



Project 156

Э.А. ЕГАНОВ

СТРУКТУРА
КОМПЛЕКСОВ
ФОСФОРИТОНОСНЫХ
ОТЛОЖЕНИЙ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ
Выпуск 570

ACADEMY OF SCIENCE OF THE USSR
SIBERIAN BRANCH
TRANSACTION OF THE INSTITUTE OF GEOLOGY AND GEOPHYSICS
Issue 570

E. A. EGANOV

THE STRUCTURE OF PHOSPHORITE-BEARING SEQUENCES

Responsible editor A. L. Y a n s h i n



PUBLISHING HOUSE «NAUKA»
SIBERIAN DIVISION
Novosibirsk • 1983

Э. А. ЕГАНОВ

СТРУКТУРА КОМПЛЕКСОВ ФОСФОРИТОНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Ответственный редактор акад. А. Л. Я н ш и н



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Новосибирск•1983

Еганов Э.А. Структура комплексов фосфоритоносных отложений. – Новосибирск: Наука, 1983.

В монографии на глобальном материале описаны результаты сравнительного изучения разрезов фосфоритовмещающих отложений, направленного на выявление общности в их строении. Уточнены представления о связи фосфоритов с трансгрессивными этапами развития бассейнов. Показано структурное и покомпонентное сходство разрезов большинства крупных месторождений; определен набор геологических объектов, сопровождающих фосфориты, имеющий межформационное значение. Прослежена связь всех основных залежей пластовых фосфоритов с цикличностью осадконакопления. Создана модель комплекса отложений, вмещающих пластовые фосфориты. Предлагается более эффективный – модельный – подход к поискам и оценке фосфоритовых залежей, определяющий стратегию поиска месторождений и долгосрочную ориентацию научно-исследовательских работ.

Книга рассчитана на литологов и геологов, специализирующихся в области поисков осадочных полезных ископаемых. Табл. 1. Ил. 55. Библиогр. 111.

The results of comparison of phosphorite-bearing deposits are given. This comparison was undertaken with purpose of construction of general model for phosphorite deposits. The sequences of the majority of large deposits are shown to be similar in structure and components. The set of geological objects, which accompany bedded phosphorites and has interassemblage significance is determined, and the model of a complex of deposits, which involving phosphorites, is created. All main bedded phosphorite deposits are shown to be connected with cyclic recurrence in sedimentation. More effective model method for searching, prospecting and estimation of phosphorite deposits is suggested.

В последние годы во всем мире чрезвычайно возросла потребность в фосфатном сырье. Между тем научные основы прогнозирования фосфатных руд пока еще не отвечают современным требованиям. В первую очередь это относится к месторождениям фосфатных руд осадочного происхождения — к фосфоритам, обнаруживающим значительное разнообразие как по типам, так и по обстановке залегания, в чем фосфориты, сложенные в основном кальциевыми солями фосфорной кислоты, сходны с карбонатными породами — кальциевыми солями угольной кислоты. И те и другие образуются в водоемах самыми разными путями и в неодинаковых количествах. Механизмы же фиксации фосфоритов в осадках в виде минеральных частиц, по-видимому, еще более разнообразны. Судить о генезисе карбонатного или фосфатного компонента осадка пока можно лишь применительно к отдельным конкретным объектам. Однако крупные скопления фосфоритов обнаруживают некоторое более постоянное сходство на уровне литологических характеристик.

Из-за малого содержания фосфатов в природных водах (по сравнению с содержанием в них карбонат-иона) и весьма неравномерного их распределения в бассейнах принято связывать возникновение более или менее крупных месторождений фосфоритов с зонами повышенно фосфатных вод и причинами образования таких зон. Существует несколько схем перехода в осадок фосфатов, в той или иной форме присутствующих в природных водах. Сейчас мы уже знаем, что процесс образования залежей фосфоритов этим не заканчивается. Фосфатные осадки в ряде случаев должны еще претерпеть преобразования и, в свою очередь, сыграть роль источников фосфата для некоторого окончательного продукта — фосфорита. Геолога в первую очередь интересует именно этот конечный продукт.

Считается, что сведения о том длинном пути, который проходит природный фосфор от его изначального источника через воды бассейнов до фиксации в фосфоритах, помогают уверенно планировать поиск. Однако на этом пути встречается слишком много ненадежных предположений.

Следует учесть, что даже самые точные знания о генезисе залежи полезного ископаемого не принесут большой практической пользы, если исследователь не будет иметь подробные сведения и о генезисе окружающих ее объектов. Так, данные о механизме возникновения и источнике вещества слоя лавы могут ориентировать нас при отыскании его только среди других продуктов вулканизма, но не среди осадочных слоев, в которые он оказался включенным в итоге всей геологической истории района. Совокупность осадочных слоев есть, с одной стороны, результат последовательного действия и наложения многих индивидуальных и независимых друг от друга процессов, с другой — результат некоторого геологического надпроцесса, сформировавшего толщу слоев. Следовательно, надо знать и этот надпроцесс.

Здесь требуется найти "пересечение причин". Если причины формирования всей толщи содержат необходимость формирования также интересую-

шей нас залежи полезных ископаемых (ПИ), то цель достигнута — мы получаем действительно необходимые для поиска сведения. Но такое совпадение возможно далеко не всегда. "Формационный анализ", заключающийся в разделении геологического пространства на некоторым образом выделенные области — "формации" и затем в определении тех классов формаций, к которым приурочены месторождения, нередко не дает нужных результатов. Формации чаще всего выделяются по соображениям, не имеющим отношения к вопросам фосфоритности; скажем, для районирования пространства по типу тектонического режима или по преобладающему типу осадконакопления и т.п. Попытки связать классификацию таких "общегеологических формаций" ("геогенераций" Н.Б.Вассоевича) с некоторым частным свойством, например с их фосфоритностью, порождали довольно неясные выводы. И в настоящее время часто практикуется использование карты формаций, составленной вне всякой связи с решением проблемы фосфоритности в одном институте, в качестве основы прогнозной карты для поисков фосфоритов, вырабатываемой совершенно другими организациями. Это именно то, чего следует избегать.

Приходится признать, что более эффективным для поисков какого-либо ПИ, в том числе и фосфоритов, было бы выделение из его окружения всех тех признаков, которые надежно указывали бы на присутствие ПИ и его координаты. Обычно для этого выявляют "излюбленный" данным ПИ фон (рудовмещающую формацию) и литолого-минералогические индикаторы, т.е. те геологические объекты, которые чаще всего сопровождают ПИ. В некоторых случаях индикатор указывает и на то, в каком направлении от него может располагаться ПИ, иногда даже расстояние. Однако чаще всего ассоциация индикаторов ПИ выявляется бесструктурно, т.е. задается списком классов ее элементов, и лишь локальное сгущение индикаторов как-то определяет ту область, где, возможно, есть ПИ. Индикаторы (признаки) могут информационно "взвешиваться". Расположение их на карте или в стратиграфическом разрезе чаще всего не несет информации о том, где именно может залегать ПИ. Выявление индикаторов ПИ на благоприятном фоне, т.е. в пределах развития благоприятной формации, качественно повышает степень ее перспективности, особенно если найдены индикаторы с высоким информационным весом. Тем не менее остается открытым вопрос о том, какая же часть такой формации (могушей иметь весьма значительные размеры) наиболее перспективна, где уже требуется проводить прямой поиск (сплошное опробование). Мы по-прежнему вынуждены опробовать весь фон — всю формацию, хотя, разумеется, всегда начинаем с ближних (к индикаторам) участков.

Все это не очень ограничивает наши действия, пока исследования находятся на стадии мелкомасштабного прогнозирования, когда области распространения перспективных формаций выглядят на карте небольшими пятнами. Но при переходе к крупномасштабному прогнозированию отдельные такие пятнышки вырастают в районы внушительных размеров. Здесь уже нужна более четкая ориентация.

Для того чтобы наметить ту область, где требуется проводить прямой поиск, — назовем ее полосой сканирования — необходимо знать порядок расположения вокруг ПИ его индикаторов. В процессе исследований строения фосфоритных разрезов¹ мы заметили, что определенную

¹ Под "разрезом" здесь и далее подразумевается последовательность слоев в направлении, ортогональном поверхностям их наложения.

пользу в этом могут дать и такие геологические объекты, которые сами по себе индикаторами ПИ не являются и вообще широко распространены. Однако расположенные в определенном порядке, они все вместе становятся многокомпонентным (составным) индикатором ПИ.

Таким образом, чтобы повысить эффективность прогнозирования, прежде всего необходимо изучать строение разрезов, вмещающих ПИ, дабы отыскать инвариантное взаиморасположение таких геологических объектов, которые бы образовывали устойчивый порядок по отношению к искомому ПИ. Это задача с двумя группами неизвестных. Первая – перечень тех компонентов разреза, которые могли бы образовывать такой порядок, вторая – тех отношений, с помощью которых порядок обнаруживается. Удачное определение тех и других зависит от опыта и интуиции исследователя. Поиск же самого порядка – процедура, поддающаяся формализации и автоматизации /7,16/.

В ходе решения задачи по отысканию структуры на заданном множестве тел и отношений отыскивается набор компонентов разреза, расположенных в определенном порядке и указывающих на вероятное присутствие среди них ПИ, занимающего некоторое место в этом наборе. Такой набор мы назвали агрегацией /17, с.142/. Его можно в некотором смысле отождествить с рудоносной формацией /7, с.124/, однако здесь есть некоторая сложность. Рудоносная формация в общем случае – сплошное геологическое тело; агрегация же – набор геологических объектов, не все из которых могут соприкасаться, образуя сплошную среду. Формация – фон, в который “вкраплена” агрегация; при этом агрегация может накладываться на несколько формаций сразу.

В агрегации могут быть первостепенные и второстепенные, необходимые и не всегда встречающиеся компоненты. Но важно, что все они занимают определенное положение относительно друг друга и ПИ. Это система объектов, структурированный набор их, и в этом – прогрессивное значение данного понятия.

Агрегацию вместе с фоном, на котором встречается ПИ, следует рассматривать как модель месторождения. Однако, как сказано выше, одна и та же агрегация может встречаться на различном фоне, поэтому в некоторых случаях моделью целесообразно называть только саму агрегацию, без фона.

Таким образом, термин “агрегация” выражает некоторую организованность разрезов, которая определяется по отношению к полезному ископаемому; в нашем случае по отношению к фосфоритам (фосфоритные агрегации).

Естественно, что результаты поиска агрегации в значительной мере зависят от того, как мы определим, что такое фосфорит и какие фосфориты будут совмещены в материале обучения. В этой работе мы в основном рассматриваем фосфориты так называемого “пластового типа” морского происхождения. Термин “пластовый фосфорит” изрядно скомпрометирован, но пока трудно ввести другой, объемлющий все фосфориты, за исключением континентальных и желваковых. Под “пластовым фосфоритом” будем понимать слой кондиционной фосфатной руды, в которой собственно фосфатные участки имеют афанитовую и зернистую (различной крупности) структуру с высокой плотностью распределения. Такие слои могут группироваться в “продуктивные пачки”, в которых они разделены менее фосфатными и даже совсем нефосфатными относительно небольшой мощности слоями.

В ходе исследования нам не потребуется уточнять, относится ли та

или иная фосфатная порода к "фосфориту", так как продуктивные пачки в общем выделяются достаточно четко.

Таким образом, нашей целью было создать некоторую модель месторождений пластовых фосфоритов, которую можно было бы считать достаточно инвариантной. Инвариантность не следует понимать слишком жестко — на уровне физического закона. Известно, что в пределах одного бассейна фосфориты (и другие осадочные ПИ) могут существенно менять позицию. Если их сопровождает определенная последовательность слоев, то по простиранию залежи эта последовательность может сокращаться или усложняться; тем не менее какие-то элементы порядка почти всегда сохраняются.

Выявление тех деталей разрезов, которыми можно пренебречь при отрисовке модели, и есть существо задуманных построений. Естественно, что агрегация должна выделяться достаточно эффективно: с учетом возможностей полевого исследования. Составлять модели месторождений можно на множестве "уровней": геохимическом, минералогическом, литологическом, тектоническом и т.п. Данное исследование проведено на литологическом уровне.

Наша задача также состоит в том, чтобы выявить закономерности размещения пластовых фосфоритов. Термин "пластовые фосфориты", как уже сказано, давно и во многом справедливо критикуется. В свое время он был противопоставлен понятию о "желваковых фосфоритах". Дело в том, что многие черты строения и качества фосфатных руд, представляющих желваки фосфата, включенные в "пустую" породу, с одной стороны, и в различной степени зернистые (от микро- до макрозернистых) руды — с другой, настолько различны по ряду показателей, что исследователи даже не объединяют их в один тип. Однако все залежи осадочных руд фосфатов имеют более или менее пластовую форму, а между микрозернистыми рудами и типично желваковыми можно при желании увидеть непрерывный ряд.

В то же время области распространения желваковых и нежелваковых фосфоритов в общем виде геологически существенно разделены. Первые возникают в эпиконтинентальных морских бассейнах, другие — в основном в краевых частях океана. Им приписывают различные тектонические, географические, а также геохимические обстановки формирования, что всегда побуждало рассматривать закономерности размещения подобных образований раздельно. Тем не менее есть много оснований полагать, что в морях осаждение и накопление фосфатов вызвано одним и тем же набором процессов, в конкуренции которых локально или регионально доминируют те, которые соответствуют условиям конкретного бассейна. Так, в бассейне Каратау, который в кембрии был областью образования преимущественно микрозернистых фосфатных руд, можно наблюдать горизонты и типично желваковых (в базальной пестроцветной терригенной толще карбонатного рудовмещающего комплекса), и афанитовых, и оолитовых, и пеллетных фосфоритов, а также типично органогенных (ракушечных), строматолитовых фосфатных корок и, наконец, глауконито-песчаных и "зернистых" фосфоритов в кварцевом песчанике. Вместе с изменениями условий в одном и том же районе, на разных стадиях эволюции одного и того же бассейна здесь возникали "совершенно различные" типы фосфоритов. Разумеется, среди разнообразных механизмов минерализации фосфата (на которые накладывались процессы перемыва осадков, диагенеза, а позже — катагенеза) существуют локальные и региональные "лидеры" — процессы, резко преобладающие во времени или же дающие основные массы фосфатов. Но видеть только их — значит заведомо обеднять исследование.

Мы должны отыскать литологические закономерности размещения богатых фосфатных руд. Эту задачу предполагается решать, исходя из выбранного материала; так сказать, "снизу вверх". Поэтому решение будет зависеть от характера исходной выборки. Известно, что исходную выборку объектов можно составить тенденциозно и при этом получить надежную (т. е. наблюдающуюся для всех рассмотренных случаев) "закономерность" или, наоборот, выбрать крайне противоречивый материал, убеждающий нас в "отсутствии" таковой. То и другое будет ошибкой. Поэтому составление выборки обычно контролируется процедурой, обеспечивающей случайный отбор объектов. Здесь нет смысла обращаться к этому приему, ибо количество крупных фосфоритоносных бассейнов весьма невелико, их можно учесть практически все. Но возникает вопрос: какие еще месторождения ввести в материал обучения, исходя из качества руд и размеров залежей? До сих пор этот вопрос решался для "пластовых" и "желваковых" фосфоритов раздельно. После работ Н.С.Шатского /57/ утвердилось мнение, что различны также "зернистые" и "микрзернистые" фосфориты, вмещаемые принципиально различными формациями и неравнозначные по качеству залежей. Многие пришли к заключению, что закономерности залегания у каждого типа фосфоритов должны быть свои и что не следует смешивать в материале обучения эти типы.

Последняя работа в этой области – коллективная монография "Геология месторождений фосфоритов, методика их прогнозирования и поисков" /9, табл. 2/, где микрзернистый, зернистый, ракушняковый и желваковый типы фосфоритовых руд разнесены, как и прежде, по разным генетическим группам месторождений из-за различий в составе материала, ассоциирующего с фосфатной составляющей.

Заметим, что правильность таких построений зависит от принятого определения "различности" генетических групп. Если месторождения, находящиеся в пределах геосинклинальных областей, считать имеющими иной генезис, нежели те, которые находятся в пределах платформ, то помешение "микрзернистых" фосфоритов и "зернистых" в различные генетические группы справедливо... по определению. А так как считается, что способ образования определяет все существенные характеристики месторождений, то, естественно, для разных генетических групп предполагаются разные приемы поисков и прогнозирования.

Однако разбиение объекта исследований на несколько классов всегда чревато осложнениями и неопределенностями. Наука стремится к поискам инвариантов. Поэтому, признавая реальность ряда отличий между месторождениями фосфоритов различных текстурных типов, поиск закономерностей следует начинать на множестве всех месторождений или, по крайней мере, на крупных подмножествах.

Мы придерживаемся принципа: не класть в основу построений априорные генетические интерпретации, а начинать с изучения реальных объектов и имманентных свойств. Поэтому определение формации, как и минерала, и породы, должно основываться на свойственных ей самой характеристиках, а не ставиться в зависимость от характера окружающих ее толщ, как это сделано в работе /57/. В связи с этим мы не видим оснований для генетических различий между месторождениями "микрзернистых" и "зернистых" фосфоритов и полагаем, что закономерности размещения необходимо искать на объединенном множестве месторождений тех и других.

Н.С.Шатский /57, с.81/ указывал на большое сходство формаций, вмещающих микрзернистые и зернистые фосфориты. Они различались только

тем, что находились в разных "рядах". Нет соображений и о том, какое количественное соотношение пород должно наблюдаться для различения формаций; так, разрез отложений, вмещающих пермские фосфориты Скалистых гор в США, можно отнести и к "кремнисто-карбонатной", и к "карбонатно-терригенной" формации; присутствующие в этом разрезе перми породы позволяют качественно обосновать оба варианта.

Заметим также, что до сих пор не обоснована корреляция между текстурным типом фосфорита и размерами (запасами) залежи. Кроме того, к микрозернистому (и афанитовому) типу относят главным образом древние (домезозойские) фосфориты, возникшие на более ранних стадиях эволюции органического мира и претерпевшие длительный катагенез. Мезозойские и палеогеновые зернистые фосфориты, судя по их петрографии, можно рассматривать как слабо преобразованные гомологи микрозернистых. Следовательно, месторождения зернистых и микрозернистых фосфоритов нет смысла рассматривать раздельно. Можно не отделять от упомянутых типов и месторождения желваковых фосфоритов. Однако в этом случае возникают трудности в сопоставлении разрезов, так как вмещающие толщи у зернистых и желваковых фосфоритов слишком различаются по составу.

В выборку материала обучения прежде всего должны войти все крупные месторождения микрозернистых и зернистых фосфоритов, а также небольшое количество мелких – для контроля. По-видимому, есть смысл привлечь к рассмотрению и некоторые из крупных месторождений желваковых фосфоритов, чтобы выяснить возможности их участия в построении модели. Отбор месторождений в материал обучения во многом определяется доступностью данных о нем.

Определяя критерии прогнозирования месторождений фосфоритов, обычно исходишь из фона, на котором встречаются их залежи. Этот фон по традиции принято определять прежде всего в тектоническом плане, т.е. по режиму движений земной коры в районах месторождений, или в литологическом – путем определения того, какие формации вмещают залежи.

О проблемах, возникающих при сопоставлении тектонического районирования с распределением месторождений, уже говорилось /15, с.38–47/. Они сводятся к тому, что принципы тектонического районирования часто не соответствуют тем, которые требуются при определении закономерностей размещения месторождений. Фосфоритоносная серия слоев, как правило, маломощна; определение же геотектонического режима производится по достаточно мощным интервалам разреза. Образно говоря, это влечет за собой те же ошибки, которые вероятны при определении районов, где можно было бы провести несколько достаточно теплых дней летом, по... глобальной климатической карте. Конечно, не ошибешься, назвав тропический пояс; но легко ошибиться, исключив Якутию. Тектоническое районирование определяет режим, в котором возникают крупные блоки земной коры. Месторождения же фосфоритов возникают в режиме отдельных незначительных составляющих этих блоков. Отдельный такыр или область дюн могут возникнуть (и сохраниться в ископаемом состоянии) и в Сахаре, и в Якутии, и в Туве, несмотря на чрезвычайно большое различие климатов этих регионов. Поэтому, ни в коей мере не отрицая пользы от определения тектонической принадлежности месторождений, надо оговориться, что она может проявить себя только при соответствии целей тектонического районирования и его масштабности целям нашего прогноза.

То же самое следует сказать и о соотношении районирования по формациям и по фосфоритоносности. Выделение формаций должно отвечать целям

изучения распределения месторождений. Ведь любая геотектоническая область (плитный чехол, например) есть в определенном смысле некоторая формация, и наоборот. На пути сопоставления результатов районирования, проведенного по разным принципам, вообще-то возможны интересные выводы; но лучше задачу сформулировать иначе: не просто соотносить различные районирования, а искать такое, которое соответствует распределению месторождений. В последнем случае мы получим действительно плодотворный и перспективно интерпретируемый результат.

Поиск организованности разрезов по упомянутой выше схеме был начат в фосфоритоносном бассейне Каратау. Одновременно изучались и крупные зарубежные бассейны. В книге после более детального и формального изложения существа задачи построения модели будет показано, что в большинстве изученных разрезов фосфоритоносных бассейнов можно опознать компоненты, гомоморфные компонентам каратауской модели, и что есть основание надеяться на создание единой и более детальной модели для множества разнообразных месторождений. Затем будут обсуждены вопросы о значении такой модели для крупномасштабного прогнозирования фосфоритов и поисков их месторождений, о дальнейшем развитии моделирования для прогнозов.

Прогнозные исследования на фосфориты основываются главным образом на стратиграфических, тектонических, формационных и литолого-фациальных (палеогеографических) построениях. Каждый из этих приемов направлен на выделение (в геологическом пространстве) областей, перспективных на фосфориты. Предполагается (не бесспорно), что пересечение таких областей, выделенных по разнообразным признакам, наиболее перспективно. Кроме того, учитываются минерагенические построения, т.е. местоположение различных сопровождающих полезное ископаемое индикаторов, которые могут иметь литологический, минералогический, химический или физический характер.

В целом процедура прогнозирования, которая к настоящему времени описана неоднократно и даже подразделяется на отдельные операции, имеющие определенный порядок (см., например, /9, с. 42-60/), все же весьма неконкретна, так как нет ее алгоритмов и нормативов. Например, не существует общепринятых алгоритмов выделения формаций, в результате чего за "фосфоритоносную формацию" можно в одном и том же разрезе принимать существенно различные его части.

Кроме того, известно, что, с одной стороны, в районах с промышленными месторождениями есть много и непромышленных проявлений полезного ископаемого, с другой — существуют целые районы, где присутствуют только непромышленные проявления, хотя и в большом количестве. Такие рудопоявления тоже сопровождаются рядом индикаторов данного полезного ископаемого и встречаются на соответствующем благоприятном геологическом фоне. Следовательно, теперь, когда во многих регионах фосфоритопысковые работы переходят на стадию крупномасштабного прогнозирования, в основу этих работ ставится проблема "разбраковки аномалий": отделения истинно перспективных участков от участков, всего лишь затронутых полезной минерализацией.

Решить эту проблему можно двумя основными способами. Во-первых, можно выявить наиболее надежные индикаторы месторождений, которые достоверно указывают на значимость участка, составляют необходимый и достаточный набор признаков или хотя бы наиболее информативный. Во-вторых, можно опираться не просто на набор индикаторов, а на его структуру: принимать во внимание порядок расположения некоторых объектов, при котором та часть пространства, где они располагаются, вероятнее всего окажется продуктивной.

Второй способ до последнего времени привлекал внимание геологов гораздо меньше, чем первый. Возможно, в силу того, что он требует большей степени изученности территории. С другой стороны, это требование кажущееся, так как при геологической съемке даже региональных масштабов необходимо детальное изучение опорных стратиграфических разрезов, а именно эти разрезы служат основным материалом при прогнозировании месторождений осадочных полезных ископаемых.

Этому второму способу мы и уделили особое внимание, предварительно постаравшись теоретически осмыслить процедуру выявления закономерности размещения полезного ископаемого в слоистой среде.

Существо этой процедуры заключается в следующем. Поиск производится в геологическом пространстве, заданном геологическими телами², которые выделяются на некоторой (выбранной заранее из тех или иных соображений) классификации горных пород. Каждое геологическое тело однородно, т.е. во всех "точках"³ дает стабильные значения набора определяющих параметров в пределах фиксированного возможного разброса. В зависимости от детальности классификации пространство задается то более, то менее детально. Выбор исходной классификации — очень ответственный момент исследования. Здесь фиксируются возможности дальнейшего хода дела. При грубой классификации, когда различаются всего несколько классов геологических тел (пород), закономерность может не выявиться или она окажется тривиальной; при слишком детальной, когда различаются многие сотни и даже тысячи классов, закономерность может "утонуть" в деталях — каждый отдельный разрез становится неповторимым. Кроме того, резко возрастают требуемый объем памяти, длительность и трудоемкость процедуры сопоставления.

После того как геологическое пространство задано, т.е. представлено описаниями или изображениями, требуется перейти к заданию различаемых отношений между телами (классами тел). Геологическое пространство возможно задать одномерным, двумерным и трехмерным. В первом случае это набор литостратиграфических колонок (разрезов), пересекающих ту область эвклидова пространства (часть земной коры), где мы собираемся работать. Во втором — набор профилей, в третьем — блок-диаграмма. Так как геологические наблюдения невозможно вести непрерывно в двумерном и трехмерном пространстве, то фактически любое задание геологического пространства, кроме одномерного варианта, содержит в себе интерполяции и экстраполяции, т.е. наши домыслы, предположения. Даже картину разрезов по скважинам или обнажениям в ряде мест приходится дополнять домыслами. Однако именно разрезы являются наиболее объективным материалом в геологии, поэтому использование одномерного варианта задания геологического пространства (множеством разрезов) предпочтительно.

В этом случае наиболее употребимы следующие бинарные отношения: r_1 — лежит выше, r_2 — лежит ниже, r_3 — включено в ..., r_4 — тела переслаиваются, и т.п. /7, с. 123/.

Таким образом, к исходному базису решаемой задачи относятся:
множество литотел (a), различаемых в колонках;
множество бинарных отношений (R) между заданным множеством литотел { A };
множество частичных упорядочений литотел (множество конкретных литостратиграфических разрезов).

Этот базис составляется эмпирически: определяется список рудонос-

² Эвклидово пространство задается множеством точек, имеющих координаты. Для геологического пространства роль точек играют геологические тела.

³ "Точку геологического тела" следует рассматривать как область, соответствующую размеру образца, который для данной породы можно считать представительным.

ных бассейнов, включаемых в материал обучения, и по каждому из бассейнов составляется один или несколько литостратиграфических разрезов, которые представительны тогда, когда разрез пересекает залежь полезного ископаемого. Элементы множества таких колонок даже в пределах одного бассейна (и одного месторождения) будут, конечно, несколько отличаться друг от друга. Задача состоит в том, чтобы извлечь из множества колонок некоторую систему объектов, которые по отношению к полезному ископаемому расположены в устойчивом (в заданных пределах) порядке. Говоря точнее, на рассматриваемом множестве объектов $\{A\}$ (литотел, слагающих разрезы) требуется задать структуру на основе исходного базиса. Под заданием структуры будем понимать задание алгоритма, указывающего для каждой пары объектов (a_i, a_j) одно бинарное отношение r . Эта задача не тривиальна, потому что для пары двух любых элементов множества $\{A\}$ либо вообще не указывается никакого бинарного отношения, либо указывается одно или несколько обычно разных r .

Не предъявляя требований к искомой структуре, будем, разумеется, получать множество различных решений. Нас могут интересовать в конкретных ситуациях лишь некоторые из решений, которые с точки зрения каких-либо критериев являются наилучшими. Решение вопроса о лучшем решении нельзя проводить без учета того, в каких целях и условиях оно будет использовано, без компромисса между желанием и возможностями. Поэтому при формальном решении поставленной задачи приходится выдвигать ряд ограничений, например, какое количество отношений мы собираемся различать, на каком расстоянии от полезного элемента может располагаться крайний (пространственно) элемент, входящий в устанавливаемую структуру, и т.д.

В нашем случае упорядочение множества элементов околофосфоритового пространства сводится к такой схеме. Имеем K литологических колонок, представляющих заданное из тех или иных соображений (и возможностей) окоlorудное пространство. Лучший вариант такого представления — тот случай, когда часть колонок пересекает рудную залежь, а часть проходит за ее пределами; длина колонок оптимальна для последующего использования результатов исследования; сеть колонок равномерна. Множество $\{A\}$ в этом случае — это множество литотел, каждое из которых встречается хотя бы в одной колонке. Совокупность литотел каждой колонки A_i представляет собственное подмножество $\{A\}$, пересечение которых не пусто: $A_i \subset A, i = 1, 2, \dots, k$.

Через P обозначим рудный слой (полезный элемент, в нашем случае — фосфорит). В последовательности литотел каждой колонки он занимает определенное место (или несколько мест). В каждой i -й колонке собственное подмножество A_i некоторым образом упорядочено, т.е. множество литотел $\{A\}$ упорядочено K раз. Фиксирование исходного базиса, особенно множества $\{A\}$, представляет самостоятельную задачу, решаемую обычно интуитивно и на основе предварительных соображений, опыта, принятых гипотез и т.д. Удачный выбор $\{A\}$ предопределяет успех решения и его значимость. Отметим еще раз, что распространенная склонность исследователей к детализации разрезов, т.е. к расширению $\{A\}$, далеко не всегда помогает выявлению закономерности.

Что же представляет собой искомая закономерность?

При поисках месторождений, как известно, чтобы избежать издержек слепых поисков, пользуются наводящими признаками-индикаторами. Чаше

всего это разнообразные геологические тела с определенными характеристиками. По мере выявления индикаторов ведется последовательное районирование на перспективные и неперспективные участки путем сокращения площади первых до оптимального размера. Один из видов таких участков — формации, чем-то выделяющиеся из окружающих сложные геологические тела, в составе которых установлены те или иные индикаторы рудоносности. Чем больше индикаторов, ранжированных по своей значимости, установлено в составе формации, тем она перспективнее. В частности, наиболее перспективными традиционно считались формации, сходные по облику, отраженному в названии, с рудоносными и, кроме того, те, в которых выявлены хотя бы небольшие скопления полезного компонента (рудная минерализация) — “прямые признаки рудоносности”. Структура набора индикаторов, т.е. их взаиморасположение, обычно не рассматривалась; считалось важным установить лишь само их присутствие в теле формации.

Нами был предложен метод построения рудоносной формации несколько иного типа, заключающийся в том, чтобы в экспериментальном материале (на множестве литологических колонок) отыскать системы индикаторов, образующих определенный порядок по отношению к полезному компоненту — “созвездие” индикаторов /7/. Геологическое пространство, включающее такой структурированный набор индикаторов, может быть совершенно неоднородным, т.е. существенно отличаться от формаций в традиционном смысле. Систему индикаторов, объединенных пространственно, назвали агрегацией, а некоторое сложное геологическое тело, отвечающее пространству, в котором наблюдается агрегация, — агрегационной формацией. Традиционные рудоносные формации, представляющие сплошную однородную совокупность индикаторов одного вида (или немногих видов), можно рассматривать как предельный частный случай агрегации. Таковы “карбонатные” или “кремнисто-карбонатные” формации.

Выделение агрегации относительно некоторого компонента является универсальной задачей по поиску закономерностей, отвечающей также и генетическим целям, так как от принципа причинного объяснения наука переходит к принципу структурного объяснения. Выявляя разнообразные агрегации для сформулированных условий, мы получаем возможность для истолкования взаиморасположения некоторых наборов объектов и перехода к системному анализу реальности.*

Процедура отыскания агрегации состоит из нескольких операций, описанных в /7, с. 144–154/: 1) фиксирование исходного базиса задачи; 2) составление таблицы бинарных отношений между литотелами с последующим элиминированием “дыр”, т.е. пустых клеток таблицы, которые возникают в тех случаях, когда данные литотела в одной колонке не встречаются; 3) выбор из таблицы неслучайно располагающихся литотел, т.е. тех, для которых наблюдается постоянство отношений с другими литотелами, путем операции “сокращение высказываний” /7, с. 130/. В итоге получаем список литотел, находящихся в постоянных отношениях с полезным компонентом Р и друг с другом. Это и есть агрегация.

Если в качестве классов элементарных литотел выбраны легко определяющиеся в полевой обстановке породы и их разновидности или описания целых пачек и толщ, то агрегацию можно рассматривать как модель месторождения, которую нужно использовать для поисков.

ГОМОМОРФИЗАЦИЯ РАЗРЕЗОВ ОСНОВНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ФОСФОРИТОВ

Каратау как модель региона фосфоритонакопления

Рифей-кембрийский фосфоритоносный бассейн Каратау мы изучали в течение нескольких лет, чтобы детализировать его строение и сравнить с другими фосфоритоносными районами. Цель такого сравнения – выработать модель фосфоритоносного комплекса наслоений для прогнозов и поиска. В итоге была написана монография "Каратау – модель региона фосфоритонакопления" /17/. Здесь имеет смысл привести некоторые основные результаты, изложенные в ней.

Фосфоритоносный бассейн Каратау изучается достаточно интенсивно уже более сорока лет, по нему накоплено большое количество геологического материала. Наши исследования были ориентированы на выявление некоторой организованности в разрезе фосфоритовмещающих толщ по отношению к полезному ископаемому. Исследования велись по схеме, которая освещена в предыдущем разделе. Промежуточным результатом было составление детальных литостратиграфических разрезов, пересекающих продуктивную толщу и вмещающие ее отложения, чтобы создать более углубленное представление о строении окружающего фосфориты геологического пространства. Описания разрезов были проведены по семидесяти линиям /17/, которые охватили пространство так, как это показано на рис. 1. Охват из-за естественных помех получился неравномерным; однако корреляция выделенных пачек и маркирующих горизонтов удовлетворительна. Часть изученных разрезов (что важно!) находится в пределах фосфоритоносного бассейна, но за границами продуктивной области. Это позволило понять некоторые из причин выклинивания рудных горизонтов.

"Фосфоритоносным бассейном Каратау" принято называть область развития нижнекембрийской фосфоритоносной свиты, рифей-вендских подстилающих и кембрий-ордовикских покрывающих ее отложений. Рифейские, вендские и кембрий-ордовикские отложения, составляющие этот ископаемый бассейн, мы рассматривали как два основных этажа: подрудный и надрудный. К подрудному отнесли отложения рифея и венда – каройский комплекс. В него входят (снизу вверх): рифейская (?) терригенная большекарройская свита (мощность >1100 м) – это флишеподобная турбидитная формация грауваккового состава. Выше или на том же уровне (?) следует мощная (более 2900 м) известняковая верхнерифейская джанытасская серия, состоящая из двух примерно равномошных свит, разделенных поверхностью углового несогласия. Эта карбонатная серия представляет собой отложения зоны биостромов и банок, чередующихся с пелагическими отложениями, – краевую часть геосинклиального прогиба, породившего и нижележащую флишеподобную толщу.

