверхности кристаллического фундамента, км	Примечание
Формация Фосфорит, Скалистые горы, США	0,8-1,5	на разных участках
Каратау, Казалстан	6,0-7,0	оценка по мощности подстилающих отложений в серии блоков
Марокканский бассейн, Марокко	0,025 до 1,0-2,0	м-ние Бен-герир; м-ние Юсуфия по склону в области выклинивания фосфоритов
Сенегальский бассейн, Сенегал	от 0,2-0,3	для наиболее продуктивных участков
Бассейн Джорджия, Австралия	до 0,2-0,4 0,8-1,0	наиболее продуктивные участки; на выклинивании залежей фосфоритов
Западно-Сахарский бассейн, Мавритания	до 1,5	
Южно-Китайский бассейн, КНР	вариации от 0,45 до 1,25	в разных районах
Сечура, Перу	до 2,2	в наиболее погруженной части бассейна
Флорида и Сев. Каролина, США	от 0,3 до 2,0 и более	максимальные глубины - ниже по склону отложения к прогибам
Бассейн Пенджари, Того, В.Вольта, Бенин	от 0,4 до 0,7	вниз по склону отложения
Абу-Гартур, Египет	в пределах 0,6-1,5	вблизи продуктивных слоев в оазисах Харга и Дакла известны выходы кристаллического основания
Того-Дагомейский бассейн, Того, Дагомея	до 0,4-0,6	
Алжир-Тунисский бассейн, Алжир, Тунис	?	главным образом вокруг "о-ва Кассерин", который считается обусловленным сравнительно близким залеганием кристаллического основания
Область Таният-Турайф, Саудовская Аравия	около 1,0	
Рутба, Ирак	от 1,5 и более	кристаллическое основание не вскрыто
Пальмирский фосфоритовый район, Сирия	нет данных	кристаллическое основание не вскрыто
Хбари, Сирия	несколько более 2,0	кристаллическое основание не вскрыто
Калифорнийский полуостров, Мексика	менее 1,0 км	

уровня моря в связи с гляцио-эвстатическими циклами, что кажется на основе получения новых данных не единственным возможным объяснением. Из изложенного выше ясно, что необходимо накопление значительной массы микробных матов, иных соответствующих биогенных накоплений, что возможно в достаточно стабильно существующих водоемах. При трансгрессии прекращается существование таких водоемов неизбежно, и в лучшем случае такая седиментация должна будет сдвигаться в сторону от берега к суше. При регрессии ситуация будет обратной, смещение береговой линии может не привести к масштабному накоплению матов, даже осушить существовавшие водоемы. Следовательно, нужна относительная стабильность, но при тенденции к опусканию, без особых изменений уровня моря. Это скорее могут, видимо, обеспечить локальные тектонические движения. На дальнейших этапах развитие трансгрессий продуктивно. Иная ситуация необходима для формирования зернистых фосфоритов из платформенных отложений. Достаточная стабильность на стадии действия апвеллингов при умеренном локализованном тектоническом опускании и в целом быстром накоплении массы илов, очевидно, необходима. В последующем уже нужна резкая перестройка - локализованное поднятие в районе внешнего шельфа, абрадирующее разрушение отложенных фосфатизированных илов с формированием зерен, их перенос в сторону континента, где только и может произойти их смешивание с фосфатными зернами, образованными микробными сообществами.

Видимо, существовали различные соотношения между колебаниями уровня моря вследствие гляцио-эвстатических причин и локальной тектонической активности, но без учета тектонических движений в связи с активными выступами неглубоко залегающего кристаллического фундамента; развитие процесса формирования фосфатных зерен в свете полученных данных представить себе очень трудно.

Хороший отрицательный пример сравнительной важности именно разнонаправленных локальных тектонических движений дают фосфориты гайотов. Прогрессирую-

щее погружение начально фосфатизированных нано-форминиферовых отложений, их осадочной "шапки" до современных глубин 2000-1500 м не могло привести к образованию зернистых фосфоритов; лишь обломочные шлейфы крутых стенок гайотов оказались единственным примером деструкционных процессов. Хотя фосфатизация этих планктонных отложений, так же связанных с апвеллингами, произошла по тому же принципу, что и у их аналогов в шельфах СБФБ. Более того, они и достаточно синхронны.

Следует сделать одно еще замечание. Как отложение продуктивных биогенных осадков указанных выше типов так и их разрушение для образования обломочных фосфатных зерен должны произойти геологически быстро, до значительной литификации. Эта пара действий требует достаточно программированной динамики, что более достигнуто на основе вполне определенной тектонической активности.