Большекарройская свита и джанытасская серия несогласно перекрываются комплексом вендских молассовых отложений кокшуйской (до 1500 м, лежит внизу) и малокарройской (до 700–1000 м, сверху) серий. Две последние серии существенно терригенные с кварцево-полевошпатовым (аркозовым) и кварцевым составом алевропесчаных пород. Часты красноцветные и пестроцветные окраски. Отдельные подчиненные (по объему) терригенной части серий свиты и пачки имеют существенно карбонатный состав. В верх-

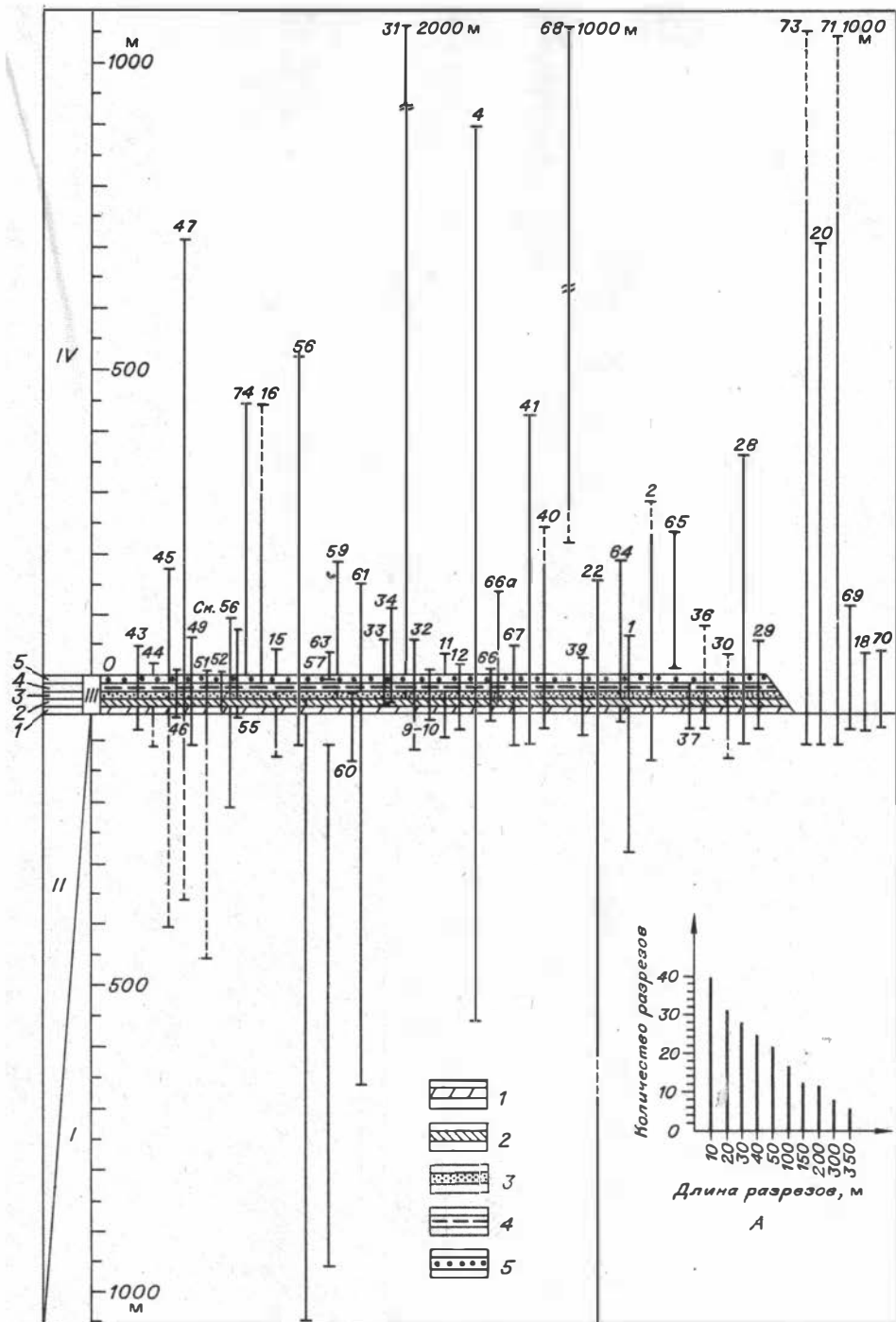


Рис. 1. Схема охвата описанием разрезов рудоносной и рудовмещающих толщ фосфоритоносного бассейна Каратау.

I, II карыйский комплекс, III - чулактауская свита, IV - тамдинская серия; 1 - нижний доломит, 2-4 - горизонты: кремневый (2), продуктивный (3), железо-марганцевый (4), 5 - бурый доломит. Номера разрезов - из /17/.

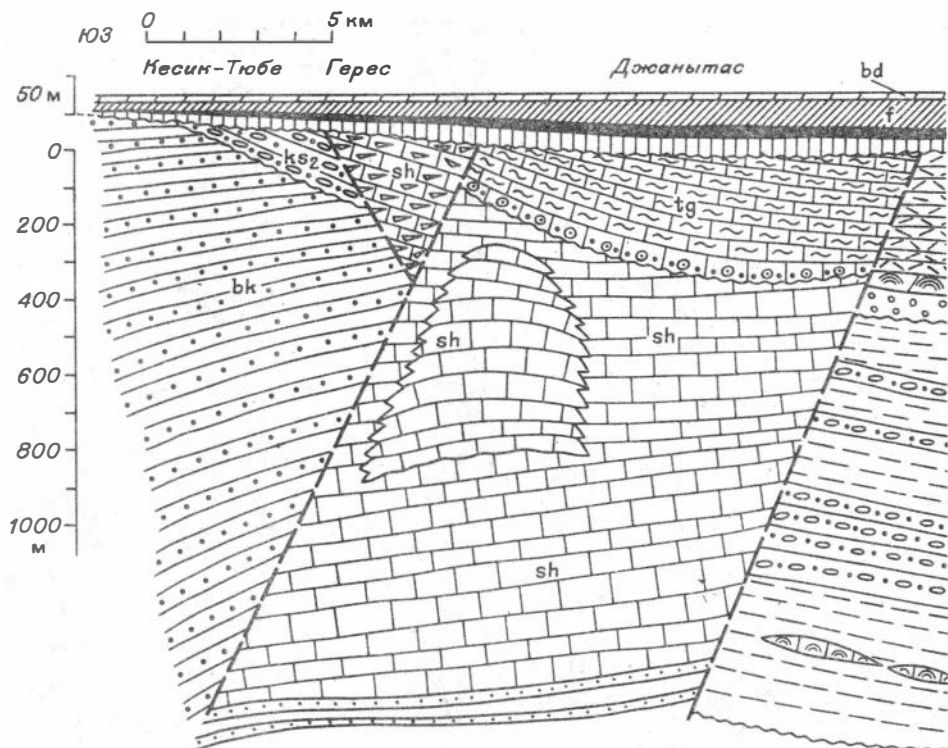


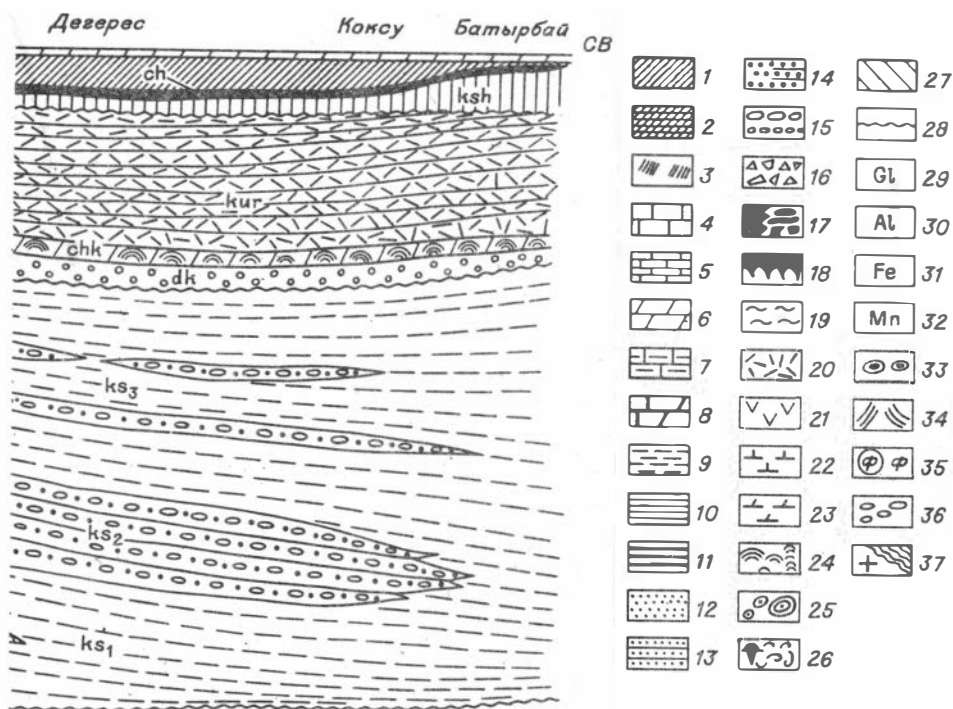
Рис. 2. Профиль через северо-западную часть бассейна Каратау на конец чулактауской свиты.

Свиты: bk - большекаройская, sh - шошкабулакская, tg - тогузбайская, ks - коксуйская, ak - актугайская, shk - чичканская, курганская, ksh - кыршабактинская, sh - кремневый горизонт, f - фосфоритовая пачка, bd - бурый доломит.

Здесь и далее: 1 - фосфориты, 2 - фосфоритовые сланцы, 3 - фосфатность в породах, 4,5 - известняки средне- и грубослоистые (4), тонкослоистые (5), 6 - доломиты, 7 - карбонаты глинистые, мергели, 8 - черные карбонаты, 9 - глины, примесь глинистого материала, 10, 11 - сланцы глинистые (10), черные (11), 12 - алевроиты, 13 - алевролиты, 14 - пески и песчаники, 15 - конгломераты и гравелиты, 16 - брекчии, 17 - кремни, кремневые выделения, кремнистость, 18 - коры выветривания, 19 - диатомиты, 20 - туфовый материал, 21 - эффузивы, 22 - известковистость, 23 - доломитность, 24 - строматолитовые текстуры, 25 - онколиты, 26 - фауна, обломки раковин, ракушечки, 27 - красноцветность, 28 - поверхности размывов, несогласий, 29 - глауконит, 30 - аллиты, бокситы; 31 - железистая минерализация, руды железа, 32 - марганцевая минерализация, 33 - железистые конкреции, 34 - косая слоистость, 35 - фосфатность, кружком отмечаются основные продуктивные горизонты, 36 - рассеянные фосфатные конкреции, 37 - граниты, гнейсы, складчатый метаморфизованный фундамент.

ней части малокаройской серии в заметном количестве содержится пирокластический материал, который при разложении в катагенезе обусловил сильную окремненность пород серии.

Отложения моласс распространялись не повсеместно, а только в северо-восточной полосе видимой части палеобассейна, вытянутой с юго-востока



на северо-запад. В юго-западной полосе моласс нет. Они не были здесь размыты после отложения, так как малокаройские слои залегают строго параллельно вышележащей фосфоритонесной свите. Подвижки, которые могли бы смыть слой в 1000–2500 м коксуйской и малокаройской серий, почти наверняка деформировали бы слои и в прилегающей зоне, чего мы не наблюдаем. Поэтому, надо полагать, молассы отлагались не повсеместно, а лишь в северо-восточной полосе видимой части бассейна.

Вслед за отложением моласс наступил некоторый период осушения и выравнивания, после чего последовала трансгрессия, сформировавшая карбонатный склон (шельф). На обнаженные породы каройского комплекса, которые были частично дислоцированы, легли отложения существенно карбонатной тамдинской серии венд-кембрий-ордовикского возраста (рис. 2). Отметим, что геологи ИГН АН КазССР недавно обнаружили самые верхние слои этой серии, представляющие собой тонконаслоенную алевро-песчаниковую зеленоцветную толщу мощностью до 800 м типично геосинклинального облика (фишешеподобную). Это еще один аргумент в пользу того, что тамдинскую серию нельзя рассматривать как отложения платформенного чехла на геосинклинальном дислоцированном фундаменте /17, с. 183/.

Формирование тамдинской серии началось с отложения базальной пестроцветной карбонатно-терригенной свиты (кыршабактинской), неравномерно распространенной, с резко изменяющимся составом и мощностью. Отложения эти явно заполняли углубления в рельефе, распространены преимущественно в северо-восточной полосе видимой части бассейна и на его северо-западе, где можно выделить несколько устойчиво выдерживающихся по простиранию доломитовых горизонтов и глауконитонесных слоев. Отложения носят признаки образования в очень мелководной обстановке с относительно крутыми уклонами дна. Граница между отложениями этой базальной свиты и подстилающими молассами обнаруживается с трудом, в основном по

появлению карбонатной примеси, которая в нижележащей молласе обычно отсутствует (не считая залегающих гораздо ниже существенно карбонатных горизонтов). Кроме того, под подошвой кыршабактинской свиты в ряде мест залегает выветрелый элювиальный покров, обычно небольшой мощности (от нескольких сантиметров до 1–2 м, реже до десятка метров).

Степень выветривания этого элювия незначительна, чаще она выражена обелением. Попытки обнаружить существенное различие между степенью выветрелости терригенных компонентов пород кыршабактинской и подстилающих ее свит не дают оснований сделать вывод о скачке в "зрелости" материала /17, с. 130–133/, так что считать кыршабактинскую свиту перетолженными продуктами коры выветривания, как это сделано в /27, 30/, не приходится. Тем не менее этот стратиграфический интервал можно считать рубежом, с которого начинается ощутимая смена характера питания осадков данного района и повышение "зрелости" их терригенных компонентов, т.е. преобладание устойчивых к разложению.

Отличительные черты базальных карбонатно-терригенных отложений тамдинской серии (кыршабактинской свиты):

пестроцветность и красноцветность большинства слоев, на фоне которых встречаются черные глинисто-алевритовые пиритоносные отложения. Некоторые красноцветные ныне пачки обнаруживают признаки того, что первоначально они были черными либо зелеными;

заметная и существенная карбонатность (доломитность) отложений, выражающаяся в наличии карбонатного матрикса или карбонатных обособлений в ряде слоев и пачек, а также в карбонатных слоях и целых пачках. Строматолитовые и онколитовые текстуры карбонатов. Количество карбонатного материала несколько увеличивается снизу вверх по разрезу свиты. Отдельные пачки карбонатных слоев содержат обильную примесь обломков из подстилающих свиту пород, песчано-гравийную примесь кварца, резко выраженную косую слойчатость, брекчированы, окремнены;

песчаная примесь из зерен глауконита, обильная на верхних карбонатных уровнях;

повышенное содержание железа (обусловленное гематитовой примесью, присутствием глауконита и сидеритовых конкреций) в верхней части отложений свиты;

фосфатность ряда уровней, проявляющаяся в повышенном содержании тонкорассеянного фосфата и отдельных фосфоритовых линзослойков, "примазок" и конкреций темного афанитового фосфата, которые в доломитовых слоях дают синседиментационные плоскообломочные брекчии взламывания и оползаний;

конкреционное (диагенетическое) и наложенное (постдиагенетическое) окремнение ряда горизонтов карбонатных пород.

Все эти признаки, а также фиксирующаяся местами поверхность несогласного залегания на подстилающих породах позволяют надежно выделять базальные отложения тамдинской серии от нижележащих отложений каройского комплекса, которые чисто внешне иногда очень сходны с первыми.

Самый верхний карбонатный горизонт описываемых базальных отложений наиболее выдержан по простиранию и издавна выделялся в качестве самостоятельного "горизонта нижних доломитов" или даже свиты (беркутинской) мощностью до 2–8 м. Он заметно фосфатносен, местами интенсивно насыщен (в средней части) глауконитом; в верхней части окремнен. Этот доломит в основном строматолитовый. Поверхность размыва в его подошве

наблюдается только там, где из разреза выпадают нижележащие отложения пестроцветной кыршабактинской свиты.

Доломитовые пачки базальных пестроцветных отложений тамдинской серии (их насчитывается до пяти—шести) намного выдержаннее по простиранию, чем разделяющие их терригенные пачки, которые в ряде мест выклиниваются, и тогда доломитовые горизонты сливаются, создавая ложное впечатление того, что здесь присутствует лишь один необычно мощный “нижний” доломит. Индивидуальные признаки отдельных горизонтов позволяют разобраться в таких случаях.

После отложения базального карбонатно-терригенного комплекса вслед за кратковременным перерывом, вызвавшим размыв, соизмеримый, возможно, с перерывами-размывами внутри базального комплекса, последовало накопление пластовых кремней (силицитов) мощностью до 20 м. Кремни представляют собой в основном раскристаллизованные спонголиты. В основании горизонта кремней наблюдается выдержанный прослой тонкослоистого афанитового фосфорита (до 30 см), участками переходящего в брекчию (фосфатные обломки в спонголитовом цементе).

Кремневый горизонт (КГ) почти повсеместно отчетливо делится на примерно равномошные нижнюю и верхнюю части, разделенные поверхностью размыва, на которой залегает выдержанный прослой афанитового кремнистого (спонголитового) фосфорита мощностью до нескольких сантиметров, в ряде мест переходящий в брекчию. Нижняя часть КГ более однородна и представлена пластовыми тонкополосчатыми кремнями без примесей, часто осветленными в массе или по полоскам-слоям. В ней отмечаются тонкие слойки (миллиметры, сантиметры) кремнисто-глинистого материала, но в заметно меньшем количестве, чем в верхней части, где они играют существенную роль. Кремни в верхней части КГ более черные, залегают слоями и линзами между глинистыми пропластками, имеющими здесь толщину от нескольких сантиметров до 0,1–0,2 м. Кремни верхней части более черны; скоп их матовый в отличие от стеклоподобного в кремнях из нижней части. По всему кремневому горизонту рассеяны слойки и линзочки фосфатных прослоев; во многих местах кремневая масса явно заместила первичный карбонатно-фосфатный материал.

По простиранию КГ может переходить в кремнево-карбонатный (доломит с обильными выделениями кремня разнообразной формы) и фосфоритово-кремнистый (где кремнь образует выделения в фосфатной массе) горизонты. Сильное сокращение мощности КГ (местами он стратиграфически выклинивается) сопровождается появлением в нем обильных строматолитовых текстур, фосфатных пизолитов, конгломератов (признаки мелководья). В области максимальных мощностей КГ (на северо-западе бассейна) разрез более полный, строение горизонта более однородное. В составе всего КГ доминирует кремнистый материал. Эта область окаймляется с двух сторон полосами сокращенных мощностей и выклинивания КГ, а с северо-запада и юго-востока — полосой карбонатной фации КГ (доломит, обогащенный кремневыми выделениями).

Выше КГ, не отделенный от него какой-либо резкой границей, следует продуктивный горизонт, на большей части месторождений бассейна Каратау он разделяется на две части: нижнюю (НФ) и верхнюю (ВФ) фосфоритовую пачку, между которыми залегает сланцевая пачка (СП).

Трехчленное строение продуктивного горизонта сохраняется на большинстве участков. Нижняя фосфоритовая пачка (0–10 м) связана с КГ постепенным переходом, большей частью ее фосфориты кремнистые и содер-

жат послойные выделения кремней. Широко развит также доломитовый матрикс. Фосфориты пеллетные, афанитовые, местами косослойчатые, конгломеративные.

Сланцевая пачка представляет чередование маломощных слоев фосфоритов и кремней с доминирующими в составе фосфатно-глинисто-карбонатно-кремнистыми тонкослоистыми породами. Мощности пачки варьирует от долей метра до 20–35 м. По простираю состав пачки варьирует, в нем преобладают то глинистые сланцы, то кремни, то глинисто-алевролитовые породы. На некоторых участках фосфориты составляют заметную долю объема СП. Иногда в СП встречается несколько довольно мощных (1,5–3 м) пластов фосфоритов. СП глинистого типа занимает центральную часть наиболее прогнутой зоны видимой части бассейна, совпадая с зоной максимальной фосфоритонности разрезов. Кремнистые (спонголитовые) типы пачки соответствуют более поднятым участкам и окаймляют область максимальных мощностей, а также встречаются внутри нее "островами". Алевролитовый тип отмечен по периферии области фосфоритонакопления. В СП с преобладанием кремней (спонголитов), т.е. в местах расположения палеобанок, отмечается интенсивное развитие текстур оползания. На некоторых участках СП выражена слабо – ей соответствует маломощная (2–6 м) пачка чередования плитчатых (содержащих на поверхностях наложения глинистый материал) фосфоритов, маломощных (0,1–0,2 м) слоев кремней и обилие тонких глинистых слоев (0,01–0,3 м). На участках, где продуктивный горизонт представлен, казалось бы, единым монолитным слоем фосфоритов (месторождение Кокджон, например), в его средней части можно наблюдать обилие глинистых слоев, что и позволяет коррелировать этот интервал с СП. В стратотипическом же выражении (на участках Коксу, Жанатас, Акжар) СП представлена тонкими чередующимися кремнисто-глинистыми, алевролитовыми, фосфоритовыми, нередко карбонатными слоями, где доминируют кремнисто-глинистые и алевролитовые породы.

Верхняя фосфоритовая (главная) пачка мощностью до 20 м состоит из пеллетных фосфоритов, часто с карбонатным цементом. Для нее характерна лучшая отсортированность фосфатных зерен, часто присутствуют псефитовые фосфориты – конгломераты и гравелиты; хорошо выражена косая слойчатость в ряде прослоев; на поверхностях наложения наблюдаются знаки ряби, волнений. В ряде мест в основании пачки залегает слой конглобрекчии, обозначающий трансгрессивное залегание верхней фосфоритовой пачки на подстилающих отложениях.

Периферические (по отношению к области фосфоритонности) разрезы отложений продуктивной пачки обогащены терригенным материалом, содержат глауконит, обломки фосфатизированных раковин, более карбонатны. Удалось установить, что в северо-западной части бассейна фосфориты по простираю к берегу переходят в слабо фосфатные песчаные доломиты (участок Караул-тубе).

Выше продуктивного горизонта следует своеобразная маломощная (до 2–3 м) пачка строматолитовых и онколитовых доломитов и доломитово-фосфоритовых брекчий, называемая железомарганцевым (ушбасским) горизонтом. По существу, этот горизонт можно было бы включить в состав продуктивной пачки, так как он довольно заметно обогащен фосфатом и фосфоритовыми прослоями с фосфоритовой галькой, а в плане развития является завершением процесса отложения продуктивных слоев, соответствующая крайней регрессивной фазе фосфоритопроизводящего цикла. В средней части горизонта в полных его разрезах наблюдается глубоко врезанная поверхность размыва с крупной галькой из фосфоритов и карбонатных пород

в западинах. Выше нее следуют тончайшеслоистые, обогащенные железом и марганцем строматолитовые доломиты. Латерально в сторону древней береговой линии (на юго-запад) железомарганцевый горизонт переходит в железистый кварцевый песчаник. Поверхность размыва в средней части железомарганцевого горизонта отвечает моменту максимального обмеления.

Слои строматолитовых ожелезненных карбонатов, лежащие выше этой поверхности на небольшом интервале разреза, плавно переходят в слои горизонта "бурых" доломитов (1-10 м). Название его подсказывает, что эти слои тоже заметно обогащены железом, правда, в гораздо меньшей степени, чем карбонаты железомарганцевого горизонта.

Пачка "бурых" доломитов повышенно фосфатна (до 8% P_2O_5 в штуфах), но, в отличие от железомарганцевого горизонта, в ней гораздо реже наблюдаются слои собственно фосфоритов или галька фосфорита. Фосфат здесь содержится либо в виде рассеянных зерен или фосфатизированных обломков фауны, либо в тонкодисперсном виде. Основные признаки пачки "бурых" доломитов - высокое содержание в них примеси детритных кварцевых зерен и интенсивное пятнисто-линзовидное окремнение, развивающееся по текстурам водорослевого происхождения. Местами этот доломит наполовину сложен спикулами губок. Латерально в сторону древней береговой линии "бурый" доломит переходит в кварцевые песчаники с карбонатным цементом.

В основании и кровле горизонт "бурых" доломитов имеет маломощные (0,1-0,3 м) прослои фосфоритов, причем нижний распространен локально, а верхний очень широко. Верхний слоек фосфорита ("завершающий фосфорит") представляет галькоподобные включения органогенного (биокластического) фосфата в доломитовом цементе. В основном это биокластический фосфорит, ассоциирующий со строматолитовым доломитом.

В целом горизонт "бурых" доломитов представляет собой существенно песчаный слой, его можно рассматривать как базальные отложения вышележащей толщи, означающие новый этап погружения, последовавшего после повсеместного обмеления во время формирования железомарганцевого горизонта. В то же время интенсивное окремнение позволяет рассматривать "бурый" доломит как гомолог кремневого горизонта.

По сложившейся стратиграфической схеме перечисленные выше литостратиграфические подразделения, от "нижнего" до "бурого" доломита, относятся к чулактауской свите. Для нашего исследования точные био-возрастные датировки не имеют значения. Поэтому ограничимся замечанием, что нижний кембрий начинается с кремневого горизонта чулактауской свиты /19, 31/. "Нижний" доломит относится к венду, как и все нижележащие отложения молассового комплекса.

Латеральные изменения чулактауской свиты описывали многие исследователи. Отмечено, что существует зона максимальных мощностей свиты, к которой в общих чертах приурочена и максимальная продуктивность (т.е. максимальная мощность фосфоритов и высокое содержание в них фосфата). Однако корреляции между степенью продуктивности и мощностью отдельных горизонтов рассмотренной нижней части тамдинской серии не выявляется.

Неразрешенным остается и вопрос о корреляции продуктивности с составом отложений. Фосфоритоносная чулактауская свита сложена семью пачками, из которых две собственно фосфоритовые. По изменению состава нефосфоритовых пачек предсказать характер продуктивности фосфоритовых горизонтов очень трудно. В пределах одного месторождения отдельные пачки могут существенно менять состав, выпадать из разреза или, наоборот, резко увеличивать мощность.

Коррелируется с продуктивностью более или менее определенно полнота разреза всей продуктивной свиты. На крупных месторождениях наблюдаются почти все ее составляющие; локально могут выпадать одна-две пачки. Нет месторождений, где бы выпали три и более пачек. По сути дела, на месторождениях промышленного значения есть все пачки, хотя некоторые (например, КГ или железомарганцевый, реже "бурый" доломит) могут оказаться в "угнетенном" виде. "Нижний доломит" и аналог сланцевой пачки на месторождениях присутствуют всегда.

По литологической характеристике фосфоритов участков непромышленного значения можно судить, что они отложились в условиях подводных поднятий. Фосфориты здесь брекчиевые, гравелитовые, конгломератовые. Окружающие пачки тоже могут иметь признаки образования на мелководье — сокращаться по мощности, приобретать соответствующие текстуры.

На участках конседиментационных поднятий качество фосфоритовых слоев может улучшаться вследствие многократной сортировки и отмыwania, хотя при этом увеличивается грубость материала. На более прогнутых участках возрастает мощность продуктивных отложений и, естественно, удельная продуктивность, но несколько снижается качество отдельных слоев фосфоритов из-за присутствия невынесенного глинистого и песчаного материала.

Отложения, залегающие над чулактауской свитой, — шабактинская свита — литологически изучены еще недостаточно полно, чтобы выявить их связи с фосфоритоносным уровнем. Однако некоторые выводы можно сделать и по имеющемуся материалу.

Над "бурым" доломитом залегают внешне очень сходный с ним слой светлых доломитов преимущественно массивной текстуры, названный нами пачкой А. Мощность ее 3—8 м, она отличается от БД почти полным отсутствием песчаной примеси и кремневых выделений. Текстура доломита почти такая же, местами явно водорослевого происхождения. В доломитах пачки А наблюдаются один — четыре уровня развития корок черного фосфата (до 1—2 см толщиной), внешне напоминающих старый асфальт. Под корками иногда видны обломки этого материала. Можно допустить, что эти образования относятся к так называемым хардграунд — отвердевшим на осушенной поверхности карбонатам, которые впоследствии заместил фосфат.

Выше пачки А следует пачка Б, отличающаяся заметной примесью глинистого и алевролитового материала в карбонатных породах и, как следствие, более частой наслоенностью, плитчатостью пород, желто-коричневыми оттенками в обнажениях, меньшей устойчивостью к выветриванию. Отдельные слои пачки массивны, некоторые горизонты интенсивно окремнены; пачка богата остатками фауны (трилобитов, хиолитов, брахиопод, гастропод). В целом это переслаивание тонкоплитчатых глинистых доломитов. Мощность ее до 35 м.

Далее залегают пачка В, выделяющаяся в разрезе массивностью, однородностью, светлым цветом доломитов, которые очень грубо наслоены. Судя по их пятнисто-комковатой текстуре, пачка образовалась в результате отложения на банках в виде онколитовых и прочих водорослевых накоплений. Мощность пачки В — 40—70, кое-где до 80 м. Если в пачке Б обнаруживается заметная фосфатность (до 2% P_2O_5 в штуфах) в виде рассеянных зерен фосфата, то здесь породы практически бесфосфатны.

Над пачкой В следует глинисто-карбонатная пачка Г. Это чередование плитчатых и массивных слоев доломитов с глинистыми разделами. Мощность 30—70, иногда до 90 м. Характерными особенностями пачки Г представляются глинистость ее карбонатов, присутствие маломощных про-

слоев почти чистого глинистого материала, частая наслоенность, пестроокрашенные породы (не повсеместно) и в то же время появление в верхах пачки слоев густо-черных доломитов. Глинистые примеси развиты в породах нижней половины пачки. В ее верхах в северо-западной части бассейна отмечаются горизонты фосфатных кварцевых песчаников.

В основании пачки Г проходит грациоза нижнего кембрия. Пачки А-Г мы объединяем в джиланскую подсвиту шабактинской свиты /17/. Таким образом, джиланская подсвита представляет собой чередование глинистых и чисто карбонатных пачек с нарастанием количества более глубоководных образований (черные карбонаты) вверх по разрезу.

Выше джиланской подсвиты следуют отложения верхнего кембрия - ордовика. Они на большей части бассейна начинаются очень выдержанными по простирацию однородными черными доломитами - пачка Д - мощностью 20-30 м, выше которой следует монотонное чередование светло-серых и черных чистых доломитов - бугульская подсвита мощностью 200-400 м. В ней уже полностью отсутствует примесь глинистого материала. У доломитов в большинстве случаев выраженная строматолитовая, биогермная текстура. Микроскопически большая часть карбонатных пород обладает пеллетовой, онколитовой структурой.

Перекрывается бугульская подсвита карашатской подсвитой, которая представляет собой еще более монотонное чередование серых, темно-серых и черных мелкозернистых доломитов. Здесь светлые разности пород находятся в явном меньшинстве. Мощность этой существенно темноцветной толщи до 500-700 м. В подсвите практически отсутствуют кремневые выделения в отличие от бугульской подсвиты, где они еще встречаются в заметном количестве. Преобладают слои с массивной текстурой. Наслоенность, т.е. частота поверхностей разделов между слоями, здесь очень грубая, мощность большинства различных слоев - несколько метров.

Выше карашатской подсвиты (верхний кембрий - нижний ордовик) следует ордовикская актауская подсвита мощностью до 1500 м, состоящая из чередующихся пачек светлых массивных доломитов и доломитовых известняков и их темноцветных разностей с несколько более частой наслоенностью.

Как отмечалось выше, недавно удалось обнаружить наиболее высокие горизонты гамдинской серии: терригенную толщу темноцветных песчаников и алевролитов, связанную с карбонатной постепенным переходом - через чередование слоев карбонатов и песчаников.

Описанное выше расчленение шабактинской свиты наблюдается по всей территории видимой части бассейна, за исключением северо-восточной полосы, где надфосфоритовая часть разреза не дифференцирована на перечисленные пачки. Здесь подразделения джиланской и бугульской подсвит латерально переходят в довольно монотонную толщу преимущественно темноцветных карбонатов или в монотонное чередование темно-серых и черных карбонатов, среди которых выделяются горизонты брекчий оползания (в ряде случаев они имеют в основании глинистый прослой), состоящих из плоских обломков карбонатов, погруженных в тонкозернистый карбонатный же матрикс. Кроме того, в этой полосе доломитовый состав шабактинской свиты сменяется преимущественно известняками, а продуктивный горизонт выклинивается. Эти данные говорят о том, что здесь в северо-восточном направлении происходил резкий переход от мелководной части моря к более глубоководной и, судя по появлению брекчий оползания, здесь же резко увеличился уклон дна.

В общем распределение пород, слагающих отложения чулактауской и шабактинской свит, подсказывает, что во время отложения фосфоритов береговая линия моря проходила несколько юго-западнее полосы фосфоритообразования.

Местами зона фосфатонакопления располагалась явно вблизи суши (область Большекаройской долины). Фосфоритообразование шло в пределах шельфа, обращенного на северо-восток, откуда море трансгрессировало на юго-запад. Фосфориты накапливались в средней части шельфа. Продуктивная толща выклинивается (или латерально замещается карбонатными породами) как в сторону берега, так и к бровке шельфа.

Первые данные о положении каратауских фосфоритов в мощном разрезе палеозоя хр. Малый Каратау сводились к тому, что они залегают почти в самом основании чисто карбонатной тамдинской серии, отделяясь от нижележащих существенно терригенных и кремнистых отложений моласс каройской серии поверхностью размыва (перерыва) и маломощным, но выдержанным по всей территории бассейна слоем "нижних" доломитов. Было отмечено, что в самых верхах полимиктовых терригенных отложений каройской серии намечается переход к карбонатному режиму тамдинского времени, выражающийся в том, что в самых верхах каройской серии появляются отдельные слои доломитов, отмечаются гальки фосфоритов и зерна фосфатов. Шабактинская карбонатная свита считалась залегающей трансгрессивно на дислоцированных отложениях каройского комплекса и переходящей в юго-западном направлении с более молодых на более древние отложения этого комплекса. Таким образом, получалось, что фосфориты залегают в основании мощного карбонатного комплекса, трансгрессивно перекрывающего еще более мощный терригенный комплекс. Оба комплекса по геотектонической характеристике считались геосинклинальными /10, 57/.

Впоследствии от упрощенных представлений о строении фосфоритовмещающих отложений исследователи перешли к гораздо более дифференцированным как во времени, так и по тектоническому режиму /26/. Подстилающий каройский комплекс стали рассматривать как фундамент (геосинклинального происхождения) платформенного карбонатного чехла, в основании которого залегают продуктивная толща. При этом из каройского комплекса была вычленена пестроцветная карбонатно-терригенная толща, которую рассматривали как базальную часть карбонатной серии и как переотложенные продукты коры выветривания, образовавшиеся в течение перерыва, последовавшего за замыканием геосинклинали и становлением области в качестве краевой части платформы /26/. Возраст каройского комплекса оказался более древним, чем нижнекембрийский. К нижнему кембрию по новым сборам фауны стали относить слои начиная с кремневого горизонта и по пачку В, а лежащие ниже отложения отошли к венду и верхнему рифею /27, 31/.

Мы уточнили позицию фосфоритов на основе детальной литостратиграфической корреляции фосфоритовмещающих отложений. Прежде всего следует отметить, что площади распространения всех перечисленных выше литостратиграфических подразделений тамдинской серии – от кыршабактинской свиты до бугульской подсвиты – увеличиваются по мере перехода к более молодым горизонтам /17, рис. 75/. Развитие трансгрессии шло с отдельными спадами, состав отложений периодически обнаруживает признаки то обмеления, то углубления акватории. Обмелениям соответствуют пачки светлых массивных строматолитовых доломитов, углублениям – темных и тонконаслоенных терригенно-карбонатных, кремнистых и черных карбонат-

ных отложений. Таким образом, фосфоритоносный интервал разреза имеет циклическое строение, которое выше фосфоритоносного интервала затушевывается, становясь "ступенчатым": отсутствуют тенденции к обмелению, происходит лишь чередование фаз быстрого и медленного погружения или носительского обмеления, но без осушения.

Фосфориты залегают не в самых начальных циклах каратауского разреза, а в третьем снизу, наиболее четко выраженном, самом "глубоком" /17, рис. 76/. Строение его симметрично; ниже и выше "оси" цикла — сланцевой пачки — по мере удаления от нее следует один и тот же порядок отложений: фосфориты, строматолитовые доломиты⁴, кремневые горизонты, "нижний" и "верхний" доломит (массивные). Фазе наибольшего прогибания отвечают кремнисто-глинистые сланцы, отложение которых в пределах Малого Каратау более нигде не повторялось. Можно считать, что от "нижнего" по "верхний" доломит данный набор пачек отвечает одному циклу. Но правмерно произвести и иную разбивку, согласно которой продуктивный цикл располагается между двумя поверхностями размыва, отвечающими наибольшему обмелению: от подошвы нижних кремней до верхней половины железомарганцевого горизонта, так как пачка может располагаться на границе между циклами (т.е. нижняя часть относится к предыдущему, а верхняя — к последующему циклу). Кроме того, по положению в иерархии их разделяют очень субъективно, так как не ясна основная причина образования конкретных циклов при их схожести, — трудно выбрать тот или иной критерий.

Весь разрез нижней (фосфоритоносной) части тамдинской серии имеет циклическое строение, заключающееся в чередовании горизонтов массивных водорослевых мелководных светлых доломитов с алевроито-глинистыми более глубоководными пачками. Ниже и выше фосфоритов Каратау можно выделить не менее двух циклов. Выше этой ясноциклической части разреза карбонатной толщи циклическая структура, как сказано выше, затушевывается. Здесь начинается область пелагических осадков, где циклическость уже существенно иного типа. Фосфатный цикл занимает промежуточное положение между циклами очень мелководной и пелагической обстановок. Видимо, ему отвечают отложения средней и в некоторой мере внешней части шельфа в зонах их наибольшего прогибания.

В сводном виде разрез, вмещающий каратауские фосфориты, выглядит следующим образом (снизу вверх). На телепирокластическо-терригенной толще молассового комплекса (или на более древних отложениях) залегают нижний (базальный) терригенный комплекс (кыршабактинская свита). В его подошве местами фиксируется маломощный (0,1–0,2 м) э ювиальный выветрелый слой ложа. Основным признаком, отличающим базальный комплекс от его ложа, там, где он налегает на терригенные отложения молассы, — карбонатность пород, присутствие отдельных слоев и пачек карбонатов, отсутствие пирокластического материала и следствий его разложения — кремнистости. Кремни в базальном комплексе встречаются только в виде конкреционных выделений в слоях доломитов и постдиагенетического наложенного окремнения по границам слоев, обломков, по трещинам. В самой нижней

⁴ Этой фазе над фосфоритами соответствует железомарганцевый строматолитовый доломит, которого, кажется, нет ниже. Но в 1981 г. на месторождении Кистас в кровле КГ мы обнаружили нижний гомолог железомарганцевого горизонта мощностью 0,4 м (без Fe — Mn минерализации, но очень сходный по текстуре с верхним).

части комплекса или несколько выше залегает пуддинговая конглобрекция, напоминающая наземные пролювиальные отложения засушливых районов. Отложения его красноцветные или пестроцветные, зеленые. Красная окраска во многих случаях вторична. В комплексе фиксируются также черные облеписто-глинистые сланцы. Доломитовые пачки очень выдержаны, часто обогашены железистыми минералами, в том числе глауконитом. Межкарбонатные же терригенные пачки могут сильно сокращаться по мощности или совсем выпадать из разреза; остаются только доломитовые пачки, сливающиеся между собой.

В двух-трех доломитовых пачках фиксируются кремнистые и чистые фосфориты в виде черных афанитовых слойков-примазок, иногда облекающих карбонатные глыбы, и в виде плоских интракластов, заполняющих межглыбовые, межвалунные пространства в этих доломитах. Наблюдались также плоские конкреции черного фосфорита в зеленом песчанике из средней части базального комплекса. Судя по внешнему виду фосфоритов, их можно было бы отнести к типу фосфатизированной хардграунд.

Самый верхний слой базального комплекса — "нижний" доломит с кремнями и фосфоритовыми прослоями, местами обильно глауконитоносный, местами строматолитовый. Распространен по всей площади видимой части бассейна. В ряде мест весь комплекс под "нижним" доломитом выпадает, и тот носит признаки базального слоя, в нижней части с обильными обломками подстилающей толщи, значительной примесью кварцевого песка и гравия.

Почти повсеместно "нижний" доломит подразделен на три части: нижнюю (мощностью до 6 м), сложенную массивными и часто строматолитовыми — с крупноволнистой "слоистостью", с заметной, а местами весьма обильной примесью кварцевого песка и гравия; среднюю (мощностью до 1,5 м), в обнажениях слабо устойчивую к выветриванию; здесь доломит насыщен песчаным и глинистым материалом, тонкослоист, содержит заметную примесь глауконита и очень часто тонкие фосфоритовые слойки, интракласты, лепешковидные желваки; верхнюю (мощностью до 6 м) массивную, часто неяснослоистую внешне, в верхах с выделениями черных кремней и фосфоритов. В этой части широко развиты столчатые строматолиты.

"Нижний" доломит в силу его выдержанности по всей фосфоритоносной площади принято рассматривать в составе вышележащего продуктивного кремнисто-карбонатного комплекса, который может подстилать любая из перечисленных частей "нижнего" доломита, т.е. в конце времени формирования последнего произошел размыв отложенных осадков. Сам горизонт "нижних" доломитов, трансгрессивно налегая на нижележащие образования, в ряде мест "теряет" свои нижние части.

Продуктивный кремнисто-карбонатный комплекс имеет симметричное строение. Он начинается кремневым горизонтом и завершается его гомологом ("бурым" доломитом), выраженным в мелководной фации кремней (карбонат, насыщенный разнообразными по форме выделениями кремня). "Осевой зоной" продуктивного интервала разреза служит пачка кремнисто-глинистых фосфатоносных сланцев, разделяющая нижний и верхний фосфоритовые горизонты. По простиранию сланцевая пачка может переходить в существенно кремневый горизонт и далее в существенно фосфоритовый с повышенным содержанием глинистых прослоев.

Над продуктивным комплексом следует гомолог "нижнего" доломита — более чистый "верхний" доломит, еще содержащий слойки первично фосфатных пород, хотя и незначительного масштаба. Выше их подобная фосфат-

ность уже не фиксируется, фосфатные слои, встреченные выше "верхнего" карбоната, содержат лишь переотложенный фосфат.

Симметричность в строении разреза можно усмотреть и за пределами продуктивного комплекса. Описанный выше базальный терригенный комплекс (кыршабактинская свита) гомологичен залегающим над продуктивными отложениями пачкам Б, В и Г. Их в совокупности можно рассматривать как верхний терригенный комплекс, отличающийся от базального (нижнего) существенно меньшей ролью терригенных составляющих отложений (это в основном пелитовые фракции), но все же заметный на фоне карбонатного состава разреза. Здесь имеются горизонты пестроцветных мергельных отложений, слои кварцевых песчаников (количество которых возрастает в юго-западной зоне бассейна), существенно глинистые слои. Как и базальный терригенный, верхний комплекс тоже разделен горизонтами массивных светлых доломитов, в которых выделяется одна пачка (В).

Выше верхнего терригенного комплекса следует бестерригенная толща чередования черных и светлых водорослевых и онколитовых доломитов, которую можно интерпретировать как отложения более открытой части моря, а еще выше — существенно пелагические темные карбонаты, среди которых в заметных количествах определяются известняки.

Примечательно, что в северо-восточной полосе бассейна Каратау, как отмечено выше, надфосфоритовая часть отложений шабактинской свиты (выше пачки Г) представлена темноцветной тонкослоистой толщей преимущественно известняков, в которых обнаружена обильная фауна трилобитов и др. Значит, здесь была иная палеофациальная зона — относящаяся к открытому морю с нормальной соленостью вод.

Итак, мы перечислили идеализированный порядок литогоризонтов, среди которых залегают продуктивные отложения Каратау (рис. 3). То, что фосфориты в чулактауской свите расположены в совершенно определенной последовательности горизонтов — от "нижних" доломитов до "бурого" доломита, было известно со времени первых детальных исследований данного района, проведенных П.Л.Безруковым /3/. Обработка на компьютере закодированных описаний разрезов фосфоритовмещающих толщ, проведенная нами по описанной выше схеме поиска закономерности (см. с. 13,14), показала, что порядок в залегании литогоризонтов существует и ниже, и выше продуктивной свиты. Так появилась возможность выделить пачки А — Д выше чулактауской свиты и подразделить на выдержанные литогоризонты кыршабактинскую свиту. Выдержанность горизонтов была подтверждена на практике корреляцией их по всему бассейну. Подразделение более молодых, чем джиланская подсвита, отложений (т.е. начиная с бугульской подсвиты) для наших целей не имеет значения, так как эти отложения запечатывают лежащую ниже тамдинскую серию, трансгрессивно налегают на более древние образования и могут быть встречены вне всякой связи с фосфоритами.

Ассоциация тех компонентов разреза, которая встречается там, где залегают фосфориты, т.е. каратауская фосфоритоносная агрегация, следующая: самый нижний и самый верхний компоненты агрегации — пестроцветные терригенные комплексы; нижний — более грубозернистый по терригенным компонентам и относительно слабо карбонатный, верхний — тонкозернистый по терригенным компонентам, которые более устойчивы к выветриванию (более "зрелые"), чем в нижних, высококарбонатный; в слоях этих комплексов может присутствовать обильная или заметная примесь глауконита;

между терригенными комплексами, примыкая к ним, залегают карбонатные пачки ("нижний" и "верхний" доломиты), нижняя с глауконитом,

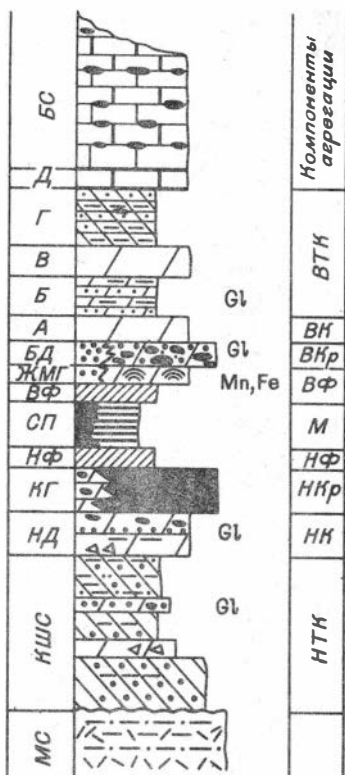


Рис. 3. Схема строения каратауского разреза. В левой графе – серии, свиты, пачки, горизонты.

МС – малокаройская серия; КШС – кыршабактинская свита; НД – нижний доломит; КГ – кремневый горизонт; НФ – нижний фосфорит; СП – межрудная сланцевая пачка; ВФ – верхний фосфорит; ЖМГ – железомарганцевый горизонт; БД – бурый доломит; А, Б, В, Г – пачки джиланской подсвиты; Д – нижняя пачка бугульской подсвиты; ВС – бугульская подсвита.

В правой графе – обозначения для гомоморфизации разрезов (для всех рисунков): компоненты агрегации – НТК – нижний терригенный комплекс; НК – нижний карбонат; НКр – нижний кремневый горизонт; НФ – нижняя фосфоритовая пачка; М – межрудная пачка; ВФ – верхняя фосфоритовая пачка; ВКр – верхний кремневый горизонт; ВК – верхний карбонат; ВТК – верхний терригенный комплекс.

кремнями, фосфоритами в виде линз, конкреций, примазок, слойков, примеси фосфатных зерен к карбонату;

между нижним и верхним карбонатами, примыкая к ним, находятся нижний и верхний кремневые горизонты; верхний – более карбонатный, запесоченный;

примыкая к кремневым горизонтам, расположены карбонатные строматолитовые горизонты со своеобразным узором строматолитовой текстуры: верхний из них называется "железомарганцевый", так как содержит примесь железистых и марганцевых минералов в повышенном количестве;

между строматолитовыми или кремневыми горизонтами – продуктивная (фосфоритовая) серия, разделенная на нижний и верхний продуктивные горизонты межрудной пачкой кремнисто-глинистых сланцев, местами латерально переходящих в почти сплошные кремни с подчиненным количеством глинистых прослоев или в фосфориты с глинистыми прослоями.

В общем идеализированном виде, основанном на представлениях об унаследованном развитии территории бассейна Каратау, по крайней мере в течение венда-кембрия, модель месторождений фосфоритов здесь можно представить как сочетание следующих компонентов разреза (рис. 4):

на молассе с локальными несогласиями и скрытым перерывом залегают нижний терригенный комплекс (пестроцветный, с уменьшением роли грубых терригенных осадков снизу вверх, слабо фосфоритоносный, глауконитоносный, с локальными скоплениями железистых образований);

нижний карбонатный горизонт, очень выдержанный по площади, глауконитоносный;

нижний кремневый горизонт;

продуктивный горизонт, разделяющийся сланцевой пачкой на нижний и верхний фосфорит;

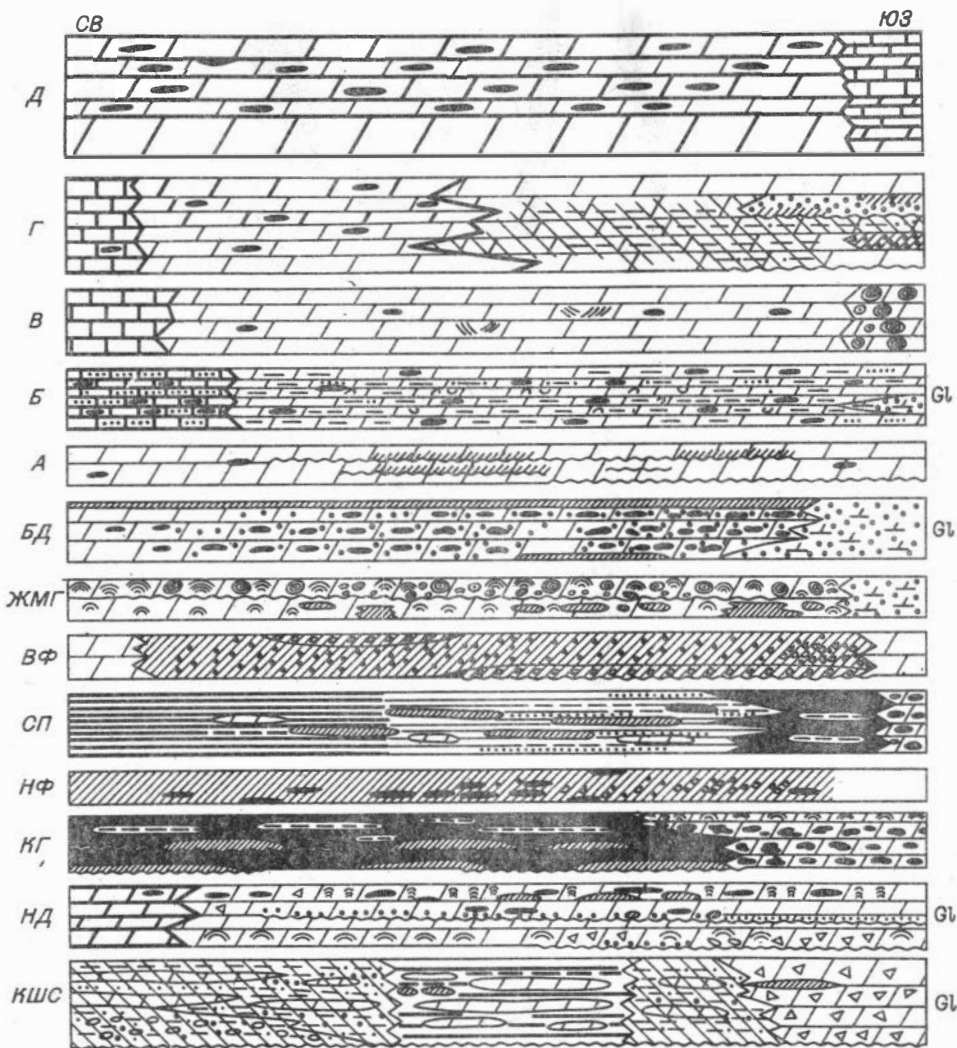


Рис. 4. Схема латеральных изменений горизонтов каратауского разреза, внемасштабно.

верхний кремневый горизонт;
 верхний карбонатный горизонт;
 верхний терригенный комплекс (частично пестроцветный, преимущественно глинисто-карбонатный).

Симметричность такой модели осложнена развитием трансгрессии. Поэтому однотипные компоненты по обе стороны от продуктивного горизонта выражены по-разному: верхние кремни представлены в более мелководной по сравнению с нижними фаши; верхний карбонатный горизонт содержит меньше терригенных примесей, чем нижний. Верхний терригенный комплекс является отложениями внешней части шельфа, а нижний, более грубозернистый, — внутренней, прибрежной.

Латеральная изменчивость модели выражена переходом ряда горизонтов из фосфоритонесущих и фосфоритовмещающих частей разреза в более мелководные фаши на юго-западе и более глубоководные на северо-востоке.

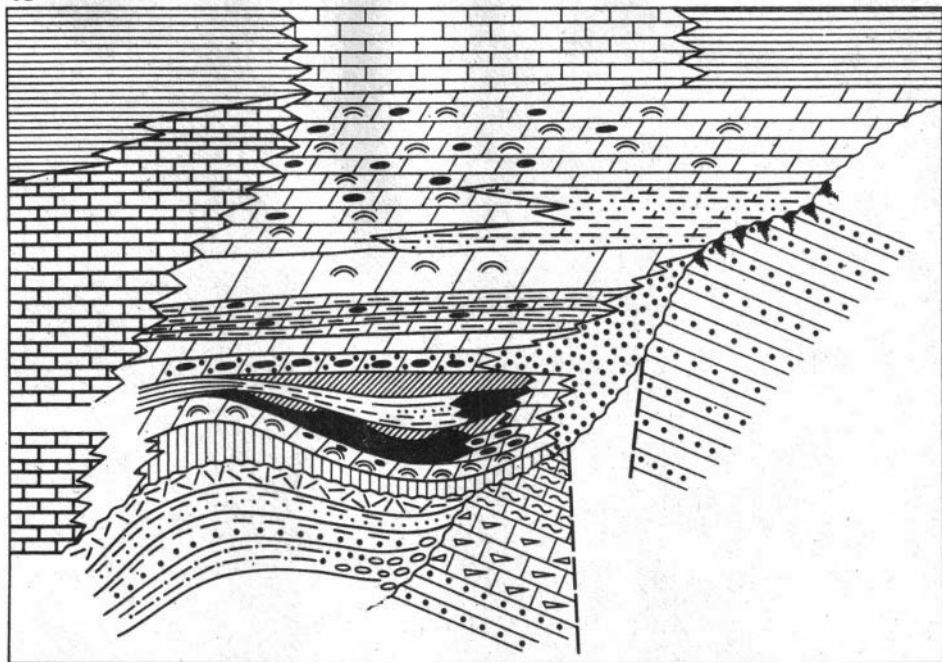


Рис. 5. Схема строения каратауского фосфоритоносного бассейна в поперечном срезе, внemasштабно.

В этих направлениях происходит и сокращение продуктивности, которая максимальна в осевой зоне шельфа и практически выклинивается к береговой линии и бровке его, т.е. продуктивная толща в поперечном сечении представляет собой сложно построенную линзу, которая простиралась вдоль средней полосы шельфа. Эту картину можно представить лишь сугубо фрагментарно.

Фосфоритонакопление, таким образом, происходило на краевой части континента (или любого иного участка суши), в пределах ясно выраженного шельфа, о чем свидетельствуют три типа отложений: внутреннего терригенного пояса; собственно шельфовые – кремнисто-карбонатный пояс с банками-отмелями и внешнего терригенного пояса – глинисто-карбонатные.

Ограниченная мощность продуктивного интервала разреза обусловлена тем, что в процессе трансгрессии произошло смещение среднего пояса за пределы видимой сейчас территории палеобассейна. Это не означает, что зона фосфоритообразования переместилась куда-то западнее. Развитие бассейна происходило, видимо, очень неравномерно, и местами можно наблюдать, как на ложе, образованном каройским комплексом, трансгрессивно залегают надфосфоритовые пелагические отложения шабактинской свиты.

Двумерная модель строения отложений, выполняющих бассейн Кара-тау, в виде принципиальной схемы их пространственного распределения дана на рис. 5.

Сравнительный анализ разрезов месторождений фосфоритов

Итак, детальное литостратиграфическое изучение продуктивных и вмещающих отложений фосфоритоносного бассейна Каратау позволило понять, что фосфориты здесь залегают не просто "в нижней трансгрессивной части мощной карбонатной толщи", где наблюдается кремнисто-карбонатная ассоциация отложений, а занимают определенное положение среди некоторых компонентов разреза, расположение которых в определенной мере симметрично относительно продуктивного горизонта. Это говорит о существовании в фосфоритоносном разрезе бассейна Каратау определенной организованности и совпадает с полученными ранее данными о наличии организованности в разрезах пермской фосфоритоносной формации Фосфория /103, с. 124; 5, с. 54-56/, северной части Хубсугульского фосфоритоносного бассейна /47/, и др. В связи с этим возник вопрос: являются ли эти организованности сходными и существует ли возможность свести разнообразие фосфоритовмещающих толщ к единой модели?

Как подробно описано в /17/ и кратко упомянуто в предыдущем разделе, разнообразие нескольких десятков каратауских месторождений вполне укладывается в идеализированную модель циклически построенного разреза. Конечно, при сравнении разных участков видно, что отдельные детали модели могут выпадать или модифицироваться; тем не менее основная последовательность компонентов агрегации сохраняется. Естественно предположить, что некоторая организованность может иметь место не только в пределах отложений небольшой части мирового океанического бассейна, но и повсеместно – во всех его частях и во все времена. Выявление сходства в строении фосфоритоносных разрезов и их компонентном составе для разных эпох и регионов – основная задача при поиске закономерностей размещения фосфоритов. Сходная организованность в этих разрезах, по крайней мере в двух, трех разновозрастных системах, уже могла бы дать вполне обнадеживающие предпосылки для поиска сходства на различных группах параметров и на различных уровнях описания. То, что организованность имеется, уже ясно. Остается выяснить, в чем она проявляется.

Общие черты в составе фосфоритоносных формаций отмечены давно. Это повсеместно наблюдаемая приуроченность пластовых фосфоритов к сходным ассоциациям карбонатных пород (доломитов), черных сланцев, кремнистых пород. Однако вариации состава компонентов и их относительного количества побуждали относить ассоциации к разным формациям. Дифференциацию формаций, вмещающих фосфориты, усугубляло то, что когда околорудное пространство по тем или иным соображениям разбивали на геологические формации, вертикальные и латеральные сочетания формаций по отношению к фосфоритоносной оказывались различными. Поэтому получалось, что фосфориты, скажем, бассейна Каратау относили к формации одного типа, а фосфориты Северной Африки – другого /57/. При изменении же взглядов на классификацию образований, окружающих фосфоритоносную формацию, или на их происхождение те и другие могли оказаться в одном классе /26/. Как сказано выше, нам представляется, что более эффективен подход, при котором опираются на характер самой ассоциации с учетом ее структуры, т.е. взаиморасположения компонентов. Здесь следует оговориться: "структуру" мы будем отличать от "строения".

Строение – это описание взаиморасположения элементов некоторого объекта, данное вне связи с описанием других объектов; структура же

есть описание такого взаиморасположения элементов объектов некоторого множества, которое инвариантно для всех этих объектов. Так, скелеты различных млекопитающих могут иметь различное строение, но одинаковую структуру. Тела одинакового строения могут иметь различную структуру.

Наша задача состоит в том, чтобы найти в разных месторождениях, которые, несомненно, различаются по строению, одинаковую структуру, т.е. взаиморасположение множества некоторых (не всех) их компонентов. Исходным множеством таких компонентов будем считать каратаускую агрегацию.

Ниже приведено описание распределения литологических компонентов в разрезах разных бассейнов и месторождений.

Бассейн Фосфория (США)

Строение пермских отложений западных штатов США (фосфоритоносный бассейн Скалистых гор) более всего сходно с данными по бассейну Каратау⁵. Здесь фосфоритоносная толща, включающая два фосфоритовых члена — Мид Пик и Риторт, со слабым или скрытым несогласием налегает на терригенную толщу пенсильвания, гомологичную каратауской малокаройской серии. Эти терригенные отложения локально выделяются под разными названиями: песчаники — Тенслип, Уэлс, Вебер, Квадрант, Даймонд-крик. Песчаная толща мощностью порядка 400–800 м находится в сложных взаимоотношениях с налегающими на нее доломитами Грейнджер, которые легко гомологизируются с “нижними” доломитами Каратау. Надо полагать, эти взаимоотношения выяснены еще не до конца. Так, по Э.Мозму /89/, песчаники Вебер латерально замещают доломиты Грейнджер; местами переходы от песчаников Квадрант или Уэлс к Грейнджер постепенные; Квадрант и Уэлс имеют в верхах прослой карбонатов, а Грейнджер в низах — прослой песчаников. Верхи терригенной толщи карбонатны во многих местах, иногда это почти сплошь известняки. Так, местами “кварциты Вебер” представлены светлыми песчанистыми известняками. Состав ложа фосфоритоносных отложений во многом кварцитовый, а в восточной части региона — ближе к континенту — в его составе отмечаются красноцветные пачки. Все это очень сходно с ложем фосфоритоносной свиты в бассейне Каратау.

Пачка “нижних” доломитов Грейнджер присутствует во всех разрезах фосфоритоносной зоны, на востоке в сторону суши переходя в пестроцветные сланцы Сатанка. Мощность пачки Грейнджер колеблется от 3 до 270 м (типичная до 70–90 м). Состав пачки: известняки и доломиты, слоями с кремневыми конкрециями или кремнистые в массе; в нижней части местами в изобилии песчаники; верхняя часть кое-где сильно кремниста. Карбонаты Грейнджер могут частично переключиваться с кварцитами Вебер. Локально в верхах пачки могут присутствовать чистые кварцевые песчаники. В целом, хотя пачка Грейнджер в основном карбонатна, состав ее варьирует: в ней обильны кремнезем, глинистый материал, кварцевый алевролит, песок, карбонатно-глинистые сланцы; есть маломощные прослой фосфоритов, фосфатные раковины и зерна. На востоке — к берегу — в пачке до 70% песчаников /91, с. 12,13/. Карбонаты обычно светлые, но имеются и черные пласты.

⁵ Описание разрезов бассейна приводится по /5,59,67,69,73,79,85, 88–91,103/ и по личным наблюдениям автора.

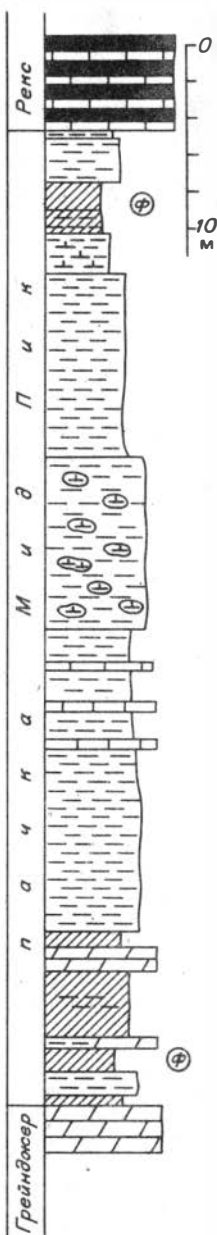
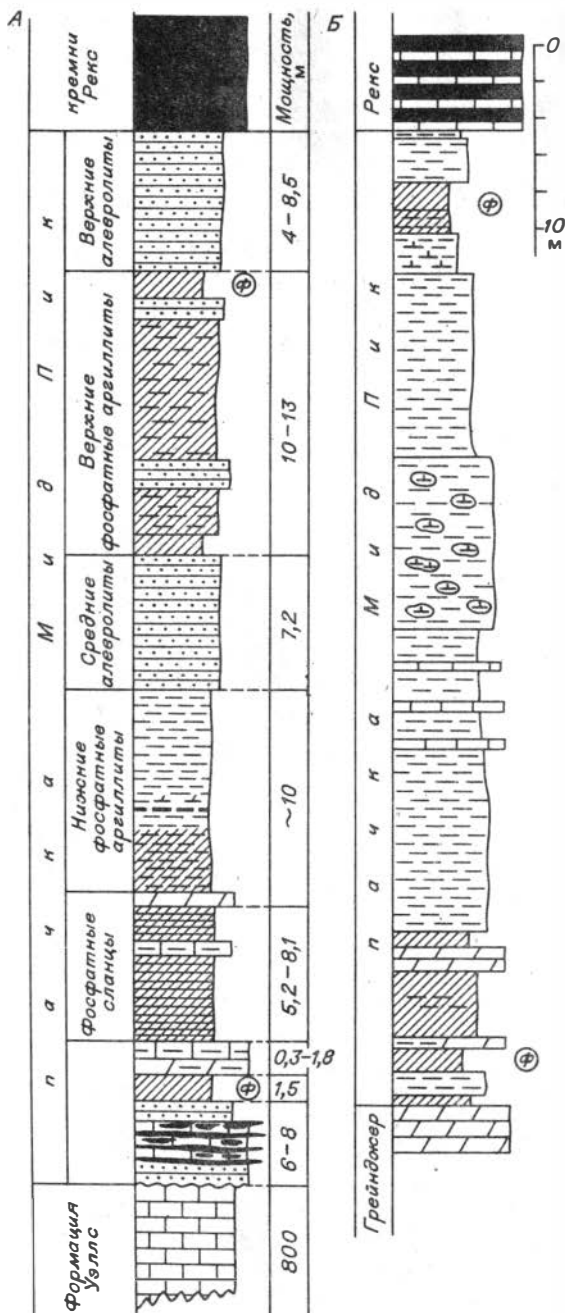


Рис. 6. А - разрез пачки Мид Пик в Центральном Айдахо /59, с. 52/. Б - сводный разрез пачки Мид Пик (по /59, с. 189/).

фосфоритов (содержащий до 36% P_2O_5), ограниченный сверху слоем доломитов ("кепрок"), кверху надстраивается пачкой "фосфатных сланцев" (5-8 м), которые по содержанию P_2O_5 (22-27%) внешне можно рассматривать как

Есть прослой карбонатных фосфоритов, ракушечники. Сходство с пачкой "нижних" доломитов Каратау довольно большое, в том числе и по внешнему виду доломитов Грейнджер (если их разглядывать в обнажениях). Однако ни в пенсильванских отложениях, ни в доломитах Грейнджер не отмечено заметного содержания глауконита.

Верхняя часть "нижних" доломитов Грейнджер местами сильно кремниста. Ее выделяют под названием "нижнего" кремня, который можно считать гомологом нижнего кремневого горизонта бассейна Каратау. Последний тоже развит по всей площади бассейна, а в ряде мест переходит в сильно окремненный, содержащий желваки и линзоподобные выделения кремней доломит, который в таких случаях иногда принимают за окремненную верхнюю часть горизонта "нижних" доломитов.

Выше горизонта "нижних" кремней в разрезе фосфоритоносных отложений бассейна Фосфория следует нижняя (основная) продуктивная пачка Мид Пик с типовой мощностью порядка 50-70 м. Строение пачки, которое мы опишем здесь по типичному разрезу участка Гэй-Майн, Айдахо /59, с. 197/, очень сходно со строением продуктивного горизонта Каратау (рис. 6). В Мид Пик, как и в Каратау, различаются два основных фосфоритовых пласта: "главный" (1,5 м) в низах пачки и такой же мощности фосфориты "висячего бока" в верхней части. Под главным пластом и над верхним - между фосфоритами и границами пачки Мид Пик - могут залегать слои песчаных или карбонатных пород мощностью в несколько метров; их относят к Мид Пик условно. Главный пласт

слои качественных фосфоритов. Здесь тоже есть в кровле слой доломитового известняка ("ложный кепрок").

Таким образом, нижний фосфоритовый горизонт пачки Мид Пик, залегающий ниже "ложного кепрока", мощнее верхнего.

Между нижним и верхним фосфоритами Мид Пик находится межрудная терригенная часть разреза этой пачки, сложенная аргиллитами и алевролитами, которая имеет симметричное строение: "нижние фосфатные аргиллиты" (до 10 м), оранжевые "средние алевролиты" (7 м), "верхние фосфатные аргиллиты" (10–13 м). Все породы фосфатны, средние аргиллиты – наименее, но и в них до 10% P_2O_5 . Нижняя часть пачки Мид Пик содержит больше карбонатного материала, чем верхняя. По простиранию Мид Пик в сторону открытого моря переходит в кремнистые сланцы, а в сторону континента – на восток – в доломитовую пачку (с кремнями) и далее в терригенные пестроцветы (Гуз Эгг). Она представляет собой трехкратное чередование доломитов и фосфоритовых пластов. Местами средняя часть ее существенно карбонатна (темные доломиты) и кремниста. Глинистые сланцы (аргиллиты) темные до черных. Здесь находится ванадиеносный горизонт мощностью до 1 м. Терригенная часть Мид Пик – очевидный гомолог межрудных кремнисто-фосфатно-глинистых сланцев каратауского продуктивного горизонта.

Выше Мид Пик залегают слабифосфатные и практически бесфосфатные отложения кремневой пачки Рекс формации Фосфория и карбонатной пачки Френсон формации Парк Сити. К ним добавляются также песчаниковые отложения нижней части формации Шедхорн (ее нижний "язык"). Несмотря на то, что перечисленные пачки выделены как части различных формаций и совершенно самостоятельные стратиграфические подразделения, относительно основных двух продуктивных фосфоритовых горизонтов формации Фосфория они представляют единое подразделение, а именно межрудное, разделяющее две продуктивные пачки.