В целом следует полагать: тектонические обстановки (преимущественно шельфовые) должны быть активными, что обуславливается в большинстве случаев относительно неглубоким залеганием жесткого и подвижного основания. Нестабильность последнего, особенно проявляющаяся в начальной стадии опускания периферии континента, обуславливает и цикличность строния продуктивной части разреза. Организованной цикличностью обладают и фосфоритоносные интервалы разреза [22, 27, 103]. На стабильных платформах, типа Северо-Китайской или Сибирской, перспективными могут оказаться только активные зоны. Стабильные регионы в целом должны считаться неперспективными на выявление зернистых (микрозернистых) фосфоритов.

Обобщая все изложенное, следует отметить, что промышленный фосфатогенез - это определенная цепь событий. Любое исключение главного управляющего условия вызывает нарушение системы и не ведет к достижению соответствующего конечного результата. Здесь нет ничего лишнего, и дальнейший прогресс наших знаний требует изучения всех частных составляющих, но в их совокупности.

Выводы

Замкнутое исследование, в результате которого получен значительный новый материал, анализ последнего позволяют полагать, что многие вопросы, возникающие при рассмотрении проблемы фосфатогенеза, получили определенное, достаточно четкое фактическое обоснование. Может быть, самое удивительное в том, что ответы на эти вопросы частично уже давались, хотя и недостаточно обоснованные фактами; другие же теоретические предположения оказались несостоятельными. Видимо, такова естественная логика научного поиска.

По сути, настоящей работой в значительной степени выяснены основы реальной петрографии зернистых фосфоритов, которая, как показал полученный опыт, не может ограничиваться только на оптической микроскопии вследствие особой специфики фосфата, слагающего зерна, но должна обязательно использовать наблюдения в СЭМ. Такие исследования, начатые в Израиле [264-268], Германии [57], России [35, 58] и ряде других стран, в последние годы получают все большее развитие. Но предстоит еще большая работа по детальной расшифровке природы фосфатных зерен, прежде всего промышленных пластов концентрических месторождений, анализ изменения по разрезу не только характера биологических структур, их образующих, но и геохимии различных типов зерен, что может принести впечатляющие результаты.

Здесь мы хотели бы рассмотреть еще один вопрос, который постоянно возникает [168], - являются ли зернистые фосфориты обычными или экстраординарными породами. Все рассмотренные выше факты, их анализ приводят к заключению, что любой из отдельно взятых элементов общей картины фосфатогенеза не является сколько-нибудь необычным - высокие скорости процессов биологической седиментации, необходимая определенная их неравномерность, даже фосфатное замещение/осаждение (обычное и в другом составе замещающего вещества), не говоря уже о внутриформационном образовании обломочных продуктов и т. д., не представляет чего-либо экстраординарного. Но их сочетание в одном месте, в необходимых условиях только и кажутся (главным образом, как всегда, из-за недостаточности знания) необычным, удивительным.

Крупное, промышленное фосфоритообразование происходит отчетливо неравномерно в истории планеты, что включило выражение в выделении известных продуктивных эпох (венд-кембрийской, пермской и т. д.). Как становится совершенно ясным, поскольку фосфориты образуются по существенно биогенным, так сказать супербиогенным, отложениям, появление таких эпох - не просто результат эволюции органического мира или каких-либо палеосизмов биоты. Например, как вендские фосфориты Китая, так и миоценовые фосфориты Флориды, Сев. Каролины в основном образованы по отложениям типа микроби-

альных матов, в то время как миоценовые фосфориты Сечуры, Перу - по диатомовым илам. Сочетание целого ряда факторов, необходимых для значительного фосфатогенеза, не могло происходить постоянно, если существуют ограничивающие тектонические, палеогеографические и иные условия. Например, если бы не было низкоширотных карбонатных шельфов с интенсивно развитыми строматолитовыми и подобными образованиями, то как могли сформироваться адкватные фосфориты? Аналогично, если отсутствовали вдоль западных берегов соответствующие апвеллинги с присущими им планктонными комплексами и т. д. Когда тектонические условия были неблагоприятными, седиментация сводилась только к последовательному накоплению осадков, без их перемывов, значит в таких условиях ожидать заметных концентраций фосфоритов не приходится. Поэтому фосфатогенез выступает как система с рядом независимых переменных, и лишь определенная их совокупность приводит к искомому результату. Типичный пример - фосфатогенез на подводных горах в низкоширотной части Мирового океана. Практически нет гайота в таких условиях, на котором не было бы фосфоритов. Можно, конечно, считать это проявлением мел-эоценовой эпохи фосфатонакопления, но истинное понимание исходит из неопровержимого факта, что все эти гайоты прошли одинаковую цепь событий, в результате - появления фосфатных пород. Но если ситуация изменилась и подводный вулкан не опустился, а даже образовал поднятый атолл, как, например, о-в Науру, то могут сформироваться фосфориты совершенно иного типа, возраста в других обстановках. Поэтому только тогда, когда будет точно определена вся сумма необходимых условий для конкретного типа фосфатогенеза, мы сможем понять - в чем причина появления продуктивных эпох.