Кремневая пачка именуется пачкой Рекс (мощностью в несколько десятков метров) и залегает большей частью непосредственно на пачке Мид Пик, а карбонатная пачка Френсон (15–250 м, чаще до 60 м) лежит на Рекс и перекрыта песчаниками "нижнего языка" Шедхорн (мощностью до нескольких метров). Однако такая последовательность во многих местах нарушается. Песчаники Шедхорн могут залегать непосредственно на кремнях Рекс; Рекс может покрывать Френсон и латерально переходить в Шедхорн; Френсон и Шедхорн могут лежать непосредственно на Мид Пик. Словом, взаимоотношения этих трех подразделений довольно сложны, что видно на прилагаемых развертках, снятых нами с блок-диаграмм распространения подразделений формаций Фосфория, Парк Сити и Шедхорн на территории Вайоминга, Монтаны, Юты и Айдахо /91/ (рис. 7). Это латерально переходящие друг в друга и переклинивающиеся серии слоев, где карбонаты (в основном известняки) занимают среднее или верхнее положение; к востоку, в сторону палеоконтинента, они замещают все другие отложения межрудного интервала (здесь уже преобладают доломиты) и далее к берегу частично переходят в терригенные пестроцветы (Гуз Эгг). В сторону же открытого моря – на запад – в межрудных отложениях резко увеличивается объем кремней и кремнистых сланцев (вместе с возрастанием их мощности до 150 м), известняков с кремневыми желваками. Песчаниковая фация межрудных слоев тоже локальна. По Р.Шелдону /103/, она соответствует зоне баров и песчаных намывных островов между лагунами и открытой частью мелководного шельфа на востоке и в северной части пермского па-

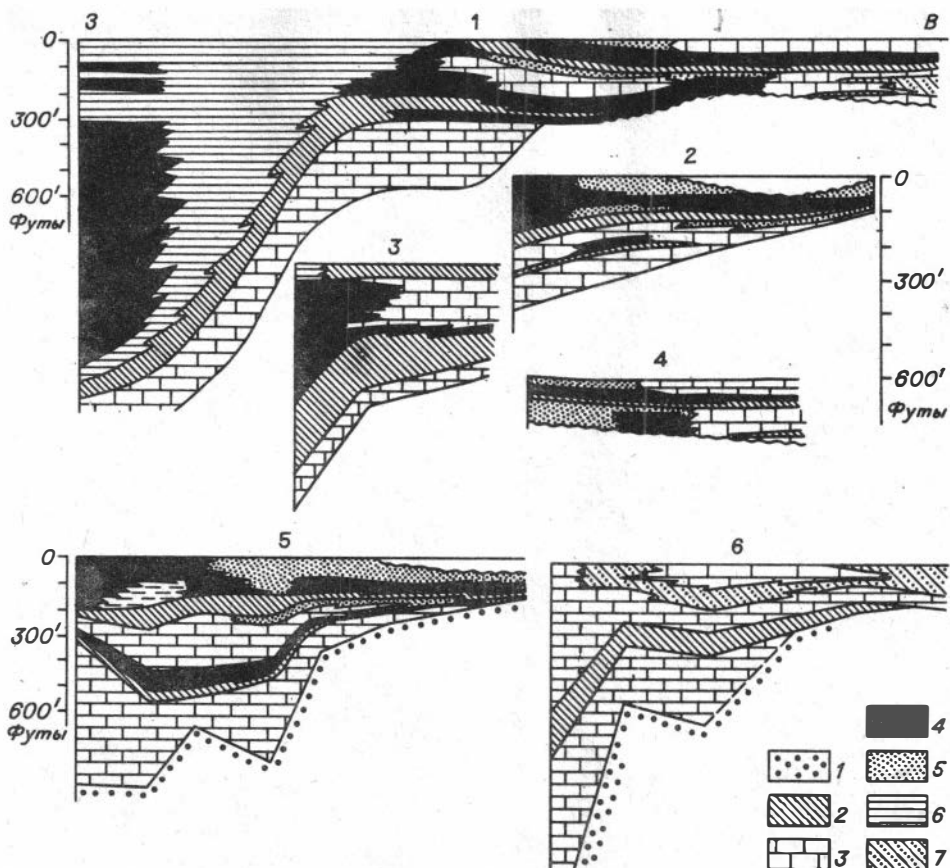


Рис. 7. Схемы латеральных взаимоотношений пачек отложений бассейна Фосфория (по /911/).

1 - песчаники основания (формации Квадрант, Вебер, Тенслип, Уэлс); 2 - фосфоритонесные пачки Мид Пик, Риторг; 3 - карбонатные пачки Френсон, Эрвей, Грейнджер; 4 - нижний кремль, кремни Рекс и Тосай; 5 - песчаники и формация Шедхорн; 6 - кремнистые сланцы; 7 - пестроцветные терригенные отложения; 1) профиль - хребта Саблетт на озеро Динвуди - Конанткрик; 2) профиль по северу Монтаны; 3) профиль от Пари каньон на Коттонвуд кэньон; 4) профиль по северу Вайоминга; 5) профиль по югу Монтаны; 6) профиль по северу Юты.

леобассейна. В отложениях межрудной пачки фиксируется обилие глауконита, особенно в карбонатах Френсон и песчаниках Шедхорн.

Вслед за отложением межрудной комбинации пачек Рекс, Френсон, Шедхорн, Кремнистых сланцев и Гуз Эгг, отвечающих стадии интенсивного обмеления зоны фосфоритообразования (представляющей собой среднюю часть мелководного шельфа Юты - Вайоминга), последовала стадия максимальной трансгрессии, во время которой возникла верхняя продуктивная пачка Риторг (15-25 м), которая состоит из трех частей: фосфориты в типовых разрезах залегают в нижней и верхней частях (мощности фосфоритонесных интервалов 6-8 м) и разделены глинистыми безрудными отложения-

ми (4–5 м). В отличие от Мид Пик состав Риторт гораздо менее карбонатный: здесь мало слоев доломитов и карбонатность в основном проявляется как примесь к глинистым породам. Аргиллиты средней части Риторт темные, битуминозные, а в низах и верхах пачки (т.е. под и над фосфоритовыми зонами) – светлые.

К востоку – в сторону палеоконтинента – Риторт сокращается по мощности, становясь при этом более продуктивной и конгломеративной, и в конце концов переходит в песчаные брекчии. К западу (в сторону открытого моря) пачка латерально замещается вначале кремнистыми сланцами, а далее пелагическими известняками с кремневыми желваками. Г.И.Бушинский /5/ отмечает резкое несовпадение в плане зон максимального фосфоритонакопления нижней и верхней продуктивных пачек Фосфории. Во время Риторт зона максимального фосфоритообразования сдвинулась по отношению к положению зоны фосфоритообразования времени Мид Пик восточнее, т.е. в направлении трансгрессии. Пачка Риторт перекрывается пачкой верхних кремней Тосай (до 10 м). Эти кремни к западу латерально замещаются кремнистыми сланцами и известняками с желваками кремня, а к востоку – доломитами и красноцветами. В средней части шельфа Юты – Вайоминга наблюдается песчаниковая фация верхней кремневой пачки (верхняя часть формации Шедхорн).

Перекрывается пачка верхних кремней пачкой верхних доломитов Эрвей (до 20 м), в которой наблюдаются те же латеральные изменения: от красноцветов на востоке через песчаники Шедхорн в середине к известнякам с кремневыми желваками на западе. В ней, однако, более стабилен карбонатный облик отложений и очень немного кремнистых сланцев (на крайнем западе). В целом же, если мысленно объединить пачки Тосай и Эрвей, то можно увидеть, что распределение кремней, кремнистых сланцев, песчаников, известняков и доломитов очень сходно с распределением этих же отложений в интервале Рекс – Френсон – Шедхорн. Сходство с Тосай – Эрвей можно увидеть и в сочетании пачек Грейнджер – нижний кремень. Сочетание пачек в стратиграфическом интервале от Грейнджер по Эрвей очень симметрично, если отвлечься от деталей.

Сводная схема распределения литофаций, составленная по многочисленным профилям Геологической службы США /91/, дает общее представление о разнообразии фосфоритовмещающих отложений в двумерной проекции (рис.8). Сразу видна симметричность строения этих отложений, давно отмеченная исследователями Западного фосфатного поля США /5,103/. На рис. 9 представлена схема этой симметричности. Формация Фосфория являет собой двоякий гомолог Каратауской фосфоритоносной свиты: каждый из продуктивных горизонтов бассейна Каратау, разделенных межрудной глинисто-кремнисто-сланцевой пачкой, соответствует всей фосфатоносной пачке (включающей Мид Пик и Риторт) разреза бассейна Фосфория, а межрудная пачка Каратау соответствует отложениям Рекс + Френсон + Шедхорн. Верхние кремни Каратау ("бурый" доломит) гомологичны пачке Тосай, местами латерально замещенной песчаниками Шедхорн; верхний карбонат (пачка А в Каратау) гомологичен пачке Эрвей.

Некоторое различие состоит в том, что в межрудной пачке Каратау нет такого количества карбонатов и песчаников, как в интервале Рекс – Френсон – Шедхорн, но сланцевые межрудные пачки членов Мид Пик и Риторт полностью гомологичны межрудной сланцевой пачке Каратау. Можно сказать, что межрудные отложения Фосфории (Рекс+Френсон+Шедхорн) – гомолог более мелководной фации межрудной сланцевой пачки Каратау. Эт-

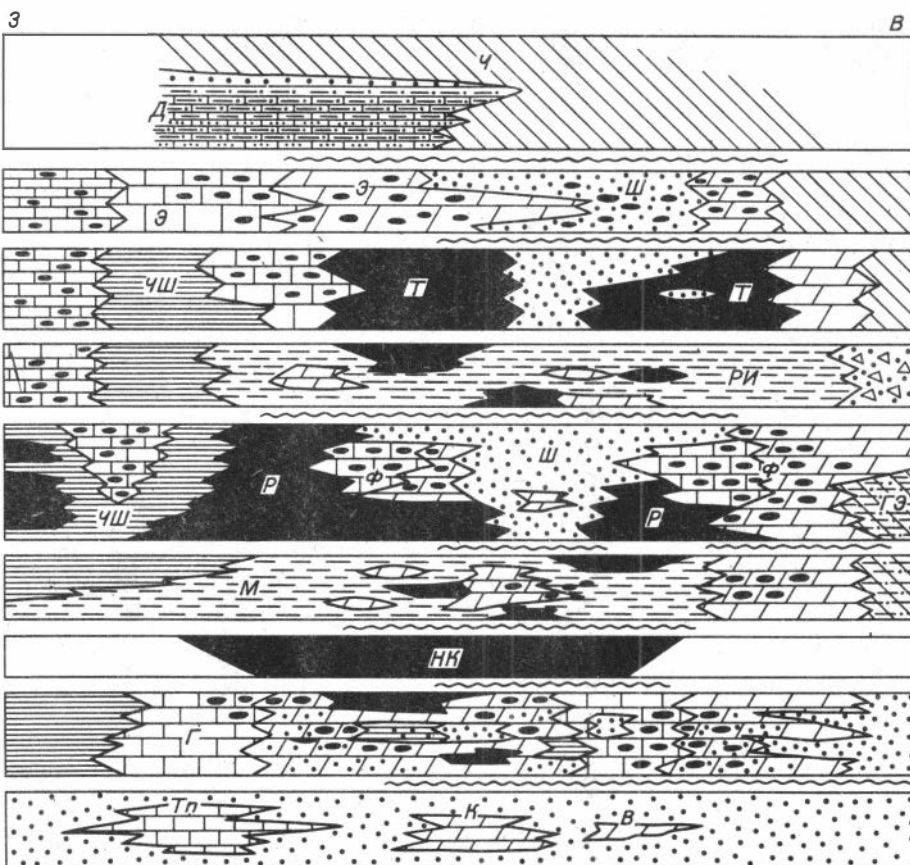


Рис. 8. Схема латеральных изменений пачек фосфоритоносных и вмещающих отложений бассейна Фосфория. Формации: Тп – Тенслип, К – Квадрант, В – Вебер, Д – Динвуди, Ч – Чагуотер, Ш – Шедхорн, ГЭ – Гуз Эгг. Пачки: Г – Грейнджер, НК – нижний кремнь, М – Мид Пик, ЧШ – кремнистых сланцев, Р – Рекс, Ф – Френсон, РИ – Риторт, Т – Тосай, Э – Эрвей (по /73, 79, 88–103/), внемасштабно.

метим и более существенную роль песчаников в бассейне Фосфория по сравнению с Каратау. Песчаники Шедхорн внешне удивительно сходны с песчанниковой фацией "бурого" доломита Каратау.

Интересно сопоставить надфосфатные отложения бассейна Каратау и Фосфории. Как уже отмечалось, в Каратау здесь существенную роль играют алевролитистые и глинистые карбонаты джиланской подсвиты, местами пестроцветные (на уровне пачки Г). Соответственное положение в разрезе бассейна Фосфория занимают карбонатные "сланцы Динвуди" (пермо-триас) мощностью порядка 70 м: очень тонкослоистые, коричневые с поверхности алевроитовые и глинистые известняки, переслаивающиеся с массивными светлыми прослоями известняков. В тонкослоистых разностях – обильные отпечатки брахиопод, следы ползания бентоса. Внешне сланцы Динвуди очень напоминают тонкослоистые глинистые доломиты пачки Б джиланской подсвиты Каратау. Вверх по разрезу карбонатные слои формации Динвуди посте-

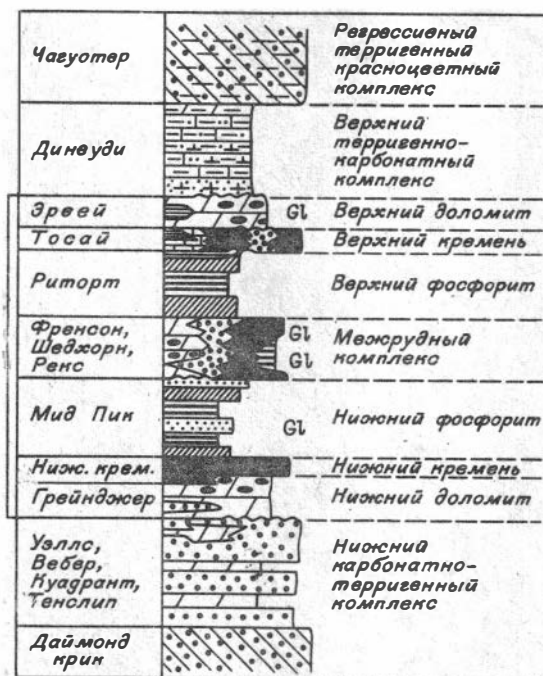


Рис. 9. Схема строения разреза фосфоритоносных и вмещающих отложений бассейна Фосфория.

Интересно отметить, что в формации Фосфория зоны ванадиеносности и фосфоритоносности территориально полностью совпадают, в то время как в бассейне Каратау они значительно разобщены: ванадиеносные сланцы встречаются в хр. Большой Каратау, где нет фосфоритов – за сотни километров от фосфоритовых месторождений. Видимо, фосфориты хр. Малый Каратау, если они не тектонически разобщены с ванадиеносными сланцами, отлагались в более мелководной обстановке или же по сравнению с обстановками во время Мид Пик и Риторт отложения сланцевой пачки Каратау более мелководны. Отсутствие в ассоциации с фосфоритами Фосфории железомарганцевых горизонтов, вероятно, подтверждает такое заключение.

Таким образом, в разрезе отложений бассейна Фосфория отмечаются все компоненты каратауской модели: нижний терригенный комплекс (частично красноцветный); продуктивный комплекс со всеми компонентами каратауской модели; верхний терригенный комплекс. Структура этих разрезов (ортогонально наслоению) сходна. В направлении от береговой линии бассейна Фосфория в сторону открытого моря установлена последовательная смена обстановок осадкообразования от континентальной, представленной красноцветными терригенными отложениями с прослоями карбонатов и гипсов, к пелагической, где отлагались однородные кремнистые сланцы и тонконаслоенные темные известняки, содержащие рассеянные желваки кремней (рис. 10). Фосфориты выклиниваются в обоих направлениях, занимая промежуточное положение и ассоциируя с доломитами, пластовыми массивными кремнями, глинистыми отложениями и песчаниками, содержащими глауконит. При этом фосфориты включены в наиболее глубоководные для средней части шельфа алеврито-глинистые битуминозные сланцы или примыкают к ним.

пенно сменяются глинами и алевролитами. Несколько выше появляются прослой массивных песчаников, красноокрашенные породы. Вверх по разрезу красная окраска начинает доминировать и здесь проходит граница между сероцветной в общем формацией Динвуди и красноцветной терригенной формацией Чагуотер.

Отложение формации Чагуотер (триас) знаменует регрессивную фазу существования замыкающегося бассейна. Формация же Динвуди – это отложения внешнего терригенного пояса, сменившие отложения средней полосы мелководного шельфа (кремни, доломиты, песчаники), который испытал две фазы прогибания, причем на каждой из них усиливалось влияние апвеллинга, что выразилось в отложении черносланцевых темных аргиллитовых пород, а также самих фосфоритов.

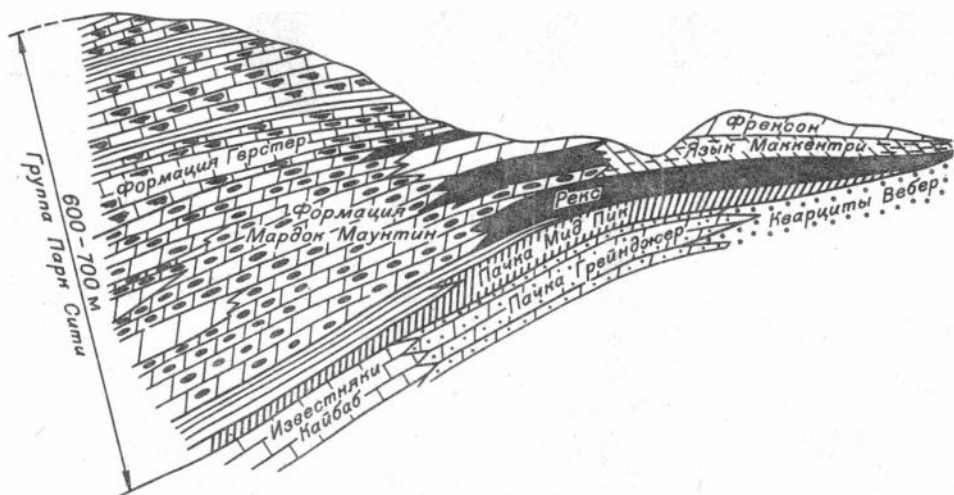


Рис. 10. Профиль пѣрехода фосфоритоносных отложений в пелагические фации (по /88/).

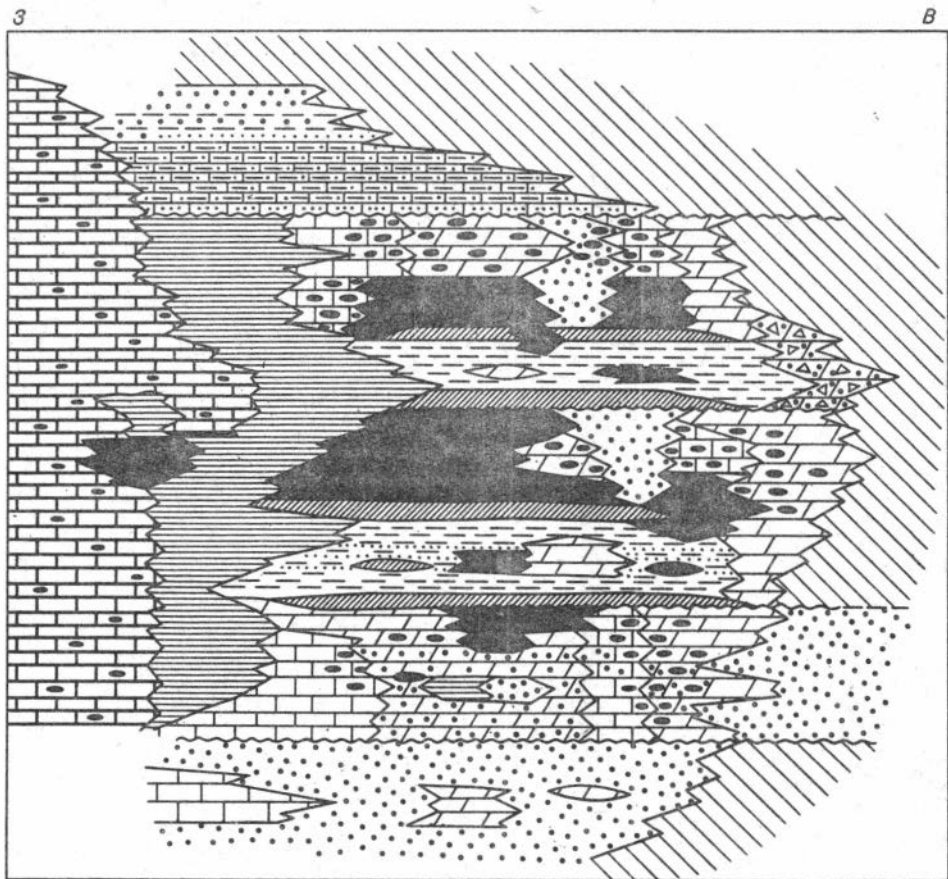


Рис. 11. Схема строения фосфоритоносного бассейна Фосфория в поперечном срезе, внѣмасштабно.

Фосфоритоносные же сланцевые пачки разделяются; они окаймлены относительно мелководными отложениями кремней, карбонатов и песчаников. Под фосфоритоносным интервалом наблюдается нарастание глубинности обстановок после отложения пенсильванских моласс, а выше верхних фосфоритов прослеживается тенденция вначале к углублению акватории, ставшей там, где до этого была зона фосфоритообразования, глубже и шире (сланцы Динвуди), а затем вновь к резкому обмелению и замыканию ее (формашия Чагуотер — лагунно-континентальные отложения).

Общая схема (двумерная модель) распространения основных компонентов выполнения бассейна Фосфория в генеральном сечении через бассейн дана на рис. 11.

Бассейн Джорджина (Австралия)⁶

Вертикальный литостратиграфический разрез кембрийского фосфоритоносного бассейна Джорджина Северной Австралии /17, с.161-164/ также довольно сходен в принципе с разрезом Каратау. Здесь на кембрийском фундаменте залегает мощная карбонатная серия (доломиты Камуил), в основании которой имеется толща (мощностью до 100 м и даже более) терригенных отложений, большей частью красноцветных. Этот нижний терригенный комплекс (нижний кембрий — докембрий?) начинается пачкой несоортированных валунно-галечных пудлинговых (т.е. с несоприкасающимися обломками) конгломератов (тиллитоподобных). Выше следуют доломитовые, кварцитовые, аргиллитовые пачки. Песчаники и алевритистые аргиллиты железистые; самые верхи нижнего терригенного комплекса (глинистые) содержат слои фосфатных доломитов. Все это напоминает кыршабактинскую свиту Каратау даже в деталях /17, с.161-162/.

Ярко выражены "нижние" доломиты (средний кембрий) — известняки Торнтония мощностью до 15 м, строматолитовые, окремненные и местами выраженные в кремнистой фации (интенсивно окремненные доломиты) или же ракушняками. Окремненную часть формации Торнтония (обычно верхнюю) можно рассматривать как гомолог нижнего кремневого горизонта. В известняках Торнтония на месторождении Д-Три зафиксирован глауконит.

Продуктивная часть разреза распадается на три компонента: нижний песчаный фосфоритовый пласт, залегающий на формации Торнтония и развитый локально; выше пачка нижних алевролитов, представленная в трех фациях (фосфатные кремнистые, фосфатные известковые и слабо фосфатные кремнистые), на которых залегает основная продуктивная пачка, тоже подразделяющаяся на три части: нижние алевролиты (мощностью до 50 м, обычно менее) повышено фосфатны или содержат прослои фосфоритов, всегда то большее, то меньшее количество кремней, глинистых пород. В известковых фациях "нижние алевролиты" представлены темными доломитистыми фосфатными известняками, известковыми фосфоритами с подчиненными слоями кремней и глинистых сланцев. Местами нижние алевролиты — это кремнистые сланцы и кремни. Все это позволяет считать их гомологом межрудной сланцевой пачки Каратау или межрудных глинистых и карбонатных пород формации Фосфория (в пачках Мид Пик и Риторт).

⁶ Описание разреза дается по /86, 95, 101/ и по личным наблюдениям автора.

Над алевролитовой пачкой залегают верхняя фосфоритовая пачка (Монастери-Крик, до 35 м). Этот "верхний фосфорит" выражен в двух фациях: кремнистых и известковых. Кремнистая фация пачки состоит из темных до черных (в свежем виде) фосфоритов с прослоями фосфатных кремнистых алевролитов, кремней и небольшого количества фосфатных глинистых сланцев. Известковая же фация — это темные известковые фосфориты, переслаивающиеся с фосфатными кремнистыми углеродистыми известняками и прослоями кремней.

В некоторых местах средняя часть пачки Монастери-Крик безрудна, представлена алевролитовыми сланцами или карбонатами. Таким образом, верхний фосфоритовый горизонт, подобно Риторту или Мид Пик, здесь также имеет свою междурядную пачку.

Перекрывающая фосфоритоносную часть разреза (то согласно, то с параллельным или даже с угловым несогласием) формация Инка (и ее аналоги), которая завершает средний кембрий, представляет собой типичные отложения внешнего терригенного пояса: это кремнистые сланцы с тонкими прослоями кремня, кремнистые тонкослоистые кварцевые алевролиты (до 120 м). В сланцевую толщу формации Инка вклинивается ее известковая фация — "воночье" кремнистые доломитовые известняки с незначительным количеством известковых сланцев (до 150 м). В некоторых отношениях по составу и внешнему облику Инка очень сходна с формацией Динвуди бассейна Фосфория. Вышележащие отложения верхнего кембрия и ордовика представляют собой мощную (до 800–900 м) толщу пелагических известняков и мергелей, в которую вклинивается (с востока) алевролитовая толща внешнего терригенного пояса, который в течение кембрия два–три раза смешался с востока на запад, формируя среди карбонатных отложений клинья терригенных. Завершается толща пачкой (10 м) песчаников и алевролитов с известняками и кремнями, с аренигской фауной.

В общих чертах разрез фосфоритоносных и фосфоритовмещающих отложений бассейна Джорджина весьма отчетливо гомоморфизуется с разрезами бассейнов Каратау и Фосфория почти покомпонентно (по пачкам) (рис. 12). Принципиальная схема (двумерная модель) пространственного распределения основных компонентов выполнения бассейна Джорджина в генеральном сечении через бассейн дана на рис. 13.

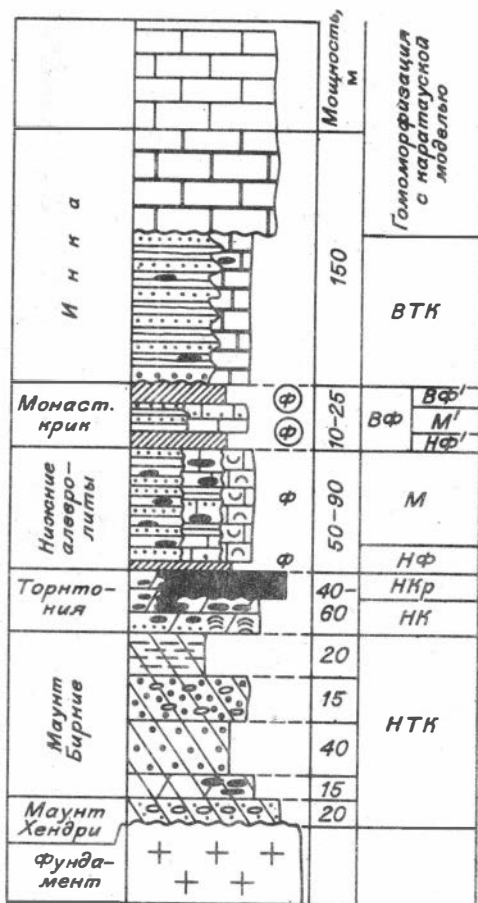


Рис. 12. Схема строения фосфоритоносных и вмещающих отложений бассейна Джорджина (по 178, 86, 101/).

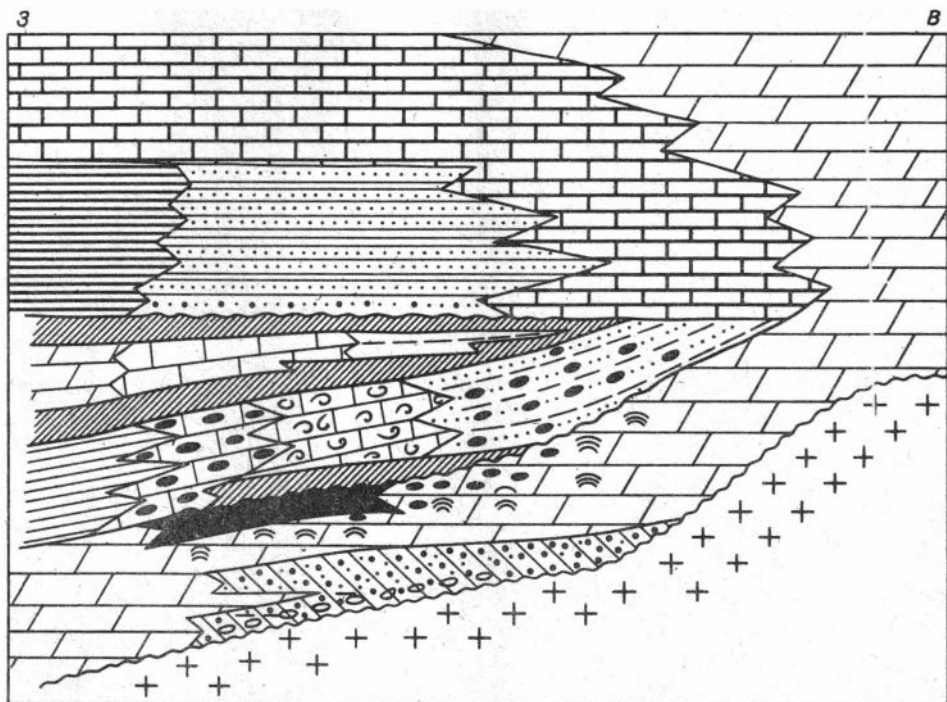


Рис. 13. Схема строения фосфоритоносного бассейна Джорджина в поперечном срезе, внемасштабно.

Хубсугульский бассейн (МНР)

Изученность литостратиграфии венд-кембрийского Хубсугульского фосфоритоносного бассейна, располагающегося на территории Северной Монголии и Восточно-Саянского региона СССР, еще не позволяет провести гомоморфизацию его разрезов с разрезами Каратауского, Фосфорийского и других хорошо изученных бассейнов, несмотря на большой объем проведенных здесь работ. Эти работы содержат как предварительные оценки данного фосфоритоносного бассейна, так и результаты его регионального и (участками) детального изучения [20-22, 34, 39, 41, 46, 47]⁷. Тем не менее из-за сложного строения района и необнаженности ключевых участков детальное литологическое расчленение разреза бассейна в литературе освещено слабо. Поэтому особое значение приобретают работы И.Н.Семейкина, В.Л.Колесникова и других сотрудников Восточно-Сибирского института геологии, геофизики и минерального сырья, изучавших северную часть Хубсугульского бассейна (на территории СССР) [46, 47]. Литостратиграфическая схема, разработанная ими, поможет уяснить позицию, которую занимают там фосфориты. Во всяком случае, расчленение разреза северной части бассейна в районе Ухагольского месторождения (непосредственное продолжение пластов Хубсугульского месторождения на север) разработано с той степенью детальности, которая обеспечивает интересующую нас гомоморфизацию разрезов.

⁷ При описании бассейна использованы также личные наблюдения автора.

На территории СССР те же рифей-кембрийские карбонатные отложения, что выполняют Хубсугульский прогиб, распространены отдельными полями среди других образований Восточного Саяна на площади примерно 220x100 км. Монгольская же часть бассейна, протягивающаяся от широты г. Мурун до границы с СССР на севере, занимает площадь около 250x90 км, т.е. обе части примерно равны. Естественно, на столь обширном пространстве отложения должны были претерпевать существенные изменения по laterали. В частности, фосфоритонасыщенность разреза снижается с юга (где расположены месторождения Буринханское, Хубсугульское, Цаганнурское) на север, где последним месторождением является небогатое Ухагольское; севернее же выявлены только фосфоритопоявления: Боксонское, Харанурское, Китойское и др. /53, Прил. 2/. Тем не менее сама литостратиграфическая схема, разработанная группой И.Н.Семейкина /47/ для территории Восточного Саяна, соответствует строению разреза, по крайней мере до широты южной части оз. Хубсугул, где расположено Хубсугульское месторождение. По материалам исследований Хубсугульского фосфоритоносного бассейна можно составить следующую литостратиграфическую схему северной его половины.

Бассейн расположен в пределах крупного блока земной коры, охватывающего Юго-Западное Прибайкалье – Хамар-Дабан, Восточный Саян, юг Тувы и все Прихубсугулье и именуемого Тувино-Монгольским массивом /20, с. 10–14/. Он является частью складчатого обрамления Сибирской платформы и выделяется как обрезанный крупными разломами блок, в пределах которого очень широко развиты раннерифейские и дорифейские отложения, составляющие ложе налегающих на древний комплекс верхнерифейско-кембрийских фосфоритоносных отложений. В составе его образований выделяются три комплекса /20, с. 10,11/: гнейсы и кристаллические сланцы, древние карбонаты и "зеленые сланцы" (по терригенным и вулканогенным породам). На метаморфизованных породах ложа резко несогласно залегает мощная моласса – дархатская серия монгольской части Хубсугульского прогиба, по А.В.Ильину /20, с. 19/, или сархойская свита, выделяемая на территории Восточного Саяна. Отложения этой молассы датируют вендом и считают орогенной составляющей байкалид /45/. Мощность данной толщи до 3 тыс. м. В ее составе могут преобладать вулканогенные отложения; чаще же она представлена красноцветными или зеленоцветными терригенными полимиктового состава отложениями с отдельными горизонтами кварцевых песчаных пород. В самых верхах толщи появляются пачки доломитов мощностью до 70 м.

На молассе залегает мощная карбонатная серия, содержащая фосфориты и бокситы. В монгольской части Хубсугульского бассейна ее называют хубсугульской серией /20/, в Восточном Саяне – боксонской свитой; впоследствии, по материалам более детального изучения, ее подразделили на ряд свит. Теперь фосфоритоносная (нижняя) часть боксонской свиты именуется забитской свитой.

Переход от дархатской (сархойской) молассы к лежащим выше карбонатным отложениям хубсугульской серии на основной территории Хубсугульского бассейна практически не наблюдается, он повсеместно не обнажен, а специально его не вскрывали. По ряду соображений этот контакт считается несогласным. В /17, с. 168/ было отмечено, что в верхах сархойской свиты установлена пестроцветная кварцево-песчаная пачка с прослоями лиловых сланцев, содержащая желваки фосфата и прослой кремнистого фосфорита, а также повышенное количество пиррофиллита. Весьма вероятно, что эту

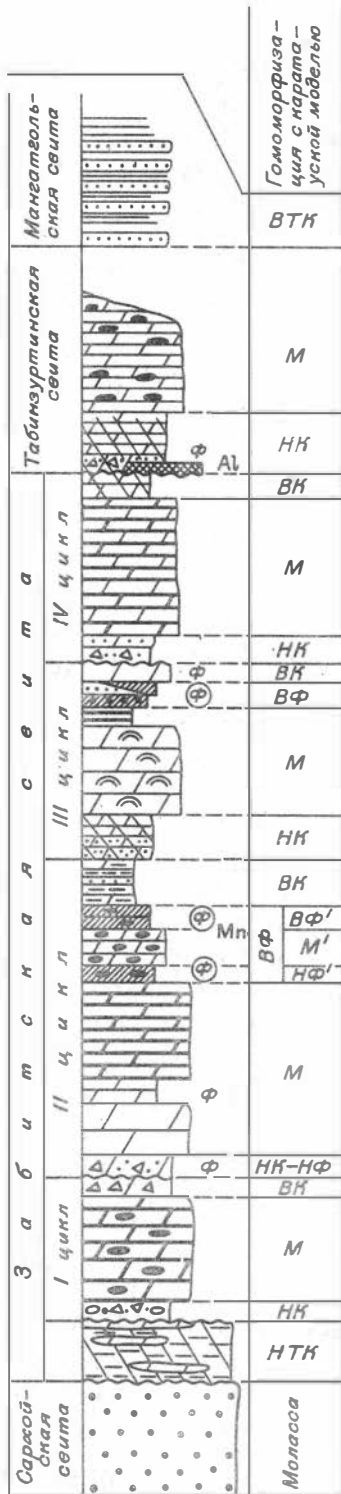


Рис. 14. Схема строения разреза Уагольского месторождения (МНР) (по /47/).

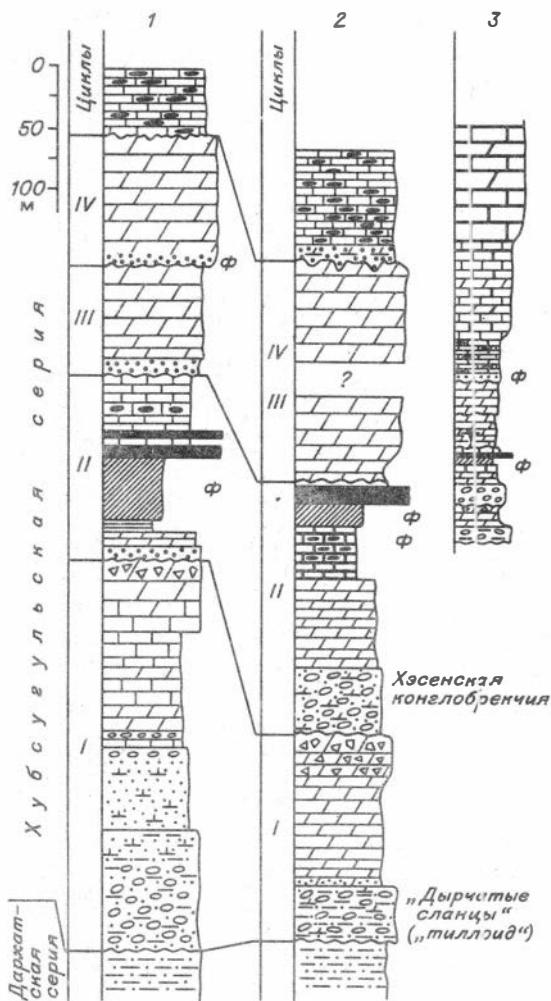


Рис. 15. Циклы разреза Хубсугульского месторождения (1,2 - по И.Н.Семейкину).

1,2 - западное (1) и восточное (2) крылья Хэсенской синклинали; 3 - схема строения разреза по р.Хэсен, внемасштабно.

пачку нужно относить не к сархойской свите, а к базальной части лежащего выше карбонатного комплекса. Она является собой гомолог кыршабактинской свиты Каратау, в то время как сама моласса (сархойская свита) есть гомолог малокаройской и коксуйской серий Каратау.

И.Н.Семейкин и его соавторы /47/ надмолассовый карбонатный комплекс разделили на пять частей, каждая из которых соответствует завершённому трансгрессивно-регрессивному циклу осадконакопления. Отложения циклов разделены поверхностями размывов и построены по такой схеме: в основании и у кровли интервала, отвечающего циклу, наблюдаются наиболее мелководные отложения — брекчии, конгломераты, песчаный материал и прочие терригенные примеси, пестроцветы, карбонаты с признаками мелководья. Средние же части циклов представлены более (и наиболее) глубоководными отложениями; в типичных случаях это темные тонкослоистые известняки, обогащенные углеродистым веществом, черные сланцы. Наиболее показателен и четко подразделен на шхлично построенные интервалы разрез Ухагольского месторождения фосфоритов, где выделяют четыре цикла в забитской свите и пятый в низах лежащей выше табинзуртинской свиты (рис. 14).

В циклически построенном карбонатном разрезе забитской и табинзуртинской свит выделено девять фосфатоносных уровней /47/, которые ложатся на начальные и конечные фазы циклов. При этом продуктивные горизонты относятся к регрессивным фазам циклов; на трансгрессивной фазе образовывались только незначительные фосфатопоявления.

Разумеется есть непродуктивные циклы, где фиксируются только слабые фосфатопоявления. Тем не менее приуроченность фосфатоносности к краевым частям интервалов разреза, отвечающим трансгрессивно-регрессивному циклу, проявляется весьма отчетливо.

Промышленно-продуктивный горизонт фосфоритов Ухагольского месторождения находится в регрессивной части второго (снизу) цикла. Это нижний горизонт месторождения. Верхний горизонт фосфоритов менее продуктивен, но все же местами имеет промышленное значение. Он расположен в верхней, регрессивной части третьего цикла. Четвертый цикл практически бесфосфоритовый (как и первый). Некоторая, но далеко не промышленная фосфатность отмечена в отложениях пятого цикла (в табинзуртинской свите), стратиграфически выше бокситового горизонта, залегающего в подошве табинзуртинской свиты. Выше пятого цикла следует мощная (300–1000 м) однообразная толща темных (и черных) тонкослойчатых бесфосфатных известняков с подчиненным количеством карбонатно-кремнисто-глинистых сланцев и линзочками кремней, вверх переходящая в толщу глинистых сланцев с песчаниками (500 м), где количество песчаных пород увеличивается вместе с появлением пестроцветности (мангатгольская свита).

Сопоставление разреза Ухагольского месторождения /по 46/, с которым хорошо коррелируются разрезы всей северной части Хубсугульского прогиба, с разрезом Хубсугульского месторождения показало также достаточно приемлемое сходство (рис. 15). В основании карбонатного разреза района Хубсугульского месторождения (на крыльях Хсенской синклинали) лежит пачка тиллитовидных конгломератов мощностью 50–100 м, именуемых иногда "дырчатыми сланцами". Их контакт с подстилающими терригенными породами не обнажен. Эти конгломераты представляют собой карбонатную слабоокатанную гальку (и более крупные обломки), "плавающую" в песчано-глинистом карбонатистом матриксе. Участками обломки исключительно карбонатного состава, но иногда к карбонатам примешиваются и иные породы. Матрикс породы выглядит как глинистый сланец (когда карбонатная галька выщелачивается и выпадает, порода приобретает вид "дырчатого сланца"), поэтому пачку включали в состав дархатской серии /20,

с. 22/. Но сопоставление хубсугульского разреза с северными, проведенное И.Н.Семейкиным, позволяет считать, что эта пачка есть базальный горизонт хубсугульской карбонатной серии.

Тиллитовидные конгломераты в основании или нижней части базального терригенного комплекса, начинающего фосфоритоносную серию осадков, встречаются в разрезах фосфоритоносных бассейнов Австралии, Южного Китая. Иногда они пестроцветны, красноцветны. В основании базальной кыршабактинской свиты Каратау тоже имеется тиллитовидный (пуддинговый) конгломерат. Внешний вид этих конгломератов породил гипотезы о предкембрийском оледенении, о связи фосфоритообразования с ледниковыми периодами. Наши данные не подтверждают это предположение. Скорее всего здесь мы имеем дело с обычными базальными гетерогенными образованиями.

Выше пачки тиллитовидных конгломератов в хубсугульском разрезе следует пачка (100–150 м) доломитов и известняков в средней части черных, тонкослоистых, завершающаяся светлыми карбонатными брекчиями (~30 м). Это отложения первого цикла, которые повсеместно не содержат фосфоритов. Выше следует конгломерато-брекчия (полуокатанные обломки карбонатных пород, а также кварцитов и глинистых сланцев в карбонатном матриксе с кварцевым песком) мощностью несколько десятков метров, хорошо обнаженная в разрезе по р.Хэсен и выклинивающаяся в соседних районах. Этой конгломерато-брекжией начинается серия отложений второго – продуктивного – цикла.

Местами в подошве второго цикла фиксируются размыв и кварцевые песчаники, что обнаруживается только при очень детальном рассмотрении разреза (данные И.Н.Семейкина). Строение второго, продуктивного цикла до сих пор не установлено с надлежавшей детальностью, а имеющиеся сведения несколько разрозненны.

По восточному крылу у Хэсенской синклинали (см. рис. 15,2), по р.Хэсен, выше карбонатных конгломерато-брекчий следует пачка темных полосчатых доломитов (мощностью порядка 100 м), над которой залегают черные густо окремненные (послойно линзочками и желваками) известняки. Выше их, судя по разрезам ряда канав, вскрывших фосфоритоносную пачку восточного крыла Хэсенской синклинали (см. 20, с. 66–67, рис. 29/, залегает подфосфатная пачка необычных для данной толщи пестроокрашенных (красноватых, бурых, желтых) глинистых и глинисто-алевритовых доломитов. В подфосфатной пачке местами фиксируется до 10%, в среднем 2% P_2O_5 . Мощность подфосфатной пачки до 10 м. Выше следует продуктивная серия, обычно сложенная двумя горизонтами фосфоритов. В основании ее местами фиксируется пачка фосфатистых кремней или высококремнистых доломитов. Выше следует нижний фосфоритовый пласт (до 20 м, 14–26% P_2O_5), линзующийся и переклинивающийся с доломитами, доломитовыми брекчиями, реже известняками и кремнями.

Над нижним фосфоритом залегает межрудная доломитово-известняковая пачка мощностью 20–30 м, над которой расположен невыдержанный верхний фосфорит мощностью в несколько метров (19–21% P_2O_5). Над верхним фосфоритом – невыдержанный, часто выклинивающийся горизонт черных полосчатых кремней мощностью обычно 10–20 м.

В разрезе по р. Хэсен верхняя граница второго цикла закрыта. Выше верхних кремней следуют 200–300 м темно-серых полосчатых доломитов третьего и, видимо, четвертого цикла. Но выше их И.Н.Семейкин зафиксировал глубоко (на метры) врезанную поверхность размыва, карстовые полости. Карманы над поверхностью размыва заполнены фосфатистым кварце-

вым песчаником. Выше этого горизонта следует мощная пачка тонкослоистых темных доломитовых известняков со следами илоедов, окремненных послойно и пятнами ("орешками", "каравалями"). Видимо, эта тонкослоистая толща — аналог табинзуртинской свиты (по р. Хэсен в ней установлена фауна нижнего кембрия). На Онголигнурском участке восточного крыла Хэсенской синклинали (в канаве 43) на подфосфатных доломитах красного цвета в выветрелом состоянии (здесь хорошо видно, что первично эти карбонаты были черными) залегает пачка брекчиевых доломитов мощностью в несколько метров с обломками фосфоритов и стяжениями кремней. Выше следует нижний пласт высококачественных фосфоритов (среднее содержание P_2O_5 20–22%) мощностью 12–20 м. Над ним — межрудная пачка, сложенная внизу массивным неслоистым бурым доломитом с обильными включениями кремней неправильной формы, а выше — с черными тончайшеслоистыми известняками с глинистыми слоями, которые могут достигать по мощности 0,3 м. Мощность этой сланцевой пачки около 30 м. Выше ее следует верхний пласт фосфоритов с прослоями черных известняков мощностью в несколько метров, который кроется пачкой черных кремней (рис. 16, А). Таким образом, здесь можно отчетливо различать подфосфатную пачку ("нижние" доломиты), аналог нижнего кремня (брекчиевый доломит с обильными выделениями кремней), нижний и верхний фосфориты, межрудную пачку (окремненные доломиты и сланцы), верхний кремень.

Более четкая картина строения продуктивной пачки Хубсугульского месторождения вырисовывается на западном крыле Хэсенской синклинали (см. рис. 15,1). Здесь, по данным И.Н.Семейкина, отчетливо выделяются все четыре составляющие забитскую свиту цикла, разделенные поверхностями размывов. Фосфориты подстилаются ожелезненными, желтоватыми и бурными песчано-алевритовыми и глинистыми доломитами подфосфатной пачки, выше которых местами следуют углеродисто-кремнистые сланцы (7–8 м); затем — нижний пласт фосфоритов (главный, до 70 м и более), который отделен от значительно менее выдержанного верхнего пласта (4–5 м) межрудной пачкой. В ней карбонаты и фосфориты чередуются и перелинзовываются, есть отдельные невыдержанные горизонты фосфоритов до 2,5 м мощностью. В межрудной пачке имеется пачка черных углеродисто-кремнистых сланцев мощностью 7–8 м /20, с. 72–73/.

В канаве 16 отчетливо выделяются "нижние" запесоченные красно-

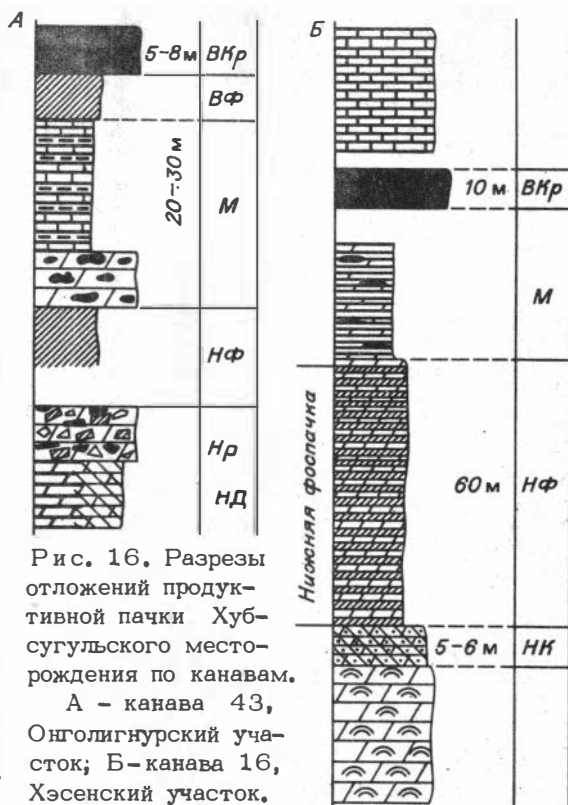


Рис. 16. Разрезы отложений продуктивной пачки Хубсугульского месторождения по канавам.

А — канава 43, Онголигнурский участок; Б — канава 16, Хэсенский участок.

тые с поверхности доломиты, нижний фосфорит (чередование светлых доломитовых и сантиметровых слоев черного афанитового фосфорита), междурудная пачка глинисто-карбонатных сланцев, верхний фосфорит и верхний кремнезём (см. рис. 16, Б). По западному крылу Хэсенской синклинали горизонт верхних кремней очень выдержан и по мощности достигает нескольких десятков метров. Фосфатность в этих кремнях быстро падает снизу вверх. Выше верхних кремней обычно следуют темные и серые доломиты верхов второго цикла.

Примерно в 80–120 м выше кровли верхних кремней А.В.Ильин с соавторами /22/ или в 300 м выше основной продуктивной пачки М.М.Музалевский /34/ в разрезе Хубсугульского месторождения описали верхнюю продуктивную пачку мощностью 10–20 м. Она сложена фосфатосодержащими песчаниками, гравелитами, песчаниками с зёрнами фосфата. В западной зоне месторождения на протяжении 3–5 км пачка эта латерально переходит в брекчиевидные кремни, обогащенные железом, марганцем, алюминием.

Пока мы не располагаем материалами, которые бы однозначно могли показать, с каким горизонтом северной части бассейна следует коррелировать железомарганцевый горизонт. Если принять, что мощность интервала разреза между нижней и верхней продуктивными пачками примерно 100 м, то верхнюю следует коррелировать с верхним фосфоритовым горизонтом ухагольского разреза, располагающегося в третьем цикле. По составу этого горизонта на Ухагольском месторождении (кварцевые фосфатные песчаники) это вероятно. Однако наличие железомарганцевых "руд" и аллитов и возможность более высокого положения верхней продуктивной пачки – до 300 м выше основной /34/ – как будто позволяют сопоставить ее с горизонтом в основании пятого цикла, т.е. с уровнем бокситового пласта Боксонского района.

В целом изученность околофосфоритового пространства в пределах Прихубсугулья пока еще недостаточна, и последовательность пачек в многочисленных приводимых разрезах доверия не заслуживает. Разрезы изучались не целенаправленно. Но все же некоторые элементы интересующей нас последовательности фрагментарно наблюдаются. Так, фосфоритовая пачка Хубсугульского месторождения вначале представляется равномерно проложенной пластами фосфоритов; но можно заметить, что нижний пласт (средняя мощность 13 м) наиболее продуктивен. Самый верхний (средняя мощность 12 м) тоже относительно выдержан, в его составе больше, чем в нижнем пласте, карбонатного материала, верхние фосфориты в основном зернистой структуры. Между верхним и нижним основными пластами лежит пачка (до 60 м мощностью) переслаивания черных кремней (незначительной толщины), доломитов, фосфатных и доломитовых брекчий; причем нижняя часть этой междурудной непродуктивной (несмотря на наличие фосфоритовых слоев) пачки более кремниста и более фосфатна, а верхняя более карбонатна (рис. 17). Такое распределение сходно с составом основной междурудной пачки в бассейне Фосфория (Рекс + Френсон).

В ряде пунктов Прихубсугулья основная продуктивная пачка (местами сильно разубоженная процессами силификации и карбонатизации) сохраняет такую последовательность (снизу вверх): строматолитовые и оолитовые светлые и темные карбонаты, калькарениты; "нижние" доломиты, выделяющиеся цветом, структурой, примесями; кремнево-фосфатно-карбонатные брекчии; продуктивная пачка; горизонт кремней; черные тонкослоистые надрудные карбонаты. Эта последовательность хорошо сопоставляется с той, которая наблюдается в разрезе Каратау, особенно если учесть, что в междурудной пачке имеются сланцы.

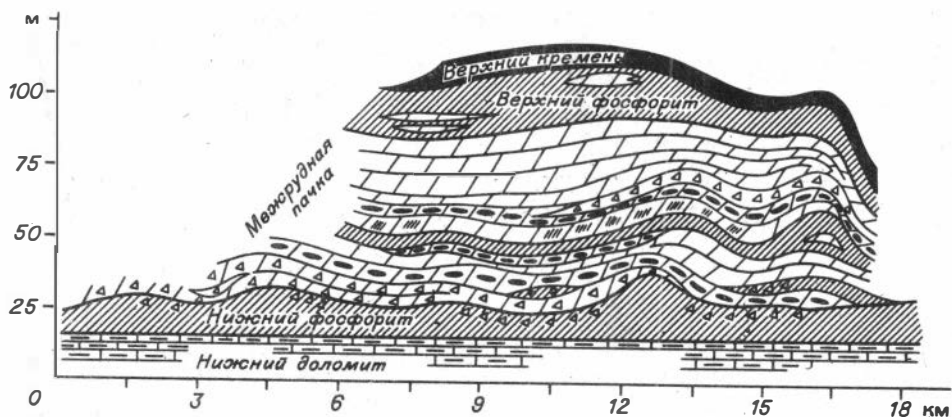


Рис. 17. Схема строения продуктивной пачки Онголигнурского участка Хубсугульского месторождения в плане (по материалам поисково-разведочных работ).

Таким образом, при сравнении выявляются несомненные черты сходства хубсугульского разреза (учитывая его специфику) с каратауским. Однако в Хубсугульском прогибе циклы более мощные (от 100 до 400 м). Кроме того, размах колебаний глубин акватории здесь был гораздо больше, чем в Каратау. В Хубсугульском прогибе выделенные циклы отражают колебания глубин гораздо более обширной акватории, фосфоритогеническая зона здесь возникла на месте достаточно развитой части бассейна, а не в начальном его этапе, как в Каратау.

При сравнении разрезов северной части Хубсугульского бассейна и Каратау отметим, что из верхов сархойской свиты можно выделить пестроцветную терригенную, слабо фосфатоносную базальную пачку, как в каратауском разрезе – нижний терригенный комплекс. Этот нижний терригенный комплекс, общий для всей вышележащей карбонатной серии (забитской и вышележащих свит; хубсугульской серии), имеет гомолог в основании каждого из пяти упомянутых выше циклов, на которые подразделяется карбонатная серия (надцикл), залегающая параллельно, хотя и с перерывом, на пестроцветной молассе.

Продуктивная пачка составляет компонент агрегации, вполне сходной с продуктивным компонентом агрегации Каратау: нижний доломит, нижний кремнь, нижний фосфорит, межрудная пачка, верхний фосфорит, верхний кремнь, верхние карбонаты; внешний облик этих компонентов может отличаться от аналогов их в Каратауской агрегации вследствие того, что агрегации, отражая локальный цикл развития, могут быть наложены на различные фазы регионального цикла.

Так, в Каратау более ярко проявлен нижний кремнь, а в Фосфорийском и Хубсугульском бассейнах – верхние. Строение продуктивных пачек Ухагольского и располагающегося к северо-востоку от него Харанурского месторождений, несмотря на отсутствие здесь кремневых горизонтов, чрезвычайно сходно со строением фосфорийского продуктивного разреза. На обоих этих месторождениях продуктивные пачки устроены симметрично. На Ухаголе межрудная доломитовая (с прослоями и желваками кремней) пачка разделяет два продуктивных горизонта, каждый из которых, в свою очередь, разделен на нижний и верхний фосфоритовые подгоризонты пачкой кремнисто-глинистых сланцев (рис. 18). Подстилается она темными известняками

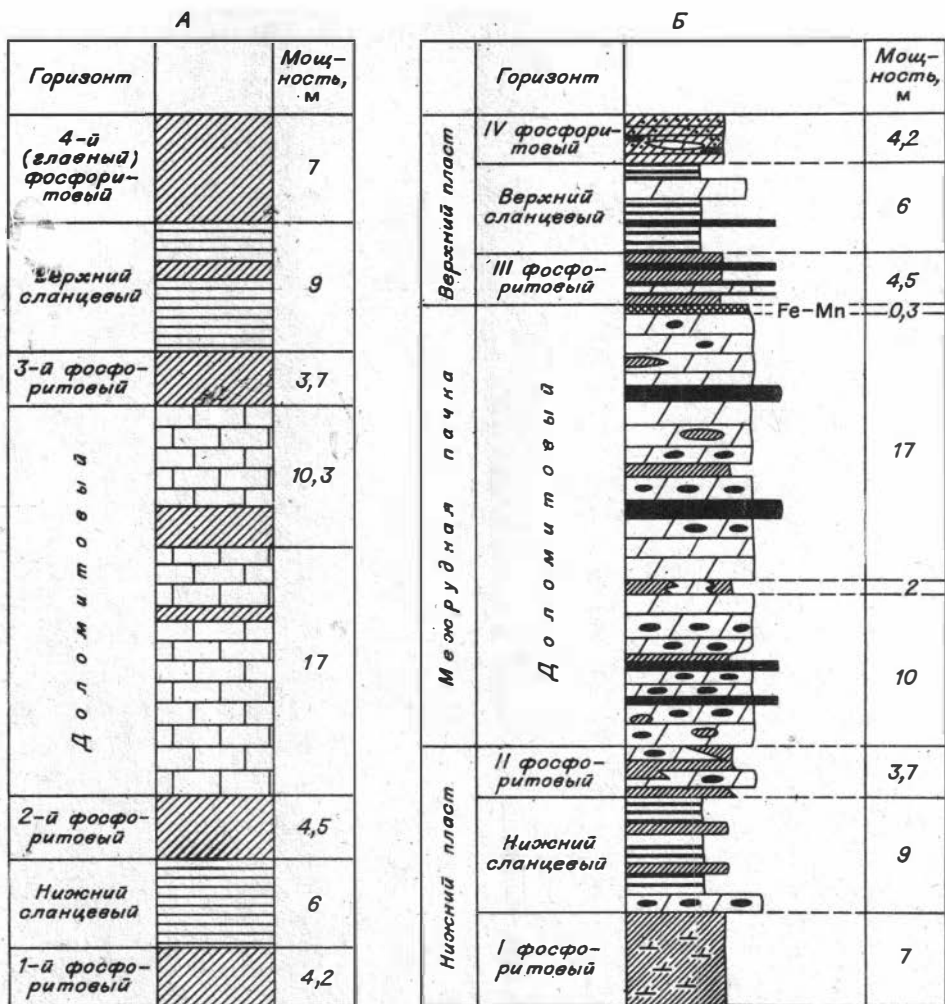


Рис. 18. Разрезы продуктивной пачки Ухагольского месторождения (МНР). А - по /20/; Б - /41/.

средней трансгрессивной фазы второго цикла, а покрывается надрудным горизонтом регрессивной фазы, который сходен с "бурым доломитом" каратауского разреза.

На Харануре тоже нет нижнего и верхнего горизонтов кремней, но строение продуктивной пачки аналогично ухагольской (рис. 19). Здесь выделяются нижний (24 м) и верхний (18 м) фосфоритовые горизонты, симметрично разделенные фосфатистыми доломитами (10-12 м), между которыми залегает тридцатиметровая пачка углисто-кремнистых, пятнисто-брекчиевидных, фосфатистых доломитов. Выше верхнего фосфорита следует пачка доломитов и алевроито-глинисто-кремнисто-карбонатно-углистых сланцев. В них содержание фосфата достигает 9% P_2O_5 , и поэтому в интервале выделяется третий горизонт фосфоритов. В целом же пачка представляет надрудный горизонт фосфатистых, терригенно-кремнисто-карбонатных пород и

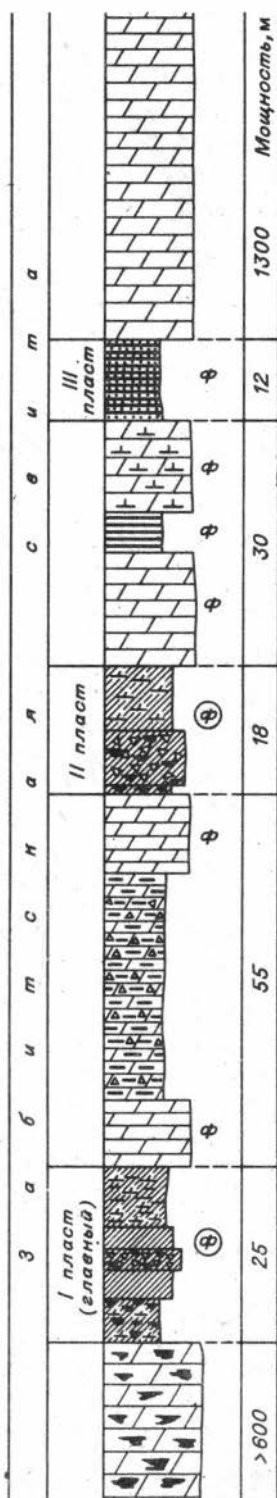
Рис. 19. Разрез Харанурского месторождения (по материалам поисково-разведочных работ).

хорошо сопоставляется с аналогичным надрудным горизонтом (IV фосфоритовый горизонт) Ухагольского месторождения (см. рис. 19).

Двумерную модель позиции фосфоритов Хубсугульского бассейна можно построить, используя многочисленные профили через северную часть бассейна, составленные И.Н.Семейкиным и его группой (рис. 20). Продуктивные пачки формировались на регрессивных фазах региональных циклов, где их строение частично аналогично строению каратауской и фосфорийской агрегаций. Первый цикл в средней части бассейна непродуктивен. Неравномерность развития бассейна привела к неисходной фосфоритонности различных циклов, каждый из них потенциально продуктивен. Как и в каратауском разрезе, максимальное количество переотложенных и наиболее зрелых продуктов коры выветривания, развивающейся где-то по соседству – на участках суши, зафиксировано в надпродуктивной части разреза. Верхняя продуктивная пачка песчаников фосфоритов находится в третьем (или пятом) цикле; в Каратау ее гомолог – горизонт фосфатных кварцевых песчаников в пачке Г джиланской подсвиты, установленный в разрезе надфосфоритовой части месторождения Кокдкон.

Отложения, вмещающие боксонские бокситы – пятнистые брекчиевидные серо-розовые доломиты с включениями розового карбоната (несомненно, представляющего вмывы продуктов выветривания), очень напоминают надфосфоритовые части шабактинской свиты там, где она залегает на древних выступах, сложенных дококзуйскими отложениями с красноватыми глинистыми продуктами коры выветривания /17, с. 118, 119/.

Наконец, отметим и то, что мощная хубсугульская карбонатная серия отложений вверх по разрезу переходит в верхний тонкослоистый и тонкозернистый терригенный комплекс, представленный мангатгольской свитой. Налицо все главные компоненты каратауско-фосфорийской агрегации, которая в хубсугульском разрезе распределена по интервалу более значительной мощности, нежели в разрезах бассейнов Каратау, Фосфория, Джорджина. В разрезе хубсугульской карбонатной серии в общем плане (см. рис. 15,3) вырисовывается заметное сходство с тамдинской серией Каратау. Фосфоритонные отложения в обоих случаях построены циклично, преобладают доломиты.



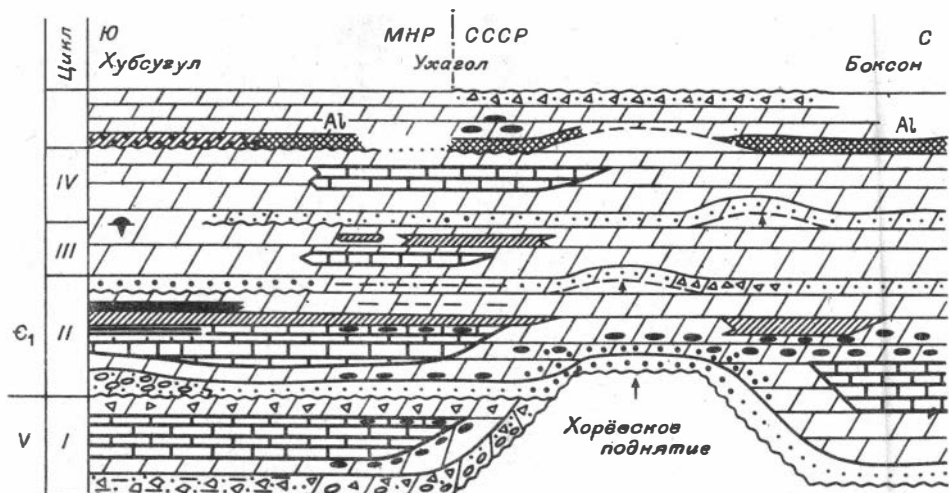


Рис. 20. Схема строения Хубсугульского фосфоритоносного бассейна, вне-масштабно.

Продуктивность появляется только во втором цикле. Выше верхнего продуктивного горизонта залегает тонкослоистая и заметно ожезненная пачка (100–200 м) карбонатов (напоминающая надфосфоритовую пачку Г джиланской подсвиты Каратау). Над ней в хубсугульской серии следует монотонное чередование светлых и черных известняков и доломитов, занимающее несколько сотен метров (гомолог бугульской подсвиты), а еще выше – преимущественно темно-серые и черные массивные, неяснослоистые и грубонаслоенные известняки (несколько сотен метров), представляющие собой гомолог каратауской свиты Каратау. Если в Каратау черные и темноокрашенные породы⁸ появляются в заметных количествах только начиная с подошвы бугульской свиты, то в хубсугульском разрезе черные известняки и доломиты слагают пачки мощностью в десятки метров уже в нижних частях карбонатного комплекса – в средней части почти каждого цикла, что говорит о гораздо большем размахе изменений глубин соответственных акваторий и их больших размерах, чем в Каратау.

Бассейны Северной и Средней Африки, Восточного Присредиземноморья, Средней Азии

Эта обширная, протянувшаяся на огромное расстояние полоса мелового-третичного фосфоритонакопления, включающая крупнейшие месторождения мира, представляет особый интерес для изучения строения фосфоритоносных толщ, так как она гораздо моложе, чем палеозой и, кроме того, ее фосфоритоносные отложения большинство исследователей относят к иным формационным группам, нежели каратауские, фосфорийские и хубсугульские.

Позицию залежей Аравийско-Африканской фосфоритоносной провинции мы уже рассматривали /17, с. 170–177/ и пришли к выводу, что фосфори-

⁸ Имеется в виду темная окраска пород, наблюдаемая в естественных обнажениях.

ты этой провинции занимают такое же положение, как и в каратауском разрезе. Уточним здесь некоторые моменты.

Египет⁹. В Восточной и Западной пустынях, а также на побережье Красного моря фосфоритоносные отложения находятся на нижнем терригенном комплексе, представляющем собой толщу красноцветных или белых кварцевых и аркозовых песчаников меловой нубийской формации (мощность ее до нескольких сотен метров), которая, в свою очередь, местами залегает на сходных с ней внешне, но отделенных скрытым перерывом палеозойских или триас-юрских терригенных отложениях.

Подобно кыршабактинской свите, "нубийские песчаники" как бы сливаются с подстилающей толщей. Нубийская формация, несмотря на то, что в ней преобладают терригенные породы, содержит и карбонатные слои, количество их увеличивается кверху. Эта верхняя часть формации (несколько десятков метров) представлена пестроцветными или красноцветными глинистыми сланцами (глинами), в верхах которых на месторождении Абу Тартур имеются фосфатные конкреции. Если нижняя кварцево-песчаниковая часть нубийской формации — отложения мелкого моря, трансгрессирующего на выровненную сушу, то верхняя пестроцветная глинистая часть — отложения дельт, эстуариев, систем солонатоводных лагун, эпизодически заливаемых мелким морем. В них можно встретить оолитовые железные руды и глауконитоносные слои.

Дальнейшая трансгрессия и углубление акватории Тетиса привело к отложению фосфоритоносной формации Дуви. Зона фосфоритонакопления представляла собой широкий стабильный шельф-залив. На территории нынешнего Египта существовала область и нестабильного шельфа, где фосфоритообразование практически не происходило. Мелководность шельфовой зоны обусловила довольно резкие фашиальные переходы фосфоритоносной формации в фосфатные известняки с кремнями и песчано-глинистыми примесями, в фосфатистые песчаники и глины. Собственно фосфоритоносная серия мощностью от нескольких метров до 60 м (формация Дуви) состоит преимущественно из песчано-глинистых отложений с отдельными слоями и линзами доломитов и известняков. Карбонатность может также проявляться в виде примеси к терригенным породам. В фосфоритоносной серии на разных участках улавливается трехчленное строение. Основные фосфоритовые слои сосредоточены в нижней части формации, с размывом налегая на пестроцветные сланцы. В ряде случаев наблюдается концентрация фосфоритов в верхах и низах формации. В общем чаще всего в разрезе выделяются нижняя и верхняя фосфоритовые пачки, разделенные межрудной песчано-глинистой, иногда глауконитоносной (Абу Тартур) пачкой.

Сходство с разрезом фосфоритоносной свиты Каратау не только в трехчленном строении продуктивной серии, где межрудными являются песчано-глинистые отложения. В разрезе месторождений Абу Тартур (рис. 21) и Эль-Мохамид (рис. 22), в оазисе Эль-Харга (рис. 23) нижние фосфоритовые пачки более карбонатны, хотя здесь отсутствуют нижние доломиты. На Абу Тартур верхний фосфорит содержит гравелитовые прослои, что напоминает верхнюю фоспачку Каратау. В районе Исна — Луксор нижний и верхний слои фосфоритов разделены ракушняковыми известняками с включениями кремней. Очень похож на каратауский разрез фосфоритовой серии на водоразделе между Вади Хамама и Селеймат /44, с. 92/. Здесь на пест-

⁹ По /36, 44, 54, 55, 57, 58, 83/.