Не менее важно прямо определять магматическую деятельность на континентах, сопровождаемую той или иной апатитовой минерализацией, в качестве возможного источника и причины конкретного морского фосфатогенеза. Поскольку фосфатизируются существенно биогенные осадки, то любые поставки биогенов, в том числе фосфора, в морской бассейн будут использоваться фитопланктоном в первую очередь для развития, поддержания высокой биопродуктивности. И такая ситуация может реализовываться уже в прибрежной зоне. Но в этой зоне главные биологические формы - различные маты. И, если совпадут поставщики и продуценты в некотором единстве, цепь реализуется. Однако, очевидно, что способ поставки может быть разным, а способ отложения один. Поэтому только расшифровка всей цепи событий, а не простые общие утверждения могут определить действительные значения такого источника.

Трудно переоценить влияние биологических процессов на осадочный рудогеоз. Фосфориты - лишь частный

пример проявления общего глобального процесса участия биоса в рудонакоплении. Однако существующее, особенно среди биологов, определенное стремление развивать соответствующие идеи в рамках только прикладных рудных концентрирования органических специфических рудных компонентов вряд ли продуктивно. Роль же только отмершего биоса как высокорезакционной системы, взаимодействующей с окружающим пространством, еще не получила необходимого изучения и осмысления. Существует, видимо, определенная разница между способностью организмов в жизненном цикле интенсивно концентрировать литофильные (Si, Ca и т.д.) и некоторые другие элементы и способностью мертвой органики извлекать и реплицировать на себе, на органической матрице сульфиды, оксиды металлов и т.п. Во всяком случае, одно из главных направлений настоящей работы может заключаться именно в том, что достаточно определенно обращено внимание на такую особенность. Мы полагаем, что существует широкий класс различных руд, который следует именно такой формуле. И дело дальнейших исследований дать определенный ответ на этот вопрос.

Непосредственно со сказанным связана важная и необходимостью учета необычных, не изученных еще взаимодействий для построения адекватной физико-химической картины таких рудогенерирующих процессов. Для рассмотренного типа руд нельзя не учитывать особую роль реакционноспособного ОВ во взаимодействии с живой системой, ее характеристикой. Именно поэтому многие физико-химические модели фосфатогенеза оказались, мягко говоря, далекими от реальной природной картины. Понятно, что необходимы соответствующие эксперименты, но только учитывающие фактические реалии, вытекающие непосредственно из геологических исследований. Недостаточный учет именно этого и приводит к негативным последствиям.

Очевидно, что необходимо определенное расширение сотрудничества с более широким привлечением палеонтологов, биологов, биохимиков к расшифровке рудогенерирующих процессов. Дело не только в формальном определении палеобиологического материала, что, конечно, тоже очень важно, но все же не является единственным необходимым. Необходимым становится изучение и отмершей биологической субстанции в указанном контексте.

Еще раз обращаясь к общей проблеме фосфатогенеза, следует отметить, что при всех полученных данных нельзя считать ее сколько-нибудь исчерпанной. Целый ряд затронутых выше вопросов еще нуждается в дополнительных фактических подтверждениях: начиная с условий, способствующих высокой скорости биогенерирующих процессов, особенно для развития фосфатогенерирующих процессов в микробных сообществах на границе море-континент, заканчивая экспериментальным подтверждением центра фосфатного концентрирования в массе органических включений, которые только и могут приблизить к расшифровке природных явлений, включая формирование таких остров с содержанием в десятках процентов фосфорного гидроксида. Для этого необходимо и развитие тонких геохимических исследований не на валовых пробах фосфоритов, а на отдельных конкретных зернах разного типа, подобно начатым настоящей работой. Исключительно важно и дальнейшее всестороннее изучение примеров фосфатизации современных микробных матов, столь успешно осуществленное в последние годы для островов в океане.

И последнее, что необходимо отметить, - это крайнюю важность изучения того класса осадочных рудных образований, которые имеют общую, подобную фосфоритам, модель формирования, прежде всего в части, касающейся начального концентрирования на отмерших, но не разложившихся биологических структурах.

Литература

1. Дале...
2. Бату...
3. Бату...
4. Бату...
5. Бату...
6. Бату...
7. Бату...
8. Бату...
9. Бату...
10. Бату...
11. Бату...
12. Бату...
13. Бату...
14. Бату...
15. Га...
16. Га...
17. Ге...
18. Ге...
19. Ге...
20. Ге...
21. Ге...
22. Ге...
23. Ге...