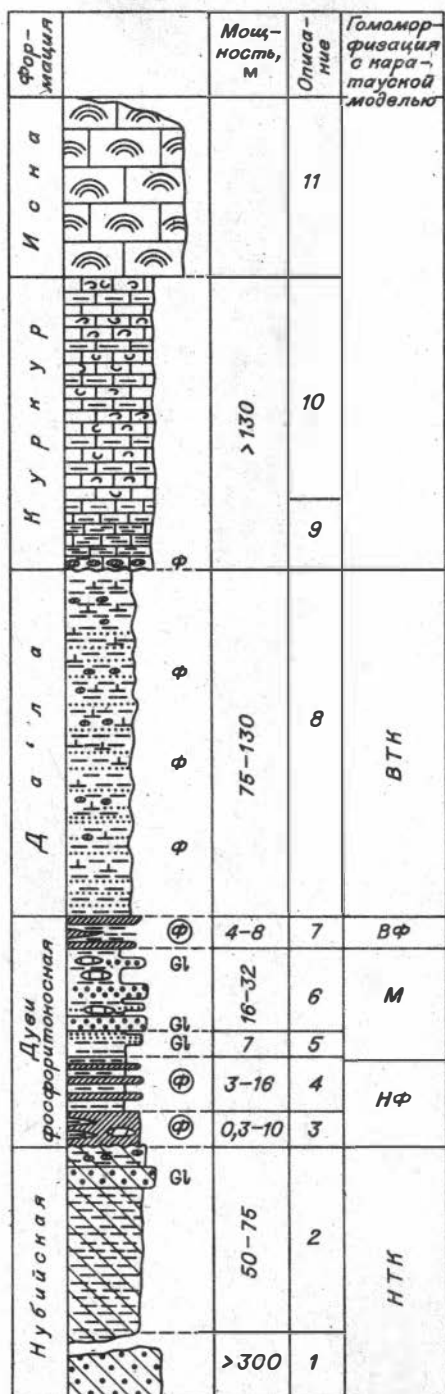


Рис. 21. Разрез месторождения Абу Тартур, Египет (по /58/).

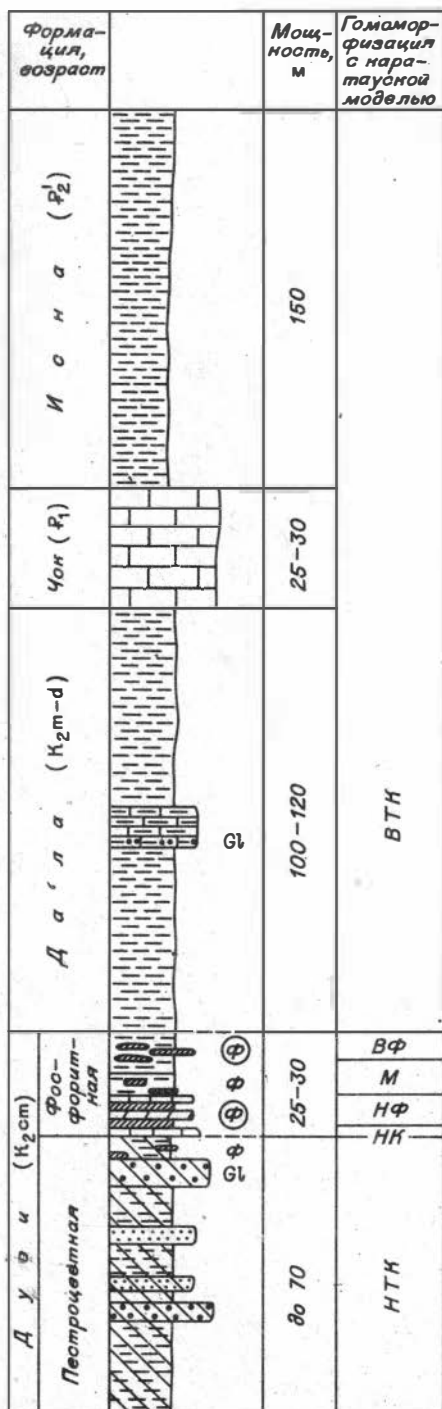


Рис. 22. Разрез месторождения Эль-Мохамид, Египет (по материалам ГИГХС).

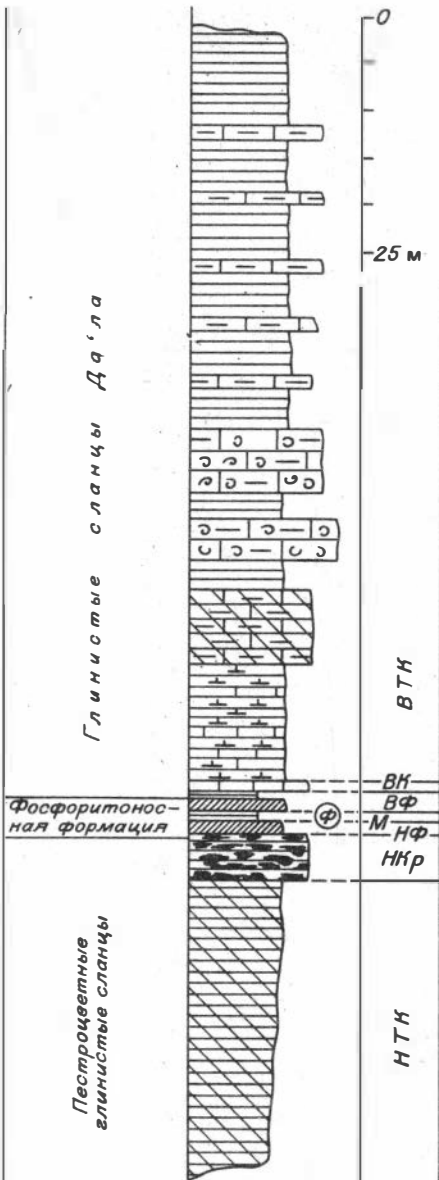


Рис. 23. Разрез фосфоритовмещающих отложений в районе оазиса Эль-Харга, Египет (по /44/).

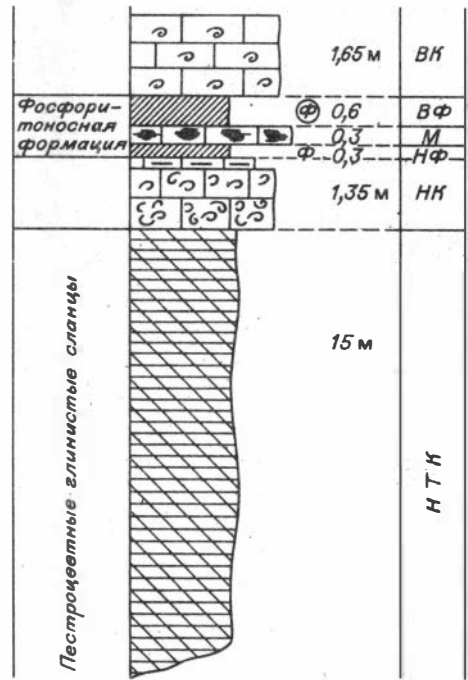
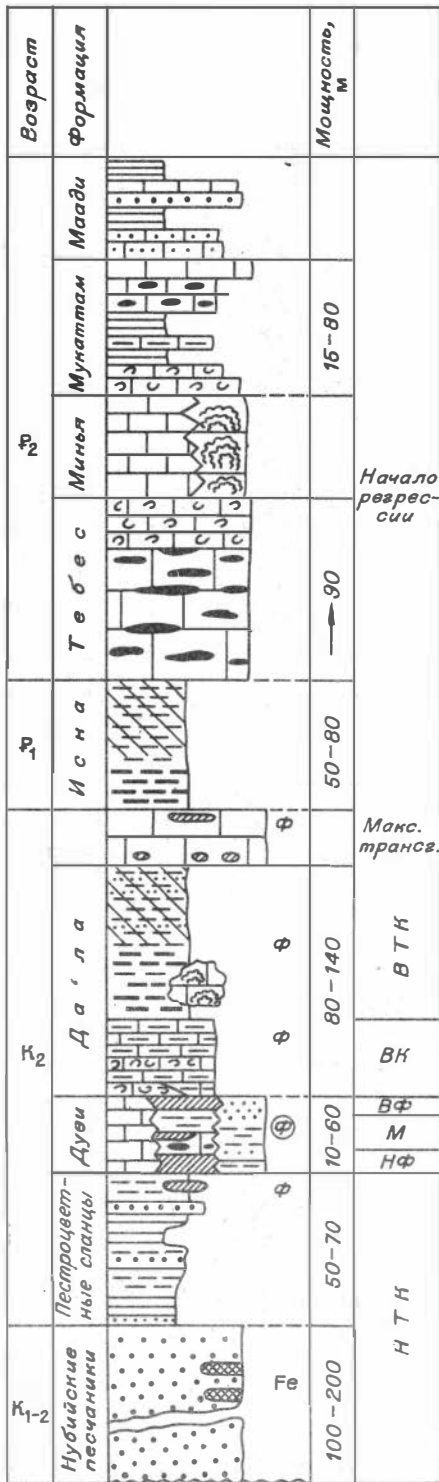


Рис. 24. Разрез фосфоритовмещающих отложений Восточной пустыни, Египет (по /44/).

(0,3 м); над ней – верхний фосфорит (0,6 м); еще выше – массивный известняк с цефалоподами (1,65 м) (верхний карбонат) (рис. 24).

Верхние карбонаты в виде пачки известковых мергелей мощностью до 10 м и с окремнением прослеживаются также в разрезе оазиса Да'ла (Дахла) /44, с. 60/ на месторождении Кусейр у Красного моря. В разрезе оазиса Эль-Харга под фосфоритами имеется гомолог нижних кремней в виде окремненных глинистых пород /44, с. 64/.

Выше фосфоритоносной формации Дуви следует глинисто-сланцевая формация Да'ла мощностью несколько более 100 м. К верхнему терригенному комплексу следует отнести и вышележащую тоже глинисто-сланцевую формацию Исна, отделенную от Да'ла выдержанной почти по всей территории пачкой мелоподобных массивных известняков палеоцена (Чок) мощностью от 5 до 80 м, чаще 15–30 м. Нижняя часть верхнего терригенного комплекса



более мелководна, чем верхняя, и содержит рассеянные конкреции фосфата, а также бурого известняка (оазис Да'ла). Часть сланцев формации Да'ла пестроцветна. Формация Исна местами зеленоцветна и тоже включает железистые конкреции. Кроме того, данные глинистые породы в ряде мест существенно карбонатны — это известковые глины и даже мергели, местами они переходят в известняки и мел (формация Куркур). Все эти качества, а также тонкая наслоенность основной массы отложений формаций Да'ла и Исна позволяют уверенно гомологизировать этот интервал разреза с верхним терригенным комплексом (джиланская подсвета Каратау, формации Динвуди и Инка Америки и Австралии) (рис. 25).

Развитие трансгрессии привело к тому, что отложения внешнего терригенного пояса оказались перекрытыми толщей гемипелагических известняков с кремнями (формацией Тебес), аналогичной каратауской бугульской подсвете или известнякам Девонкорт бассейна Джорджина.

Хорошо изученные латеральные переходы перечисленных отложений позволяют заключить, что ближе к палеоберегу (на юг) отложения всех упомянутых формаций Египта сокращаются в мощности, становятся пестроокрашенными, песчаными, а фосфоритоносная формация переходит в ракушняки и пески с глауконитом. В сторону открытого моря (севернее) все эти разнообразные формации латерально сменяются однообразной толщей известняков пелагического облика. Двумерную модель позиции фосфоритоносной формации Египта можно изобразить в виде профиля (рис. 26), который сходен с аналогичными моделями бассейнов Каратау, Фосфория, Джорджина. Его можно сопоставить с одним из циклов Хубсугульского бассейна, помня, однако, что в Хубсугульском бассейне фосфоритогенической была регрессивная фаза цикла, а здесь трансгрессивная.

Несомненно, большая мелководность египетского фосфоритогенического бассей-

Рис. 25. Сводный разрез фосфоритовмещающих толщ мел-палеогена стабильного шельфа Египта (по /44/).

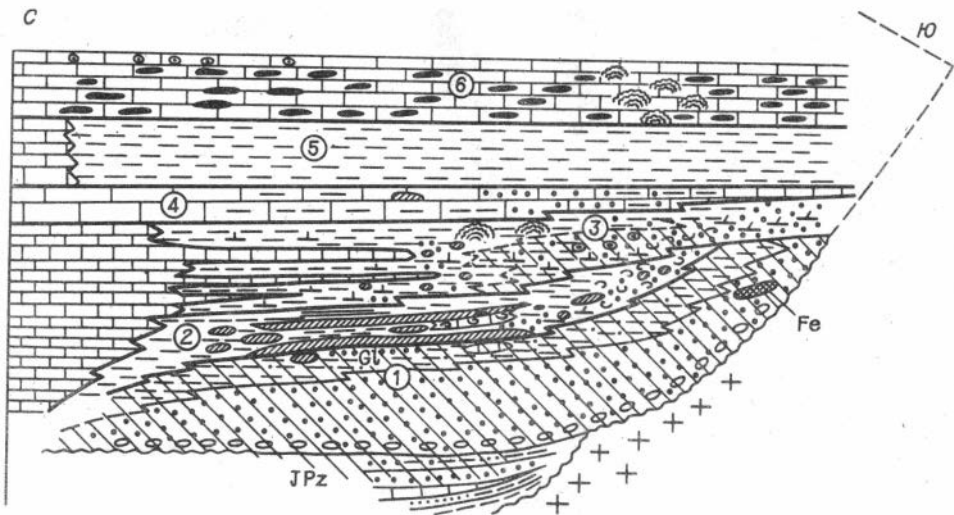


Рис. 26. Схема строения египетского фосфоритоносного бассейна, вне-масштабно.

1 - Нубийская формация (с пестроцветными сланцами); 2 - формация Дуви; 3 - формация Да'ла; 4 - мелоподобный известняк (Чок); 5 - формация Исна; 6 - формация Тебес.

на и в то же время сходство структуры разреза его фосфоритоносных отложений с более глубоководными отложениями Фосфории и Каратау (где между фосфоритами залегают черные сланцы и кремни) позволяют заключить, что межрудная пачка в очень мелководных условиях выражается песчаными породами с глауконитом. Именно это и наблюдается в разрезах месторождений фосфоритов, образовавшихся в мелких эпиконтинентальных морях - на стабильных платформах, о чем будет сказано ниже.

Восточное Присредиземноморье. К этому региону относятся месторождения Иордании, Израиля, Сирии /17, 25, 29, 38, 60, 61/. Несмотря на то, что возраст фосфоритов этого региона приблизительно тот же, что и у египетских фосфоритов, в их геологической позиции есть существенное различие. Оно заключается в том, что между лежащей в основании разреза толщей нубийских песчаников нижнего мела и фосфоритоносным интервалом разреза находится карбонатная толща альба - сеномана - турона мощностью 400-800 м. и коньяк-кампанская глинисто-карбонатная мощностью до 300 м (рис. 27).

Казалось бы, фосфориты, по аналогии с египетским регионом, должны залегать непосредственно над нубийской формацией. Но на территории Египта выше нижнемеловых песчаников и в сеномане, и в туроне, сеномане отлагались те же песчаники, а затем пестроцветные глины, после чего, к концу кампана, сразу началось отложение фосфоритов. Здесь же, в Восточном Присредиземноморье, трансгрессия наступила раньше: уже в сеномане начали отлагаться карбонаты, а на территории Сирии еще раньше - в нижнем мелу. Но фосфоритообразование не началось, вероятнее всего, из-за отсутствия необходимой системы циркуляции вод. Произошло то же, что и в Хубсугульском регионе: первый цикл трансгрессии оказался непродуктивным. Упомянутые карбонатные толщи, по существу, представляют собой мощный "нижний карбонат", лежащий на нижнем терригенном комплексе. За первый цикл следует принять нубийские песчаники вместе с карбонатными отложениями альба - сеномана - турона.

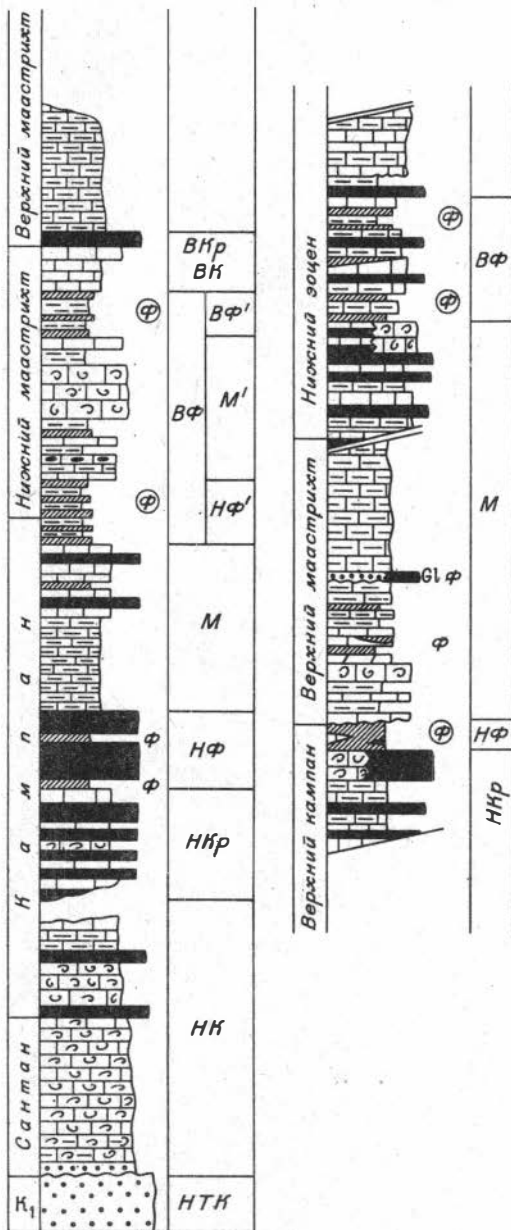
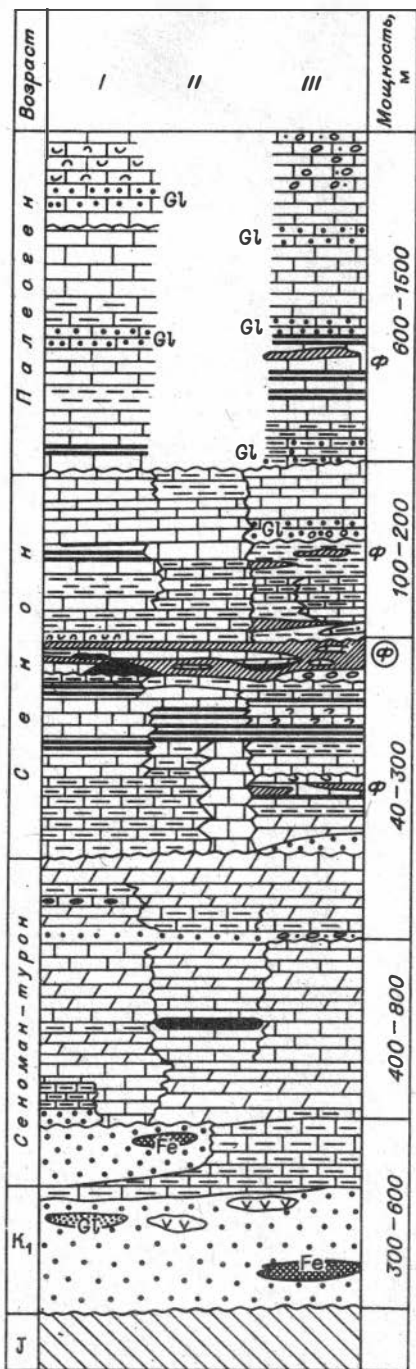


Рис. 27. Схема строения разрезов фосфоритонесных районов Иордании (I), Израиля (II), Сирии (III) (по /29, 38, 39, 55, 68, 109/).

Рис. 28. Разрезы фосфоритонесных отложений Сирии (по /60, 61/).

Следующий цикл, отложения которого отделяются от предыдущих поверхностью размыва (по крайней мере, на территории Иордании и Израиля), начинается местами маломощной (16 м) пачкой коньякских песчаников, выше следует сантон–кампанская толща, в которой заметную роль начинают играть слои кремнистых и глинистых сланцев. Это свидетельствует об установлении связи с глубокими горизонтами вод моря, появлении зон высокой биопродуктивности. В Сирии в нижней части этой толщи отмечаются прослойки фосфоритов.

Основная продуктивная пачка, иногда с кремнями в основании (Иордания), залегает над сантон–кампанской толщей. В ряде случаев она разделяется на нижний и верхний фосфоритовые горизонты межрудной кремнево–карбонатной пачкой, а кроется толщей маастрихта – дата, карбонатно–глинистой внизу и карбонатной вверху, которая завершает фосфоритогенический цикл. Выше фосфоритов фиксируются железоносные слои (с конкрециями сидеритов), глауконит.

Сравнение конкретных разрезов сирийских месторождений с каратауским разрезом уже проведено /17, с. 173–175/. По некоторым данным /60/ можно усмотреть гомологичность в некоторых деталях: под фосфоритовым слоем кампана лежит кремневый горизонт, который может латерально переходить в ракушняки; выше фосфорита следует карбонатно–сланцевая пачка, причем этот интервал, как и в хубсугульском разрезе, находится в регрессивной фазе цикла, так как вскоре выше сланцевой пачки следует размыв, означающий завершение его (рис. 28).

Совершенно идентичная картина наблюдается в разрезах Алжира–Тунисского бассейна (рис. 29). Здесь разрез начинается мощной (500–1000 м) толщей глинистых песчаников, конгломератов и глин с горизонтами песчаных мергелей, известковистых песчаников, известняков, относящейся к нижнему мелу (рис. 29, 1). Выше следует карбонатная толща сеномана – дата, состоящая из доломитовых известняков, мергелей, рудистовых известняков (сеноман, турон – сантон, коньяк – до 700 м) и глинистых и кремнистых органических известняков с песчанистыми мергелями (кампан – дат, 750 м). Последняя пачка слегка фосфатна. Эта карбонатная толща представляет сочетание нескольких седиментационных циклов. Переход к фосфоритоносной пачке ипрского яруса от кремнистых и глинистых гемипелагических известняков кампана – дата происходит через пачку мергелей (местами с прослоями конгломератов) монтского яруса (20 – 350 м). На ней залегает кремнево–фосфорито–карбонатная пачка ипра (20–50 м). Кремни находятся в основном в нижней и верхней частях фосфоритоносного интервала, который кроется верхним глинистым комплексом с глауконитом (северный район: месторождения М'эзайта, Сетиф, Калаа) или с железомарганцевыми рудами (южный район: месторождения Джеббель–онк, Гафса), или нумулитовыми известняками лютетского яруса (см. рис. 29,2).

Наличие нескольких карбонатных циклов, каждый из которых мог отложить пачки по 100–700 м мощностью, до наступления фосфоритогенической стадии развития бассейна можно увидеть в разрезах Алжира, Туниса и Марокко /54/. Здесь от сеномана до маастрихта существовал глубоководный мало дифференцированный бассейн, в котором фосфатотложение не фиксируется вплоть до эоцена (рис. 30). В этом бассейне отложилось до 1500 м карбонатов. В палеоцене бассейн регрессировал, после чего началась новая трансгрессия, сопровождавшаяся фосфоритообразованием по схеме последовательности отложений, сходной с каратауской /17, с. 175–177/.

Таким образом, наступлению фосфоритогенической стадии может пред-

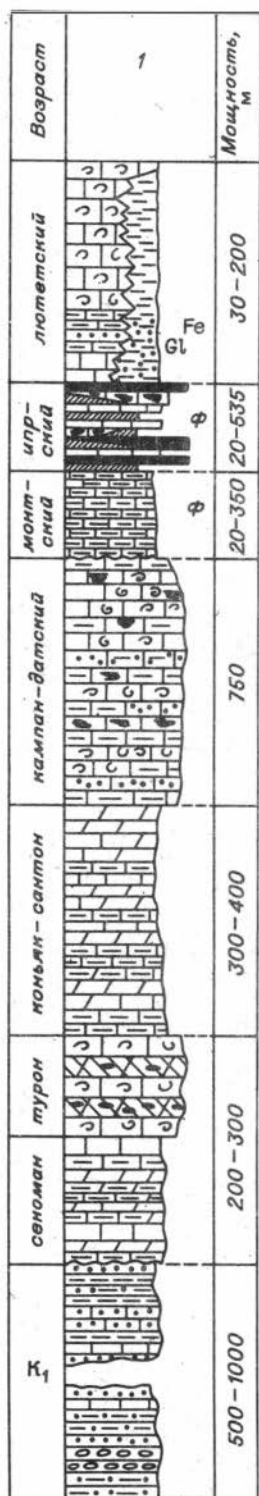


Рис. 29.

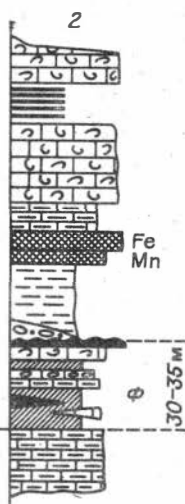


Рис. 29. Разрезы фосфоритовмещающих отложений Алжира (по /39, 54, 55/).

1 - сводный разрез; 2 - Джебель-Онк.

Рис. 30. Разрез фосфоритовмещающих отложений Марокко и Туниса (по /39, 54, 55/).

Рис. 31. Разрез месторождения Бу Краа (по /80/).

Рис. 32. Разрез месторождения Мардин, Турция (по /105/).

Рис. 33. Разрез фосфоритовмещающих отложений Гиссарского хребта (по /57/).

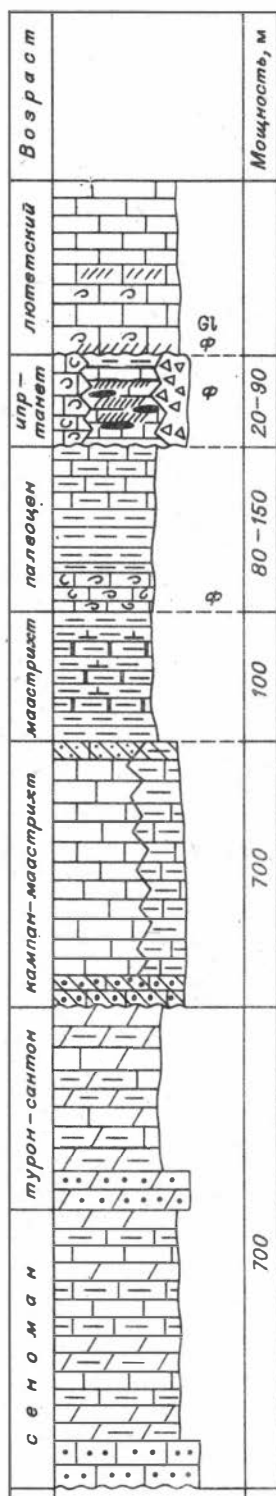


Рис. 30.

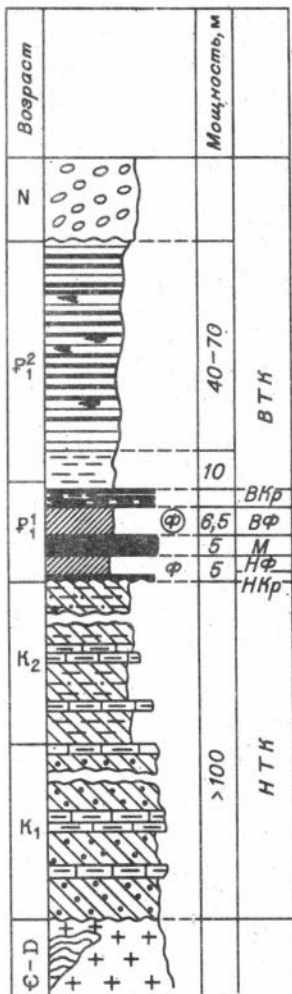


Рис. 31.

существовать отложение довольно мощных непродуктивных толщ, если до создания необходимого соотношения глубин в данном месте существовала открытая часть бассейна, которая, чтобы началось фосфоритоотложение, должна видоизмениться в краевую путем регрессии. Неподалеку могут существовать участки суши, которые начинают заливаться только при новой трансгрессии, и именно здесь в полной мере проявляется описанная выше агрегация.

Айюнский фосфоритоносный бассейн (Западная Сахара) [39]. Здесь располагается фосфоритовое месторождение Бу-Краа, строение которого достаточно показательно для наших целей (рис. 31). На складчатом палеозой-

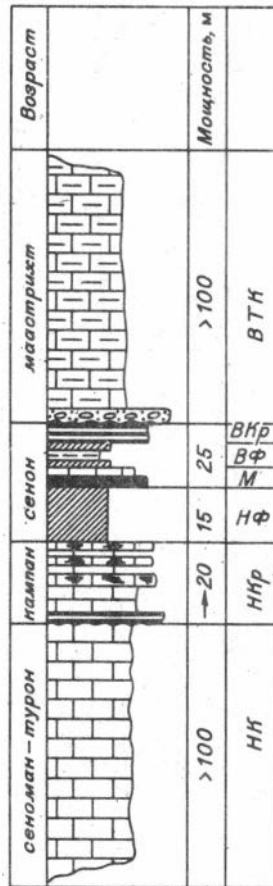


Рис. 32.

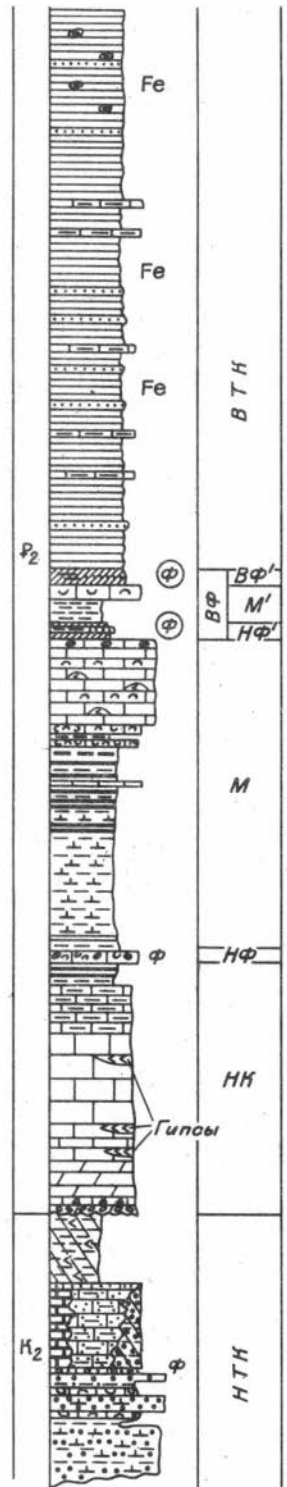


Рис. 33.

ском или кристаллическом фундаменте залегает ниже-верхнемеловая (ап-маастрихт) толща терригенных пород мощностью более 100 м. Внизу это пестроцветные мергели и песчаники, вверху пестроцветные глины и мергели. Непосредственно на пестроцветках с размывом залегает нижнепалеоценовая продуктивная пачка мощностью до 20 м. В ней различаются: нижний кремень (2–3 м); нижний (непромышленный) карбонатный пласт фосфоритов (5 м); затем средний кремень (массивные халцедонилиты – 5 м); выше следует верхний карбонатный высококачественный фосфорит (30–35% P_2O_5 , 6,5 м), кроющийся верхним глинистым кремнем (3–4 м), над которым располагается десятиметровая пачка глин, выше переходящая в кремнистые глины (40–70 м). В перечисленной последовательности присутствуют многие компоненты каратауской фосфоритоносной агрегации: нижний карбонатно-терригенный пестроцветный комплекс, более тонкозернистый в верхах; нижние и верхние кремни, межрудная пачка – кремневая (как сказано выше, глинисто-кремнистые межрудные отложения латерально могут переходить в существенно кремнистые); наконец, верхний сланцевый комплекс.

Отсутствуют карбонаты, являющиеся, очевидно, необязательным компонентом агрегации, если учесть, что они не связаны принципиально с механизмом биопродуктивности, а могут только быть индикаторами глубинности той или иной стадии развития акватории.

Небезынтересно рассмотреть здесь разрезы месторождений, тоже относящихся к Присредиземноморскому поясу, но несколько удаленных от него. В Турции пример такого месторождения – Мардин Диярбакырского фосфоритоносного района /105/. Здесь фосфоритоносны карбонатные отложения верхнего мела. На сеноман-туронской толще известняков с размывом залегает маломощный (до 50–60 м) фосфоритоносный кремнисто-карбонатный комплекс сенона. Он начинается слоем кремней, над которым следуют кремнистые известняки кампана (до 20 м). Выше залегает нижний (промышленный) слой фосфоритов (до 15 м). Он отделяется от верхнего (непромышленного) фосфоритового горизонта межрудной пачкой кремней и известняков небольшой мощности. Верхний горизонт представляет собой два метровых слоя бедных фосфоритов, разделенных слоем глины. Над верхним фосфоритовым горизонтом залегает пачка надрудных кремней, несогласно перекрытых толщей мергелей маастрихта с конгломератами в основании.

Этот разрез (рис. 32) прекрасно сопоставляется с каратауской моделью. Здесь можно различить пачку окремненных нижних карбонатов (или же это гомолог нижних кремней); нижний и верхний фосгоризонты; межрудную кремнево-карбонатную пачку и верхние кремни. Они залегают между двумя карбонатными толщами, из которых верхнюю, представленную мергелями, можно сравнить с верхним терригенным комплексом типа джиланской подсветы, в основании которой тоже фиксируются размывы и перерывы. Отсутствует выраженный нижний терригенный комплекс. Месторождение находится на периферии флишевого краевого прогиба Таврской геосинклинали, входя в мелководную зону, которая со стороны бассейна окаймляется фосфатно-глауконитовой терригенной фацией. Далее в сторону средней части бассейна следует кремнисто-известняковая зона, сменяющаяся флишевыми геосинклинальными фациями.

На дальней периферии Африкано-Аравийской провинции, но в том же поясе меловых – третичных отложений Тетиса находятся многочисленные фосфоритовые месторождения и проявления Средней Азии. Воспользуемся разрезом, приведенным в статье Н.С.Шатского /57, с. 96/. На южном склоне Гиссарского хребта на карбонатно-глинисто-песчаниковой частично

пестроцветной толще маастрихта залегает фосфоритоносный глинисто-карбонатный комплекс палеогена, кроющийся глинистой толщей. Эти три части разреза хорошо сопоставляются с каратауской моделью, здесь ясно выделяются нижний и верхний терригенные комплексы, между которыми залегает глинисто-карбонатный продуктивный (рис. 33).

Сходство прослеживается в деталях. В нижнем терригенном комплексе выделяются сероцветные карбонатные фации и отдельные прослои мелководных известняков-ракушечников; в карбонатных фациях комплекса местами фиксируются рассеянные желваки фосфатов; верхние слои комплекса представлены пестроцветными глинами (как и в подфосфоритовых отложениях египетского разреза).

Продуктивный комплекс (мощностью до 200 м) ложится на нижний терригенный комплекс с размывом. В нем выделяется толща нижних карбонатов (это известняки монского яруса, частично доломиты с гипсами мощностью до 85 м), которая в верхней части становится глинистой и переходит в темноцветную сланцево-глинистую толщу, в самых низах ее залегает горизонт известняков с фосфоритовыми желваками - нижний фосфоритовый горизонт.

Выше следует 60-70-метровая толща серых мергелистых глин, чередующихся с прослоями черных битуминозных сланцев, которых мало в средней части этой глинистой пачки. На глинах и сланцах лежат светлые известняки (25-30 м) с прослоями устричников и гипсов, над которыми следует верхняя фосфоритовая пачка. В строении этой глинисто-карбонатной межрудной пачки нетрудно усмотреть аналогию с межрудной пачкой в разрезе бассейна Фосфория (сланцево-кремнистой внизу и карбонатной сверху).

Верхний фосгоризонт здесь устроен также симметрично: различаются нижний и верхний фосфоритовые горизонты, разделенные межрудной пачкой темносланцевой (аргиллитовой, 3-6 м) внизу и ракушняково-карбонатной (3-4 м) вверху. Мощности фосфоритовых горизонтов 1-3 м. Нижний тоже разделяется глиной на два горизонта.

Надрудный верхний терригенный комплекс (170-200 м) отличается от нижнего. Это тонкозернистые и тонконаслоенные породы - аргиллиты, с подчиненными прослоями глин, песчаников, мергелей, иногда кремнистых. В толще в ряде горизонтов, особенно в верхней части, отмечается повышенная железистость, что сближает ее с описанными уже верхними терригенными комплексами.

К описанной гомоморфизации разреза с каратауской моделью можно подойти несколько иначе, а именно: считать, что здесь нет нижнего фосфорита, а присутствуют только верхний фосфорит и межрудная пачка, построенная симметрично: карбонат - сланец - карбонат. Однако здесь карбонаты межрудной пачки все же заметно отличаются от верхних: они более гомоморфны именно нижним доломитам как по облику, так и по взаимоотношению с нижними пестроцветами.

В других местах Ферганы - на месторождениях Гиссарак, Туполанг, Заргоб, Гулиоб, Обизаранг и других - картина несколько иная. На сузакских известняковых слоях залегает песчано-карбонатная толща (40 м) с отдельными горизонтами желваковых фосфоритов (алайские слои). На ней - песчаная толща (40 м) с линзами и прослойками желваковых фосфоритов, выше - песчано-глинисто-фосфоритовая толща (30-50 м), в которой преобладают глины, а в нижней и верхней частях содержатся пласты фосфоритов, имеющих основное значение для данной группы месторождений. Эти три подразделения можно сопоставить по значению с нижним фосгоризонтом, межрудной

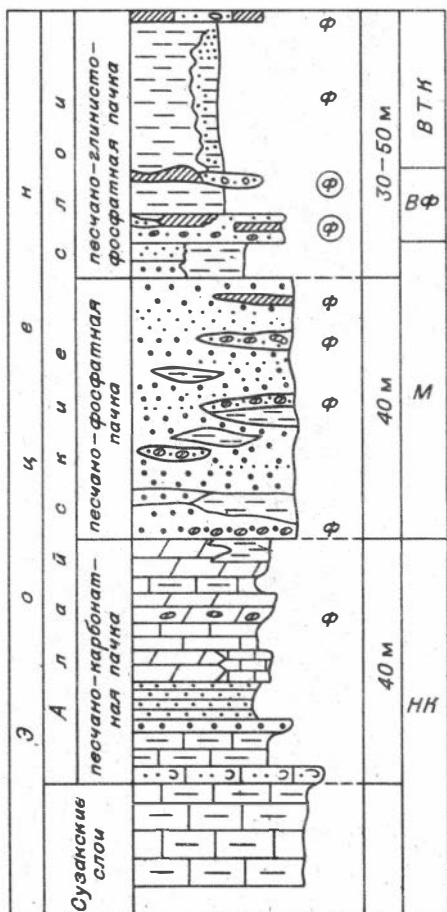


Рис. 34.

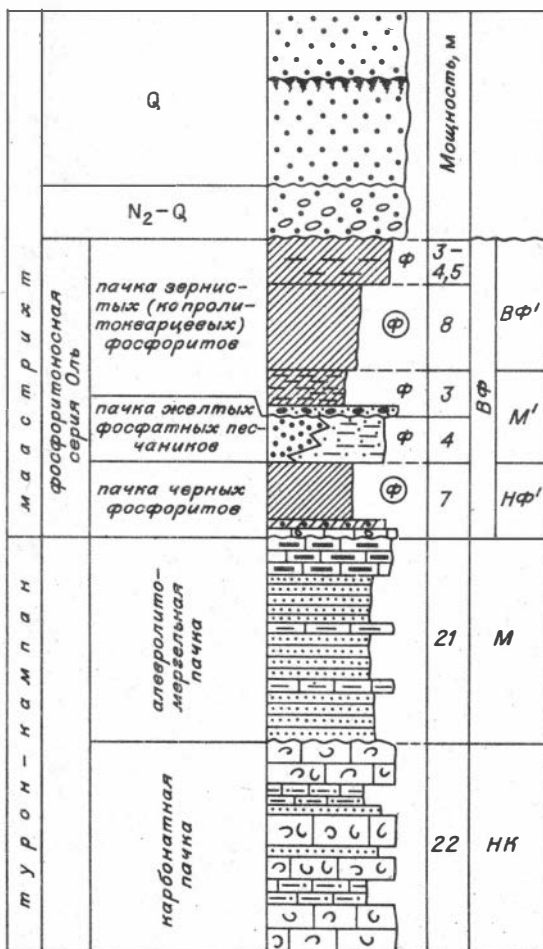


Рис. 36.

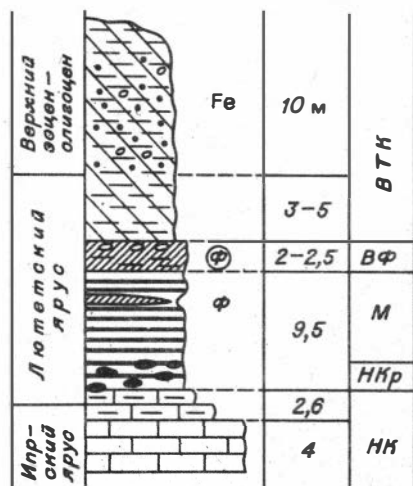


Рис. 35.

Рис. 34. Разрез фосфоритовых отложений Ферганы (по материалам Ш.Жураева).

Рис. 35. Разрез месторождения Тамгелель, Мали (по /48/)!.

Рис. 36. Разрез месторождения Нижняя Чивула, Конго (по материалам ГИГХС).

пачкой в песчаниковой фации и верхним горизонтом, который устроен так же, как и верхний фосфорит Фосфории – пачка Риторт (рис. 34).

Разрез расположенного значительно южнее зоны Средиземноморья месторождения Тамагелель (Мали) того же возраста, что и присредиземноморские (лютетский ярус). Здесь тоже наблюдается последовательность компонентов разреза, близкая каратауской модели:

ипрский ярус представлен серыми известняками (4 м), вверху заканчивающимися слоем белого мергеля (1 м);

выше начинается пачка серых глинистых сланцев, в нижней части с кремнистыми включениями. Если предыдущую пачку принять за "нижние карбонаты", то сланцы с кремневыми включениями можно определить как "нижний кремль";

вышележащая пачка серых сланцев (9 м) аналогична "сланцевой пачке". В ее верхней части встречаются маломощные слои фосфоритов;

серый фосфорит (2–2,5 м, 30% P_2O_5), глинистый внизу и конгломеративный в верхней части. Это, конечно, "верхний" фосфорит;

над фосфоритовым горизонтом следует "верхний терригенный комплекс", красноцветный и пестроцветный. Нижняя часть его (3–5 м) – это красные и серые (реже) глины и аргиллиты, а верхняя – пестроцветные ожелезненные аргиллиты с гравием (10 м) (рис. 35).

Еще южнее, в экваториальной Африке (Конго), известно месторождение фосфоритов Нижняя Чивула (рис. 36). Продуктивная пачка его представляет самостоятельный цикл, но сама является как бы верхним фосфоритом в такой последовательности: нижний карбонат (22 м) – органогенно-обломочные известняки с прослоями терригенных слоев, выше – темно-серые алевролиты (аналог сланцевой пачки, 21 м). Обе пачки имеют турон-кампанский возраст. Здесь нет кремней и нижних фосфоритов. На слое глинистых карбонатов, которыми заканчивается пачка алевролитов, с размывом и конгломеративным карбонатом в основании залегает фосфоритоносная серия Оль (маастрихт). Мощность пачки до 30 м. Начинается она (снизу) слоем зернистых фосфоритов, содержащих примесь кварцевого песка. В серии Оль можно выделить нижний и верхний фосфориты (по 7 м каждый); межрудную пачку, сложенную кварцевыми песчаниками с глинисто-фосфатным цементом (4 м), конгломератом (кварцевая галька, песчано-фосфатный цемент, 1 м), глинистым фосфоритом вверху (3 м). Над верхним слоем фосфорита лежит кварцевый песчаник с фосфатно-песчано-глинистым цементом (3–5 м).

Южно-Китайский бассейн платформы Янцзы (КНР, ДРВ)

Этот регион представляет собой сочетание участков с широким развитием слабодислоцированных кембрийских и синийских отложений, разделенных массивами древних образований, где, видимо, синийско-кембрийские слои не отлагались /4, с. 41/. Чехол платформы залегает с резким угловым несогласием на фундаменте, сложенном филлитами, слабо метаморфизованными алевролитами, песчаниками, относящимися к комплексу Банси, кварцитами и гнейсами, гранитами (комплекса Эбянь).

Наиболее крупные месторождения фосфоритов расположены в юго-западной части КНР – во впадине Синань. Разрезы их хорошо сопоставляются с каратауским.

Разрезы синийской системы (описание дается по /4/), разделенной

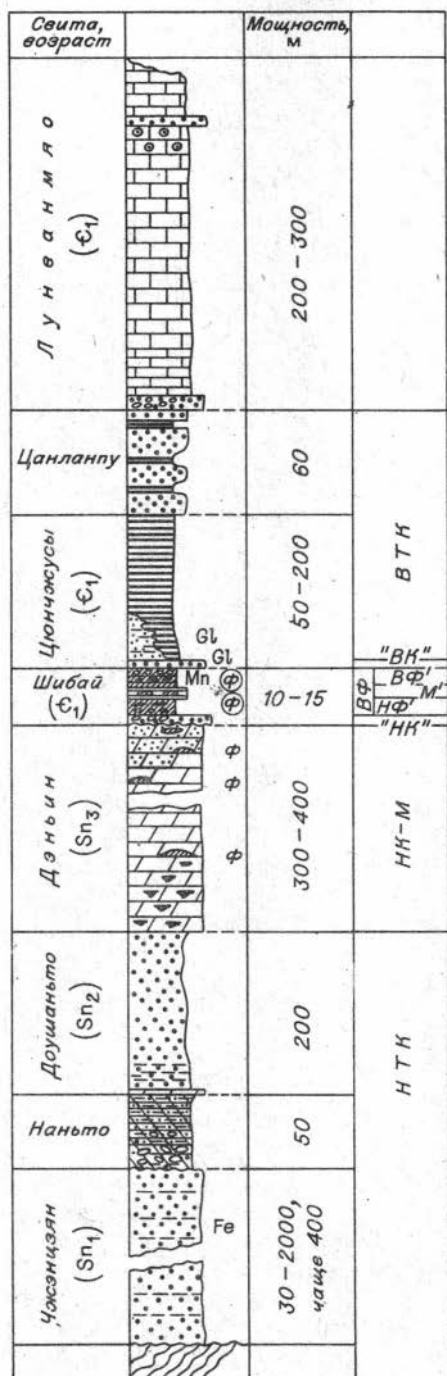


Рис. 37. Разрез фосфоритовмещающих отложений месторождения Кунъюан (по /4/).

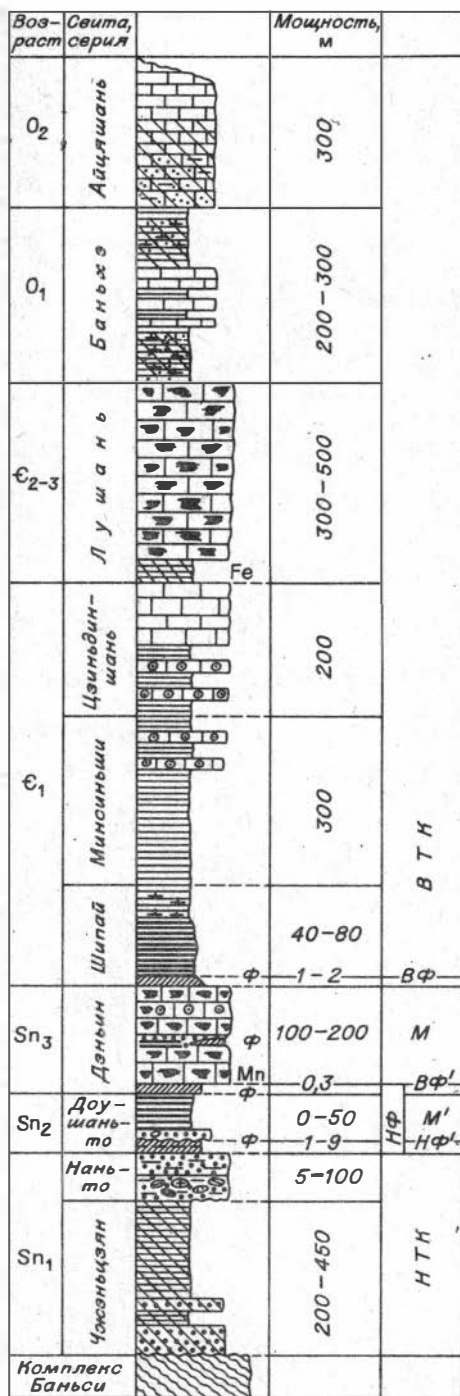


Рис. 38. Разрез фосфоритовмещающих отложений месторождения Кайъюан (по /4/).

на три отдела, здесь повсеместно начинаются пестроцветным (или красноцветным) терригенным комплексом, резко несогласно налегающим на фундамент (рис. 37, 38). Это красные, фиолетово-серо-зеленые, иногда серые аркозовые и кварцевые песчаники резко меняющейся мощности: от 20–30 до нескольких сотен метров (и даже до 2 тыс. м). Верхняя часть этого комплекса часто представлена глинистыми сланцами, красными и серыми. В районе г.Куньян в толще базальных песчаников имеются залежи железных руд и медистых песчаников. По всем этим качествам базальный комплекс впадины Синань очень сходен с нубийской формацией. В каратауском разрезе ее следует сравнивать с базальной частью кыршабактинской свиты. В /26/ свита Чжэнцзян, как обозначаются пестроцветные базальные песчаники и сланцы синийско-кембрийского комплекса, сопоставляется с малокарройской серией Каратау, что возможно, ибо в основании кыршабактинской свиты лежат тиллитоподобные конгломераты. Но так как вопрос этот в свете существующих данных неразрешим, лучше просто параллелизовать пестроцветы с пестроцветами (в разрезе месторождения Куньян "тиллиты" красноцветны) и считать их базальным терригенным комплексом.

Выше песчаниково-сланцевого базального комплекса следует пачка своеобразных конгломератов, представленных глинистой или глинисто-песчаной массой, в которой "плавают" гальки и валуны филлитов, кварцитов, гранитов, глинистых сланцев, окремнелых известняков. Она известна под названием формация Наньто или "тиллит Наньто". Мощность этих тиллоидов от нескольких до десятков метров. В верхней части тиллоиды переходят в пестроцветную карбонатно-сланцевую с песчаниками толщу мощностью до нескольких десятков метров.

Выше формации Наньто следует глинисто-сланцевая, или сланцево-известняковая, толща (свиты Сунлин или Доушаньто). Местами тиллоиды Наньто ложатся на подстилающий терригенный комплекс с размывом (разрез месторождения Куньян /4, фиг. 68,71; 110, с. 15–16/), из чего можно заключить, что, вероятно, как и в Хубсугульском бассейне, с них начинается новый цикл седиментации, в развитую фазу которого отлагались бескарбонатные сланцы и черные известняки, пестроцветные сланцы или даже песчаники, фашиально замещающие сланцы.

Карбонатно-сланцевая толща (Sn_2), залегающая над тиллоидами Наньто, фосфоритонасна. Фосфориты занимают в ней краевое положение — непосредственно над пачкой тиллоидов в подошве и в кровле черных сланцев Доушаньто, как это имеет место на месторождении Кайян /4, с.93–94/. На большей же части впадины Синань непосредственно над тиллоидами, в подошве сланцев Доушаньто фосфориты отсутствуют, а есть только слой доломитов (горизонт Люцзин) или пачка темно-серых кремнистых известняков (месторождение Цингуандун). Таким образом, в этом интервале разреза фосфориты занимают классическую позицию: под и над черносланцевой пачкой. Сланцы Доушаньто вместе с пачкой тиллоидов и сопровождающих их песчаников представляют собой отложения цикла, гомоморфного продуктивному циклу разреза Хубсугульского бассейна. Наиболее глубоководные компоненты цикла представлены черными сланцами, латерально переходящими в черные углистые известняки. Если рассматривать разрез детально, то можно заметить некоторые моменты, которые, казалось бы, противоречат изложенной гомоморфизации. Так, фосфорит месторождения Кайян, залегающий на песчаниках Наньто, отделяется от черных сланцев Доушаньто поверхностью размыва и слоем кварцевого гравелита; это может говорить о том, что фосфорит и черные сланцы относятся к разным циклам седимента-

ши. Следует заметить, что разбивка разреза на циклы по формальному правилу — от размыва до размыва, вкуче с утвердившимся мнением, что поверхность размыва всегда разделяет циклы, способна внести путаницу. Дело в том, что размывы могут быть сугубо локальным явлением, вторгшимся в любую закономерно формирующуюся последовательность.

Если на месторождении Кайян основной продуктивный горизонт находится в основании свиты Доушаньто, то в ряде других мест впадины Синань основной фосфоритовый слой занимает более высокое положение. Над свитой Доушаньто следует свита Деньин (Sn_3) — очень однородная по составу, а именно, сложенная почти сплошь светло-серыми строматолитовыми массивными доломитами, часто окремненными. Мощность доломита Деньин существенно меняется: от 100 до 1200 м. Фосфоритоносные пачки залегают непосредственно под и над доломитами Деньин, и есть случай (в разрезе месторождения Кайян), когда фосфоритовый слой (в сопровождении кварцевого песчаника и глинистого сланца мощностью в 1 м) залегает в средней части Деньин.

Выше доломитов Деньин находится следующая черно- и серосланцевая (уже нижнекембрийская) толща (свиты Шипай, Нютитан, Цзюньчоусы, Линсиньси, Улипай, Лэйбо), которая вверх по разрезу сменяется чередованием карбонатных и карбонатно-терригенных свит кембро-ордовика, местами пестроцветных. В этой последовательности доломит Деньин играет роль региональной межрудной пачки, наподобие пачек Рекс и Френсон бассейна Фосфория, разделяющих два сланцевых фосфоритоносных уровня, и, как и эти пачки, он латерально — в сторону более погруженных частей впадины Синань (на правобережье среднего течения р.Янцзы) — переходит в толщу глинистых бескарбонатных сланцев. В районе месторождения Куньян, как и в бассейне Фосфория, нижняя часть межрудной пачки (Деньин) более кремниста (гомолог пачки Рекс); верхняя бескремниста, запесочена (Френсон, Шедхорн). Кое-где более кремниста, правда, верхняя часть доломитов Деньин (месторождение № 39 /4, фиг. 42/), и здесь же средняя часть их более тонкослоиста, известковиста, кремниста. Трехчленное строение доломита Деньин делает его схожим с нижним доломитом Каратау. Сопоставляли Деньин с этим доломитом по положению в разрезе В.Г.Королев с соавторами /26/ и мы /17, с. 170/ на том основании, что фосфоритовый горизонт, являющийся основным на ряде месторождений Юго-Западного Китая, подстилается им. Кроме того, сам доломит имеет ряд литологических сходств с пачкой нижних доломитов Каратау. С другой стороны, все сказанное позволяет сопоставить Деньин и с бурым доломитом Каратау, точнее, бурый доломит + верхний карбонат А /17, с. 128/. Иначе говоря, доломиты Деньин — типично межрудная мелководная пачка, разделяющая более "глубокие" фазы седиментационных циклов, при переходе к которым и формируются фосфоритовые горизонты.

Последовавшая за отложением верхнего фосфоритового горизонта впадины Синань цепь событий также обнаруживает явные признаки цикличного развития бассейна. Однако фосфогенез более не повторялся, что соответствует истории времени шабактинской свиты кембро-ордовика Каратау. Местами развитие бассейна после отложения фосфоритов шло регрессивным путем (появление в нижнем ордовике районов № 36, 44, 45 впадины Синань) /4, фиг. 14/, терригенных пестроцветов и красноцветов. Местами трансгрессия развивалась непрерывно, с отложением черных массивных известняков с кремнями. Однако повсеместно несколько выше верхних фосфоритов в разрезе фиксируются гомологи джиланской подсвиты Каратау — тонкослоистые

глинисто-сланцевые и песчаные пестроцветные отложения с карбонатными прослоями, иногда глауконитоносные. А в разрезе месторождения Кайян, в 500–600 м выше верхнего фосфоритового слоя, в основании кремнисто-известняковой свиты Лушань (Є₂₋₃ по /4/) залегает слой кирпично-красных сланцев, который по позиции в разрезе удивительно хорошо соответствует слою аллитов в основании табинзуртинской свиты Боксон-Ухагольского суббассейна.

Очень напоминает свита Деньин нашу западносибирскую свиту верхнего рифея в Горной Шории /51, 53/. Фосфориты в последней известны непосредственно как над, так и под ней. Их, в стремлении получить лишь один уровень фосфоритоносности, нередко приписывают верхнему (пызасскому) уровню. Сопоставление с разрезом Южно-Китайской платформы показывает, что к возможности обнаружить продуктивный уровень и под западносибирской свитой следует относиться серьезно.

Строение околофосфоритового пространства на синаньских месторождениях в ряде случаев обнаруживает существенное сходство с разрезами фосфоритовых серий Каратау, Фосфории. Так, уже было упомянуто, что свита Доушаньто вместе с основным фосфоритовым пластом на месторождении Кайян сходна с пачкой Мид Пик. В КНР на месторождениях районов № 44, 45 /4, с. 77,78/ на доломите Деньин залегает пачка доломитовых известняков с линзочками кремней – это гомолог нижнего доломита и нижнего разреза Каратау; выше следуют глинисто-карбонатно-кремнистые сланцы (5 м) – гомолог сланцевой пачки; далее идет пачка фосфоритов; выше ее известняк с линзами кремня (4 м) – гомолог верхних кремней; еще выше расположены доломиты и известняки серые, кремнистые (6 м) – гомологи верхнего карбоната, крошащиеся слоем серого глинистого сланца (гомолог пачки Б Каратау), над которыми следуют массивные известняки свиты Цзюлаодун (50–70 м) – гомолог пачки В. Над этими массивными известняками находится свита Юйсянсы (150 м) – пестроцветные известковые песчаники и известняки – гомолог пачки Г.

В районе г.Куньмин на группе месторождений Куньян /110, 111/ фосфориты залегают в шikle третьем снизу от поверхности размыва, которой отделяются залегающие ниже слабо метаморфизованные пестроцветные отложения (алевролиты, сланцы) формации Мейдан – “фундамента” платформы. Первый шикл – незавершенный – отвечает налегающей на “фундамент” формации Чженцзян, начинающейся пластом базального конгломерата (0,5 м), на котором залегает толща красноватых песчаников (300 м). Второй шикл начинается “тиллитом Наньто” (7–8 м), залегающим с размывом и несогласно на Чженцзян. Над “тиллитом”, имеющим частично красноватую окраску, следует пестроцветная пачка песчаных и глинисто-алевритовых отложений. Эта пестроцветная формация Наньто покрывается стометровой толщей кварцевых песчаников с доломитами посредине. Данные песчаники (формация Фанцзяван – аналог сланцев Доушаньто) кроются трехсотметровой толщей доломитов – формацией Донглантан (аналог доломитов Деньин). Доломиты вверху фосфатны, внизу и вверху содержат кремни. Третий шикл – фосфоритоносный – отвечает формации Южукун, залегающей на Донглантан с размывом. Ее разрез следующий (снизу): 1) пачка глинистых красноватов с прослоями доломитов и зеленых песчаников (37 м); 2) доломиты с прослоями зеленых сланцев и песчаников (200 м); 3) пачка фосфатных доломитов с кремневыми прослойками и линзочками (11 м); 4) пачка переслаивания черных силицитов с алевритистыми доломитами; 5) нижний фосфоритовый горизонт (1 – 3 м); 6) межрудная пачка песчаных доломитов,

кремнистых алевритовых и глинистых сланцев (15 м); 7) верхний фосфоритовый горизонт – песчанистые, доломитовые и чистые фосфориты (25–27 м); 8) пачка доломитов, переслаивающихся с фосфатными и кремнистыми слоями (14 м); 9) размыв и затем толща черных, серых, пачками красноватых и зеленых алевритовых сланцев формации Цзянчжусы (до 200 м) со слоем глауконитового песчаного фосфорита (0,4 м) в основании.

Разрез третьего цикла гомоморфизмуется с каратауским: интервалы 1) и 2) – с кыршабактинской свитой – нижний терригенный комплекс; 3) – с нижним доломитом; 4) – с нижним кремневым горизонтом; 8) – с бурым доломитом и пачкой А, то есть – с верхним кремнем и верхним карбонатом; интервал 9) – с верхним терригенным комплексом. Как и в Каратау глауконитоносные породы в разрезе встречены несколько ниже и непосредственно выше продуктивной пачки, а в подошве нижнего кремневого горизонта наблюдается четкий размыв.

Таким образом, фосфоритоносные разрезы Южно-Китайского бассейна в общем плане и в деталях обнаруживают ту же последовательность компонентов разреза, что и месторождения Каратау, Фосфории, Африкано-Аравийской провинции. Здесь, как в разрезе хубсугульской серии, проявляется несколько фосфатных уровней, контролируемых региональной цикличностью, с двумя основными продуктивными горизонтами, которые залегают на один-два цикла выше подошвы сланцево-карбонатного комплекса чехла платформы.

Достаточно показательно также сопоставление с общей моделью разреза месторождения апатитов, являющихся метаморфизованными пластовыми фосфоритами в районе Северного Вьетнама у г. Лаокай, на южном борту впадины Синань /4, с. 81, 82/. По материалам, приводимым в /24/, разрез этого района таков (породы описываются в их дометаморфическом виде) (рис. 39):

Мощность, м

1. На древних образованиях (доломитовые мраморы или гнейсы) с резким несогласием залегают толща пестроцветных (зеленоцветных) карбонатно-сланцевых и песчаниковых (аркозы) отложений	100–300
2. Выше без видимого несогласия, но явно трансгрессивно залегают пачка конгломератов и брекчий с глинисто-кварцево-песчаным цементом	12–15
3. Глинистые и кремнисто-доломитовые сланцы, слегка фосфатные местами, углистые	80–100
4. Пачка слабо углистых глинистых доломитов	12–15
5. Пачка черных глинисто-доломитово-углисто-кремнистых сланцев, фосфатистых сверху	25–30
6. Слой доломитовых и кремнистых фосфоритов, углисто-глинистых	6–12
7. Пачка карбонатно-кремнистых или кремнисто-карбонатных сланцев, с отдельными прослоями фосфоритов (внизу)	20–30
8. Глинисто-алевроитовая фосфатная пачка, известковая	7–10
9. Кремнисто-глинисто-карбонатная, слегка фосфатная толща	25–40
10. Карбонатно-алевроито-глинистая толща (глинисто-сланцевая, известковистая)	60 и более.

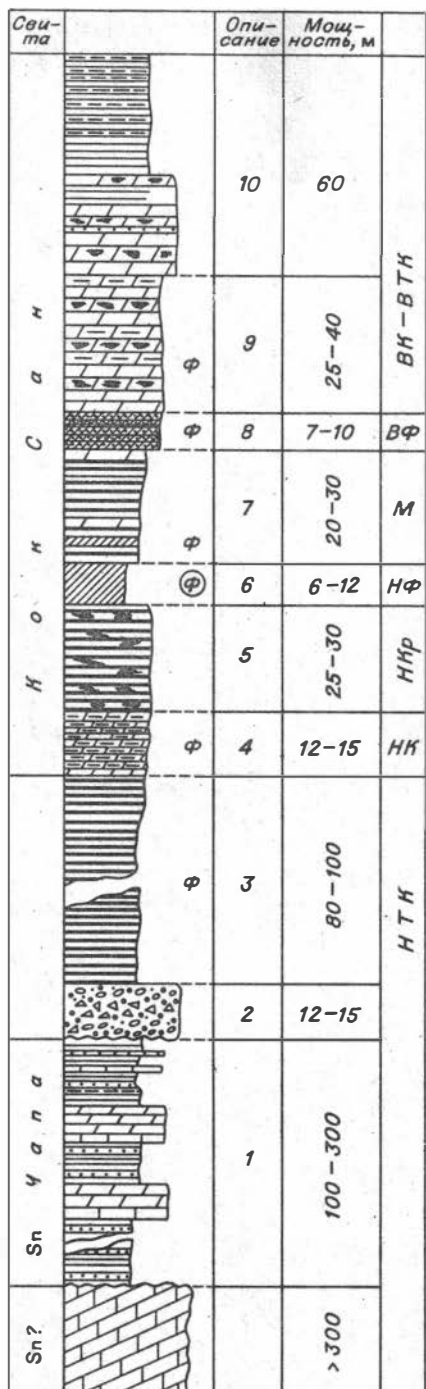


Рис. 39. Разрез месторождения Мау Кок, ДРВ (по /24/).

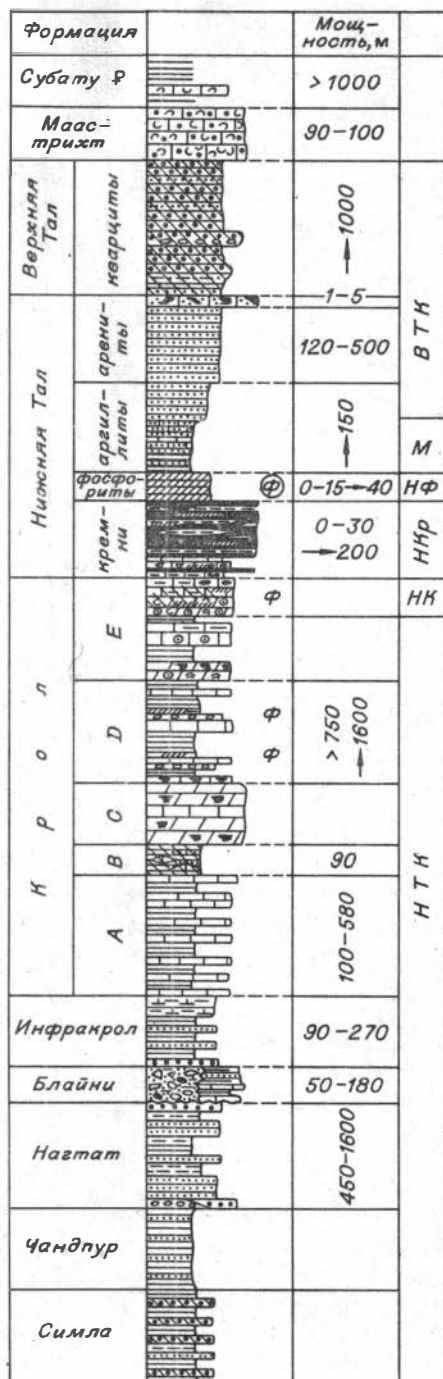


Рис. 40. Разрез фосфоритовмещающих отложений бассейна Тал, Индия (по /8, 81/).

В этом разрезе довольно легко увидеть последовательность, описываемую каратауской моделью. Описанные выше подразделения можно соответственно гомологизировать так:

- 1 - гомолог молассового комплекса, т.е. это аналог малокаройской серии Малого Каратау;
 - 2 - аналог "тиллитов" Наньто; гомолог базального конглобрекчиевого горизонта кыршабактинской свиты;
 - 3 - гомолог карбонатно-терригенной части кыршабактинской свиты.
- 2+3 - нижний терригенный комплекс. К нему можно причленить и 1;
- 4 - гомолог нижних доломитов;
 - 5 - гомолог нижнего кремневого горизонта;
 - 6 - нижний фосфорит;
 - 7 - межрудная сланцевая (фосфатно-кремнисто-сланцевая) пачка;
 - 8 - верхний фосфорит (часто верхние фосфориты песчанисты) или же гомолог бурого доломита Каратау в его песчаной (прибрежной) фашии;
 - 9 - 10 - гомолог верхнего терригенного комплекса (джиланской под-свиты, формаций Динвуди, Инка, Да'ла и др.).

Бассейн Тал (Малые Гималаи, Индия) ¹⁰

Фосфоритоносные отложения бассейна Тал обнажаются в нескольких складчатых структурах, вытянутых вдоль южного фаса Гималаев на территории штата Уттар Прадеш. Фосфориты обнажаются в узкой полосе, иногда выклиниваясь, на расстоянии до 120 км. Они типично "пластовые"; афанитовые и пеллетные, иногда строматолитовые, залегающие частыми слоями в карбонатных и кремнистых отложениях, образуя продуктивную пачку мощностью до 10 м, с содержанием P_2O_5 от 15 до 35%.

Возраст фосфоритов, как и ближайших из вмещающих формаций, не выяснен вследствие неопределенности возраста обнаруженной ископаемой фауны. Поэтому большую роль здесь играют соображения о непрерывности разреза и т.п. А.Д.Алувалия в 1980 г. критически разобрал все основания датировок, согласно которым возраст подстилающей и вмещающей фосфориты толщ варьирует от докембрия (по строматолитам и онколитам) до юры. В последнее время преобладает точка зрения о юрском возрасте фосфоритов вмещающей формации Нижняя Тал /81/. Надежно определен биостратиграфически только возраст слоя известняков, залегающих существенно выше фосфоритового горизонта (на три литостратиграфических единицы выше, около 1,5 км по мощности). Это маастрихт.

Бассейн Тал интересен тем, что в нем фосфориты залегают не в типично карбонатной толще, как в Каратау или в Хубсугульском бассейне, а среди существенно терригенной части разреза, что сближает его с египетскими и китайскими месторождениями. В то же время, забегая вперед, нужно отметить, что здесь можно увидеть многие компоненты каратауской модели. Сводный разрез бассейна Тал представлен на рис. 40.

В бассейне Тал не обнажен достоверный фундамент, резко отделяющийся от отложений, выполняющих бассейн. Как и в Каратау, здесь роль лежа играют геосинклинальные толщи не определенной еще мощности (но не ме-

¹⁰ Описан по /8 (с. 130-140); 66, 81, 92 - 94/ и по личным наблюдениям автора.

нее нескольких сотен метров). Наиболее древняя из типично геосинклинальных формаций региона – формация Симла. Это темные шиферы и красные песчаники, переслаивающиеся с серыми и красными аргиллитами, в которых наблюдаются граувакковые ритмы (признаки отложения в глубоких трогах). Выше Симла следует тоже типично геосинклинальная формация Чандпур: перемежающиеся тончайшие наслоенные филлиты и кварциты, шиферные сланцы; прослой амигдалоидных лав. Преобладают зеленые цвета пород. В каратауском разрезе этим свитам гомоморфна большекарройская граувакковая турбидитная свита (формация).

На формации Чандпур параллельно, местами с конгломератом в основании, залегает формация Нагтаг – мощная (450–1600 м) толща белых кварцевых песчаников (кварцитов), алевролитов, аргиллитов, филлитов, туффитных песчаников, которую многие рассматривают как молассу.

На ней с размывом лежат отложения тиллоидного типа: формация Блайни. Это пачка (50–180 м) несортированных пуддинговых конгломератов с обломками до валунных и глыбовых размеров, плохоокатанными и вовсе неокатанными. Обломки состоят из темных шиферов, кварцитов, жильного кварца, серых карбонатных пород, которые заключены в тончайшем глинисто-алевритистом или песчано-алевритовом матриксе. Конгломераты Блайни по простиранию могут переходить в розовые известняки, переслаивающиеся с красными сланцами. Формация, несмотря на сравнительно небольшую мощность, выдерживается по всем Западным Гималаям. Над нею располагается последовательность отложений, существенно отличающаяся от отложений ниже ее. Выше Блайни полностью отсутствуют граувакки и заметную (а в больших интервалах разреза и преобладающую) роль играют карбонатные породы, которые, как только что сказано, появляются уже на уровне конгломератов Блайни. Выше Блайни следует формация Инфра-Крол (90–270 м). Это сероцветные шиферы и кварциты, сверху – глинисто-известковистые сланцы.

Далее залегает мощная (1000–2000 ? м) глинисто-карбонатная формация Крол, подразделяющаяся на нижнюю, среднюю и верхнюю части, причем верхняя, в свою очередь, делится на три части. Их (и подчасти формации Крол) обозначают литерами А, В, С, D, E (снизу вверх).

Нижняя Крол (А) – толща мощностью 100–500 м, сложенная чередующимися светло- и темно-серыми, черными известняками с подчиненным количеством известково-глинистых сланцев.

Средняя Крол (В) – 90 м, тончайшеслоистые красные сланцы с известковыми линзочками и тонкими прослоями кремнистых известняков.

Верхняя Крол (триас) – существенно карбонатная толща мощностью до 1600 м (более реально, что до 1000 м). Нижняя пачка ее (С)¹¹ образована массивными серыми кремнистыми доломитами. Средняя (D) – существенно сланцевая. Сланцы – это глинистые известняки, переслаивающиеся с кремнистыми известняками; изредка встречаются слои конгломератов, пласты гипса. Отмечаются фосфатные слои. Верхняя часть (E) представлена известняками и доломитами с незначительным количеством прослоев серых и красных сланцев. В карбонатных породах (темные и светлые) часто отмечаются строматолитовые текстуры, пачки первично-черных

¹¹ Мощности пачек Верхней Крол в использованной нами литературе не даны.

тончайшеслоистых известняков (тоже "сланцев"). Наиболее верхняя часть пачки E выделяется как "переходные слои". Если в нижней части E преобладают светлые доломиты, то верхняя состоит преимущественно из желтоватых (на поверхности) глинистых пиритоносных известняков с примесью кварцевого песка.

В переходном интервале разреза верхов Крол фиксируются тонкие прослойки фосфатных пород, кремней, карбонатных брекчий. Вверх по разрезу переходные слои постепенно сменяются тонкослоистыми глинистыми известняками с прослойками кремней и фосфоритов, которые латерально могут переходить в нодулярные кремни: начинается формация Тал, разделяющаяся на нижнюю и верхнюю. В подошве Тал предполагается перерыв в осадконакоплении без осушения.

Нижняя Тал снизу состоит из пачки серых и черных (иногда цветных) кремней (силицитов), тонко и часто (по 2–5 см) перемежающихся с более светлыми слоями (возможно, с примесью глинистого материала). Основная пачка кремней (полосчатые, черные) содержит подчиненные прослойки карбонатов. В верхней части кремни нодулярные. Мощность ее от нескольких метров до 200 м. Местами пачка отсутствует.

Выше залегает продуктивный фосфоритовый горизонт мощностью от нескольких метров до 10, реже до 40 м. Фосфориты прослаиваются кремнями и темными карбонатами. В свежем виде фосфориты черные, афанитовые, пиритоносные, иногда отчетливо строматолитовые (например, на участке Дурмала). Мощности кремневого и фосфатного горизонтов обратно пропорциональны. На промышленных участках мощность кремневой пачки до 10 м. Там, где кремни выклиниваются, фосфориты залегают непосредственно на известняках Верхней Крол. Фосфоритовый горизонт залегает в основном над кремневой пачкой, но иногда фосфориты встречаются внутри кремней или как бы замещают ту или иную часть кремневой пачки, которая может переходить в фосфатные кремни.

Над продуктивным горизонтом следует пачка известковистых алевритистых аргиллитов (мощностью до 150 м), черных в нижней части, серых в остальной. Состав их полевошпатово-кварцевый; по существу, все эти сланцы не что иное, как тонкослоистые алевролиты. Отмечаются отдельные слои песчаников, местами – известняков. Вверх по разрезу отложения светлеют и "аргиллитовая" пачка переходит в "аренитовую" – тонкокослоистые алевролиты или алевритовые сланцы со следами оползаний осадка. Мощность пачки до 300 м. Аренитовая пачка завершается слоем кремнистых и железистых, слоями запесоченных известняков (1–5 м), очень выдержанным по площади ("нижние известняки"). Предполагается, что возраст Нижней Тал $J_2 - K_1$.

Выше следует формация Верхняя Тал – мощная (до 1000 м) толща белых кварцитов (песчаников), аркозов, прослоенных подчиненными слоями зеленых и серых сланцев, красных алевролитов с трещинами усыхания. Предполагается, что эта песчаная толща залегает на Нижней Тал с разрывом и перерывом.

Толща песчаников согласно кроется стометровой пачкой песчаных раковинных известняков ("верхние известняки") с фауной верхов верхнего мела.

Гомоморфизация описанного разреза с разрезами вышеупомянутых крупных фосфоритоносных бассейнов и, в частности, с каратауской моделью несложна. Отложения ниже конгломератовой пачки Блайни хорошо гомологизируются с зеленоцветной (иногда пестроцветной) граувакковой толщей

большекарройской свиты. Моласса (формация Нагтат) – гомолог коксуйской и малокарройской серий. Блайни является базальным конгломератом вышележащей существенно карбонатной серии – аналога тамдинской. Однако надо думать, что разрез бассейна Тал сочетает в себе гомологи различных бассейнов.

Пачки Инфра–Крол, Нижняя и Средняя Крол могут быть легко гомологизированы с кыршабактинской свитой, а Верхняя Крол – с нижним доломитом Каратау. Но более предпочтительно соотносить эту часть разреза с разрезом южно–китайской платформы Янцзы, где над тиллитоподобной пачкой конгломератов следуют сланцево–карбонатные или же существенно сланцевые отложения свиты Душаньто. Было отмечено, что эта свита представлена рядом пород – от песчаников до черных известняков и черных глинистых сланцев. Инфра–, Нижняя и Средняя Крол сложены близкими по типу отложениями: здесь внизу много песчаников, в середине много светлых и темных известняков, а сверху – красные сланцы. Разрез сходен и с кыршабактинской свитой (особенно Крол В), и с Душаньто.

Лежащая выше толща Верхняя Крол напоминает нижние доломиты Каратау (кремнистость, доломитовый состав, строматолитовые и онколитовые текстуры, глинистость средней части и здесь же фосфатонность, фосфатность и глинистость в верхах разреза). Но больше она походит на доломиты Денъин, особенно по мощности. Очень возможно, что если нижняя часть формации Крол более мелководна, то Верхняя Крол более глубоководна, чем Денъин, так как в ней больше темных карбонатов и сланцевых горизонтов. Фосфориты здесь не зернистые, как в Денъин или в нижнем доломите Каратау, а тоже афанитовые, или же это лишь повышено фосфатистые породы.

Выше Верхней Крол гомоморфизация еще более отчетлива. Мы видим горизонт нижних кремней, нижний фосфорит и сланцевую пачку. В последней сочетаются признаки черносланцевых фаций, свойственных разрезам Каратау, Фосфории, и алевролитовый состав, характерный местами для Фосфории и особенно для Джорджины.

В бассейне Тал, однако, акватория не возвратилась в фосфогеническое состояние с образованием "верхних фосфоритов". Как и в разрезах платформы Янцзы, здесь черносланцевая пачка вверх, минуя фазы верхних фосфоритов, кремней и карбонатов, переходит в серые сланцы и алевролиты большой мощности. Слой кремнистого и железистого известняка, вероятно, отражает условия железнакопления, возникающие в верхних частях "верхнего терригенного комплекса", выражаемые то пестроцветностью, то сидеритовыми конкрециями.

Кварциты и пестроцветы Верхней Тал отражают регрессивную фазу, последовавшую за отложением верхних алевролитов, подобно тому, как после алевритовых сланцев Динвуди стали отлагаться красноцветные песчаники, алевролиты и аргиллиты формации Чагуотер, содержащей выдержанные прослои очень мелководных известняков.

Таким образом, в разрезе бассейна Тал можно выделить отложения геосинклиальной стадии, орогенной и посторогенной, а в последней – отложения нижнего терригенного комплекса, нижние карбонаты, нижние кремни, нижние фосфориты, надрудную алевро–сланцевую пачку и верхний терригенный комплекс.

Фосфориты в Араваллийской супергруппе отложений образуют небольшие месторождения вокруг г.Удайпур. Запасы по изученным участкам невелики (десятки, первые сотни миллионов тонн), а качество первичных (невыветрелых) руд низко. Однако эти месторождения представляют существенный научный интерес потому, что, во-первых, фосфориты здесь представлены мало-распространенным строматолитовым типом, во-вторых, фосфоритоносные отложения имеют очень древний, нижнепротерозойский, возраст — от 2 до 2,5 млрд. лет, устанавливаемый по прорывающим гранитам, что, как теперь полагают, подтверждается и обликом строматолитов /40/. По отношению Sr/Rb возраст наиболее древней складчатости, преобразовавшей отложения Аравалли, — 2060 млн. лет.

О строении и составе супергруппы Аравалли до сих пор не существует единого мнения, нет и надежной картины стратиграфической последовательности. В частности, точно не установлено количество фосфоритоносных горизонтов. По материалам Д.М.Банерджи /62, 63/, в разрезе есть два фосфоритовых строматолитовых горизонта, разделенных песчанистыми филлитами и сланцами. По последним материалам А.Роя и Б.Паливала /100/, существует только один горизонт фосфоритов. Последняя точка зрения, пожалуй, верна, если принять во внимание разрез наиболее крупного из этих месторождений — Джамаркотра /76/. Вследствие интенсивных дислокаций и метаморфизма нет уверенности и в положении некоторых пачек и даже толщ супергруппы, как нет данных об истинных мощностях пачек и толщ. Тем не менее общая последовательность основных подразделений Аравалли и месторождений фосфоритов в ней установлены.

Араваллийская фосфогеническая провинция протягивается более чем на 250 км. Супергруппа резко несогласно покоится на высокометаморфизованном фундаменте из гнейсов, гранитов, слюдяных сланцев, мраморов и кварцитов, объединяемых в супергруппу Билвара, или Полосчатый гнейсовый комплекс (рис. 41). На Полосчатом гнейсовом комплексе (1) залегает базальная толща песчаников со сланцами, конгломератами и гравелитами в основании; это кварциты (формация) Дебари (I). Кварциты (кварцевые песчаники) желтоватые, серые, часто косослоистые. Вверх по разделу грубая зернистость пород сменяется более тонкой. Среди кварцитов есть аркозы. Мощность толщи кварцитов составляет не менее нескольких сотен метров.

По А. Рюю и Б. Паливалу /100/, в основании базальной толщи кварцитов имеются очень чистые, "отмытые" кварциты, горизонт железистых кварцитов, пиррофиллитовые сланцы, которые можно рассматривать как метаморфизованные алюминистые породы. Возможно, все это — следы переотложенных продуктов древней коры выветривания. Кроме того, по /100/, в базальных кварцитах залегают пачки зеленых сланцев, являющихся метавулканитами — лавами и пепловыми туфами.

На базальной кварцитовой толще залегает формация Матон (II), отличающаяся присутствием карбонатных пород, в том числе доломитов, а также углеродистых филлитов и шиферов (т.е. глинистых и алевроитовых сланцев), брекчий, биогермных фосфоритов, кварцитов. Выше залегает верхний терригенный комплекс, внизу представленный филлитами, лититовыми аренитами (граувакками), известковыми филлитами и биотитовыми сланцами. Выше

¹² По /62-64, 76, 84, 100, 102/ и личным наблюдениям автора.

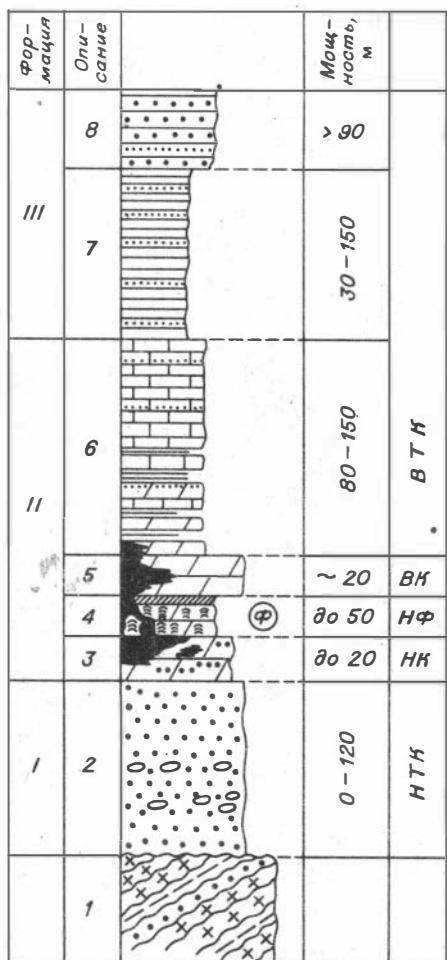


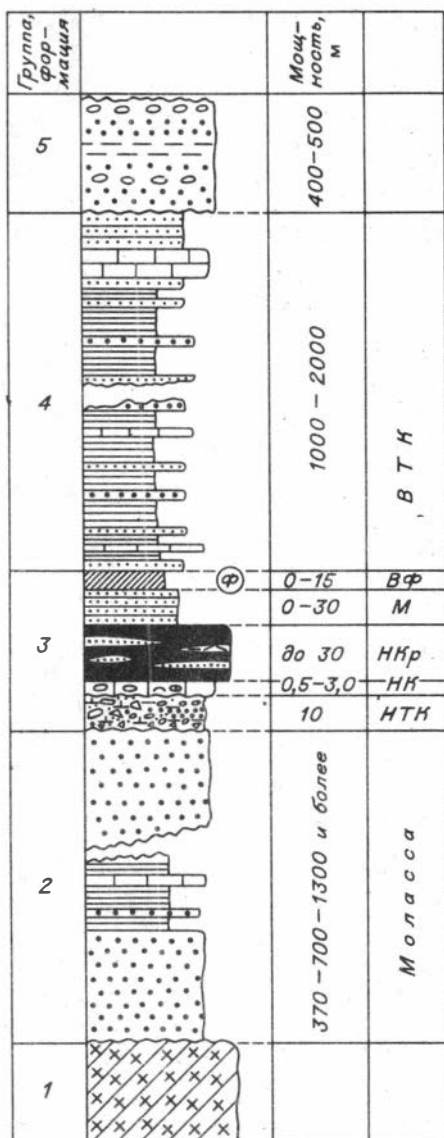
Рис. 41. Разрез месторождений группы Матон-Джамаркотра, Индия (по /76, 84/).

Рис. 42. Разрез фосфоритовмещающих отложений бассейна Пенджарра, Бенин, Верхняя Вольта (по /108/).

1 - фундамент; 2 - группа Дапанго-Бамбуака или Мекру Джорджес; 3 - формация Коджари; 4 - формация Пенджари; 5 - группа Обосум.

этих относительно тонкозернистых отложений следует формация Удайпур (III): песчаные филлиты, граувакки и "дикий флиш"; затем лититовые и плитняковые кварциты, косослоистые кварциты. Мощность каждой из перечисленных толщ составляет несколько сотен метров, а возможно, и больше.

Наиболее интересна для наших целей сланцево-карбонатная толща - фор-



машия Матон, содержащая горизонт фосфоритов. Она существенно карбонатна. А.Рой и Б.Паливал даже называют ее карбонатным комплексом /100/. Это не чисто карбонатная толща, а "комплекс преимущественно карбонатных пород", который залегает на кварцитах нижнего терригенного комплекса с постепенным переходом. Как показало детальное изучение /100/, в нем присутствует один строматолитовый фосфоритовый горизонт.

К наиболее показательным относится разрез месторождения Джамаркотра (см. рис. 41). Здесь на толще базальных кварцитов (2) мощностью около 100 м залегает карбонатная толща мощностью в первые сотни метров. Ее нижняя часть представлена пачкой доломитов (3), отделяющих от кварцитов фосфоритовый горизонт мощностью до 20 м, — гомолог нижних (подфосфатных) доломитов: они действительно внешне сходны с каратаускими "нижними" доломитами. Это грубонаслоенные или неяснослоистые массивные доломиты, зеленоватые и буроватые, желтоватые, ожелезненные с выветренной поверхности, содержащие примесь глинистого материала и линзочки белого кварцевого песка, иногда брекчированные. Есть примазки черного афанитового фосфата. Контакт их с фосфоритовым горизонтом не виден, но признаков того, что между фосфоритами и этими доломитами залегает какая-либо кремневая пачка, не наблюдается, однако фиксируются окварцевание, брекчированность.

Продуктивный горизонт представляет собой строматолитовые фосфориты (4): фосфатные столбики-биогермы, фосфатизированные по элементам их структуры и чаще всего не полностью, а частично (т.е. имеются нефосфатные элементы — перегородки, внутрибиогермное пространство), заключенные в нефосфатную карбонатную массу, в которой, однако, встречаются неокатанные фрагменты фосфатных строматолитовых карбонатов. Кроме того, имеются и "пластовые" фосфориты, возможно, являющие собой одну из разновидностей строматолитовых текстур типа водорослевых матов /102/. Мощность продуктивного горизонта (содержание P_2O_5 8–22%) от 10 до 55 м; в среднем по месторождению 15 м. В кровле фосфоритоносной пачки почти всегда залегает 0,5–1,5-метровый слой не столбчатых, а горизонтально-слоистых ("пластовых") строматолитовых фосфоритов. Выше продуктивного горизонта залегает пачка массивных светло-серых, почти белых доломитов с видимой мощностью (на карьере Джамаркотра) в первые десятки метров (5). Над этим массивным светлым доломитом залегает толща светло-серых тонкозернистых и пелитоморфных ясноплитчатых частонаслоенных (толщина слоев от нескольких сантиметров до полуметра) доломитов с тонкими (десятки сантиметров) прослоями алевропесчаных и глинистых пород (слюдистые сланцы). Видимая мощность 80–150 м (6). Прослои терригенных пород явно преобладают в нижней части толщи, непосредственно выше массивных светлых доломитов. В целом толща окрашена в красноватые тона, в отдельных пачках красноватая окраска очень отчетлива вследствие ожелезненности пород. Не видно строматолитовых текстур, по крайней мере в типичном выражении. Выше карбонатной толщи следует вначале толща филлитов (7) до 130 м мощностью, над которыми расположена толща "литойдных аренитов", зеленовато-серых плотных алевролитов (8) мощностью более 80 м.

На месторождении Матон в основании фосфоритоносной толщи лежат базальные кварциты; выше — продуктивный горизонт строматолитовых фосфоритов (0,5–70 м, P_2O_5 около 26%). Как и на Джамаркотре, верхняя часть горизонта (до 1,5 м мощностью) представлена плоскослоистыми "пластовыми" фосфоритами, на которых с резким контактом залегают "джаспероидные

кварциты" – плотные коричневатые кремнистые породы, сложенные тонкозернистым кварцем. Джаспероидные кварциты новообразованные. Они развиваются по карбонатам и кварцитам, местами брекчированы. Замешая строматолитовый фосфорит, кремнистое вещество развивается только в межстолбчатом пространстве, а фосфатные биогермы остаются неизмененными. В других местах месторождения Матон фосфоритовмещающие карбонаты не замещены кремнеземом и строматолитовый фосфорит залегает здесь между доломитовыми пачками.

В сводном виде разрез фосфоритовмещающей толщи подстилается базальными кварцитами, в которых А.Рой и Б.Паливал /100/ выделяют также и метаморфизованные вулканогенные пачки. На базальном вулканогенно (?)–терригенном комплексе залегает формация Матон (формация В, по А.Рою и Б.Паливалу): фосфоритоносная, карбонатная в значительной части объема, но содержащая горизонты (крупные линзы) черных сланцев, филлитов с линзами карбонатов и карбонатные филлиты. Наличие кремнистых пород на уровне продуктивного горизонта или в непосредственной близости к нему (ниже и выше) побуждает к гомологизации их с прифосфоритовыми кремнями. Наличие гальки джаспероидных кварцитов с угловатыми обломками фосфатных строматолитов в основании продуктивного горизонта /102/ говорит о том, что кремнистые породы возникали и до образования основного продуктивного слоя и что окремнение происходило сингенетично фосфоритообразованию. Окремнение могло быть вызвано обилием седиментогенного кремнезема в каких-то фосфоритовмещающих пачках.

Верхняя часть разреза – формация Удайпур – представлена внизу песчано-алевритовыми породами, граувакками, глинистыми пачками (филлитами), сверху переходящими в более крупнозернистые кварциты. По А.Рою и Б.Паливалу /100/, к западу от Араваллийского пояса, где обнажены перечисленные толщи араваллийской супергруппы, расположена глинисто-сланцевая зона, отвечающая в возрастном отношении всем араваллийским формациям. Здесь, как считают данные авторы, располагалась глубоководная часть араваллийского бассейна, в то время как фосфоритоносная часть была существенно замкнутым эпиконтинентальным морем.

Не вдаваясь в подробности, касающиеся состава и строения интенсивно деформированного, преобразованного и сложно построенного геологического тела, именуемого Араваллийской супергруппой, и несмотря на специфику облика араваллийских строматолитовых фосфоритов, отметим лишь основные черты сходства разрезов, содержащих фосфориты, с разрезом каратауской модели. Как и в большинстве крупных фосфоритоносных бассейнов, в араваллийской провинции разрез снизу начинается с "базального терригенного комплекса", над которым залегает пачка "нижних доломитов" (запесоченных, брекчированных, окремненных). Далее следует продуктивный горизонт, над которым (как и в Каратау) находится пачка массивных доломитов, перекрывающаяся толщей бескремнистых доломитов и известняков, содержащих в нижней части заметное количество алевритовых и глинистых (бывших такими до метаморфизма) прослоев. Это гомолог джиланской подсвиты Каратау (верхний терригенный комплекс). Если в Каратау выше джиланской подсвиты следовала мощная карбонатная толща, в верхах переходящая в алевритовую, то в Аравалли, как и в разрезах бассейнов Фосфория, Джорджина, Южно-Китайском и Тал, над терригенно-карбонатной частью "верхнего терригенного" комплекса сразу следуют толщи песчаных глинистых сланцев, литоидные арены (см. рис. 41), вверх переходящие в мощную толщу граувакковых и кварцевых песчаников удайпурской формации.

В региональном плане картина более сложна. Толща базальных кварцитов представляет сочетание вулканогенных пород, филлитов с рядом горизонтов конгломератов, Формация Матон, помимо карбонатных пород, содержит линзующиеся пачки песчанистых глинистых сланцев (филлитов), глинисто-кремнистых (кварцево-серицитовых) сланцев, черных сланцев (углистых филлитов). Фосфоритоносный интервал разреза содержит брекчии, видимо, синседиментационного характера. Надпродуктивные отложения также иногда содержат пачки углистых филлитов и других сланцев. Все эти детали еще больше сближают картину геологической позиции араваллийских фосфоритов с моделью эталонных фосфоритоносных бассейнов, но без данных о точном положении в разрезе использовать их пока нельзя.

Важен вопрос о количестве фосфоритовых горизонтов. Сейчас существуют два мнения на этот счет: если А.Рой и Б.Паливал утверждают, что имеется только один горизонт /100/, то геологи-производственники считают, что есть два разных горизонта строматолитовых фосфоритов /84, с.13/, которые, как следует из опубликованных представлений о сводном разрезе /62/, могут разделяться межрудной пачкой кремнисто-глинистых сланцев и глинисто-алевритовых отложений. Последнее соответствует приведенным выше представлениям о строении основных продуктивных горизонтов.

Араваллийские строматолитовые фосфориты считаются необычными по происхождению, и о механизме их образования ведутся оживленные дискуссии. Наблюдаются противоречивые факты, а именно: высокая избирательность фосфатизации столбиков строматолитов, с одной стороны, и неполная фосфатизация их элементов — с другой; имеются явно синседиментационные обломки фосфатных строматолитов; ассоциация фосфатного материала исключительно с биогермами и в то же время неполностью фосфатные биогермы, и т.д. /102, с. 15,16/. В итоге, хотя имеются признаки, общие с другими месторождениями фосфоритов (отложения шельфового или замкнуто-бассейнового происхождения, присутствие свит, типичных для зон апвеллинга, нахождение зоны фосфоритоосаждения на западном краю кратона и др.), нет доказательств, что фосфат выпадал непосредственно из вод и заместил уже сформированные водорослевые образования /102, с. 14/. Все это дает основания некоторым исследователям считать, что данные месторождения не укладываются в систему современных знаний и что открытие араваллийских фосфоритов было полной неожиданностью /106/.

Нам представляется, что не следует придавать большого значения созданию "точной" картины действия механизмов фиксации фосфатов в отложениях. Эти механизмы чрезвычайно разнообразны и не служат ключом к успешному прогнозированию. Главное, что возникает устойчивый поднос фосфатов в такую зону, где могут проявляться хотя бы немногие из набора механизмов фиксации. Такая зона по всем параметрам располагается на морском мелководье, а резервы растворенных фосфатов концентрируются в относительно глубоких водах. Только циркуляция типа апвеллинга может обеспечить необходимое звено в цепи событий, приводящих к формированию месторождения.

С другой стороны, вроде бы не вызывает сомнений то, что водорослево-бактериальная слизь, фиксирующая карбонат и строящая биогермы, первично фосфаты не осаждала, иначе бы мы наблюдали как минимум в одном горизонте полностью фосфатные биогермы. Факт неполной все же фосфатности элементов биогермов, единая "рубашка" из фосфата вокруг всего биогерма (столбика) говорят о поздней по отношению ко времени формирования элементов биогерма фосфатизации. Наиболее правдоподобной может оказаться

гипотеза о несколько запаздывающей, но синседиментационной избирательной фосфатизации биогермов. Видимо, фосфатизация происходила после образования очередного элемента биогерма, но до возникновения следующего.

Если строение араваллийского фосфоритоносного разреза близко к каратауской модели, то, вероятно, общие условия осадконакопления и характер бассейна араваллийской провинции были сходны с таковыми для других фосфоритоносных бассейнов. Аналогична и позиция араваллийских фосфоритов в вертикальной последовательности пачек и слоев. Следовательно, механизмом фиксации, хотя и мог отличаться от механизмов, действующих в других бассейнах, но вызван был общими для всех бассейнов причинами – высокой биопродуктивностью, насыщающей илы фосфатами и органикой, и соприкосновением бескислородных фосфатоносных вод с этими илами, которые обладают восстановительными свойствами /70–72/. Можно сказать (учитывая высокую избирательность фосфатораспределения в араваллийских строматолитах), что каждый биогерм–столбик играл роль включения, обогащенного органикой. Нам известны не вызывающие особых дискуссий, хотя еще не совсем понятые по своему механизму фосфатизированные органические включения в осадках и морской воде. Это куски древесины, ядра раковин (некогда заполненные органическим веществом), прочие скопления животных и растительных тканей, фекалий. Фосфаты, притекающие из окружающего пространства (будь то поровые растворы или придонные воды), будут выпадать в области с повышенным содержанием органики (или по периферии такой области), пока она вся не заместится или не утратит восстановительных свойств. Так формируются фосфатные включения по богатым органикой частям осадка. Форма фосфатного новообразования зависит от формы таких замещаемых частей осадка. Они могут быть округлыми (тогда возникают желваки), продолговатыми, слоистыми и т.п.

Биогермы строматолитов, формирующиеся в приповерхностном слое ила на дне Араваллийского моря, представляли собой богатые органикой включения. С их формированием совпал момент подноса в зону роста вод, обогащенных фосфатом, что и привело к синседиментационной фосфатизации подавляющего большинства биогермов, которая в деталях обнаруживает нерегулярности, как и всякий процесс наложенного характера.

Все сказанное относится и к другим месторождениям строматолитовых фосфоритов, например к фосфоритам белкинской свиты в Горной Шории /49/. Горношорские фосфатные строматолиты служат подтверждением изложенного выше рассуждения, так как здесь мы видим не только фосфатизированные столбики, а большей частью фосфатизированные биогермы иных форм. Фосфатные строматолиты можно увидеть и в разрезе фосфоритоносных отложений бассейнов Тал и Каратау, в формации Торнтония из бассейна Джорджина /107/. И во всех этих случаях они морфологически разные. Следовательно, строматолитовые фосфориты есть следствие частной особенности процесса фиксации фосфатов в биопродуктивных зонах, возникающих благодаря сходному строению краевых частей континентов и однотипной циркуляции морских вод.

Примечательно, что аналогично фосфату ведет себя кремнезем, который тоже очень часто избирательно замещает те области осадка, которые были обогащены органическим веществом: куски древесины, раковины, биогермы. На территории бассейна Каратау избирательное замещение кремнеземом тех или иных частей биогермов можно наблюдать в различных горизонтах шабактинской свиты, причем избирательность окремнения сочетается с явными признаками его наложенности на уже сформированные карбонатные

биогермные постройки /17, с.123, 124/. Особенно же ярко избирательное окремнение в разрезе Каратау выражено в доломитах чичканской свиты малокарыйской серии. В северной части Малого Каратау, в районе урочища Батырбай, обнажена пачка строматолитовых доломитов чичканской свиты мощностью порядка 100 м. Биогермы здесь выражены тонкими столбиками, которые очень избирательно замещены кремнеземом сургучного цвета, а межбиогермное пространство представлено чистым незамещенным доломитом. Внешне (если отвлечься от состава вещества, заместившего столбчатые карбонатные биогермы, от размеров биогермов) эти породы чрезвычайно сходны с араваллийскими строматолитовыми фосфоритами. Различие здесь только в агенте замещения; механизмы же формирования и кремневых, и фосфатных строматолитов, судя по всему, были идентичны.

Бассейн Пенджарра (Верхняя Вольта, Нигер, Бенин)/108/

В разрезе фосфоритовмещающих толщ на этой территории юго-западной Африки – по краю Западно-Африканского кратона, имеющей довольно сложное строение, различаются три основные части. На протерозойском фундаменте несогласно лежит мощная (370–1300, возможно, до нескольких тысяч метров) терригенная группа Дапанго-Бамбуака; на ней – еще более мощная (до 2–4 тыс.м) тоже терригенная группа Пенджари, несогласно перекрываемая груботерригенной группой Обосум предположительно нижнекембрийского возраста. В этом существенно терригенном разрезе фосфоритоносная формация Коджари мощностью до 70–80 м залегает в основании группы Пенджари.

Группа Пенджари по территории существенно изменяется по составу. В северной части бассейна и в складчатом поясе Дагомеид ей соответствует группа Мекру Джорджес, в которой развиты или красные сланцы, местами с базальтоидами между двумя песчано-кварцитовыми формациями, или сланцы с подчиненными прослоями алевролитов.

Фосфоритовые месторождения расположены по границе между Западно-Африканским кратоном и орогеническим поясом Дагомеид. На самом кратоне стратиграфические эквиваленты фосфоритоносной формации Коджари фосфоритных пород не содержат. Наиболее богатые и монолитные залежи фосфоритов (месторождения Коджари, Арли) находятся на краю кратона, где формация Коджари лежит прямо на фундаменте. По мере удаления от кратона фосфориты утоняются, разубоживаются и рассеиваются в толще алевритовых сланцев. Здесь фосфоритоносная формация залегает над эрозионной поверхностью, глубоко врезанной в группу Мекру Джорджес.

В районе богатых залежей разрез в сводном виде выглядит следующим образом (рис. 42, см. с.79). На протерозойском фундаменте (1) возрастом 1,8 млрд.лет залегает терригенная группа Дапанго-Бамбуака (2), представляющая две кварцито-песчаниковые формации, между которыми находится сланцево-песчаная формация с отдельными пачками известняков. Возраст группы датируется 993 ± 62 млн.лет, т.е. соответствует нижнему-среднему рифею.

Группа Пенджари (3,4) залегает на нижележащих отложениях, заполняя широкие эрозионные каналы, прорезающие группу Дапанго-Бамбуака вплоть до фундамента.

Формация Коджари (3), которой начинается группа Пенджари – Мекру Бенд, залегает, таким образом, с глубоким размывом и угловым несогла-

сией на терригенной группе. В основании Коджари лежит тонкий (10 см) слой полосчатой брекчии, состоящий из обломков подстилающих кварцитов. Выше залегает десятиметровая пачка "тиллитов" (кавычки наши. — Э.Е.), сложенных валунами гранитов, кварца, риолитов, песчаников, амфиболитов, гнейсов, кристаллических сланцев, "плавающих" в глинисто-песчано-карбонатном цементе. Эти образования могут латерально переходить в конгломераты и содержат прослой хорошо перемытых песчаников.

На пачке "тиллитов" с размывом лежит слой доломитового известняка, часто брекчированного (0,5–3 м), содержащего баритовые конкреции с валунами кварцитов (кварцевых песчаников) из подстилающих отложений. Над известняком — пачка пластовых кремней (25–30 м), прослоенных алевроитовыми сланцами и туффитами. Далее следуют глинистые и слюдистые алевролиты (0–30 м), а выше — фосфориты (0–15 м). Местами фосфориты залегают непосредственно на кремнях, почему считаются стратиграфическим эквивалентом глинистых алевролитов, но нам представляется, что здесь могут выклиниваться сами алевролиты. По строматолитам и спорам формация Коджари датируется вендом.

Над фосфоритоносной формацией залегает формация Пенджари (4): монотонное флишеподобное чередование зеленых глинистых сланцев и граувакк; в толще имеются редкие и тонкие прослои известняков. Мощность формации 1–2 тыс. м, возможно, более. Лежащая выше нижнекембрийская (?) группа Обосум (5) мощностью 400–500 м представляет собой толщу конгломератов, песчаников, сланцев, часто красноцветных. Ее рассматривают как континентальную молассу дагомейд.

Описанный разрез вполне сопоставляется с каратауской моделью. Терригенные группы Дапанга–Бамбуака и Мекру Джорджес гомологичны геосинклинально-орогенному комплексу из коксуйской и малокаройской серий Каратау, дархатской серии Хубсугульского прогиба. Валунные тиллитоподобные конгломераты в основании формации Коджари обозначают новый трансгрессивный этап, гомологичный "базальному терригенному комплексу". На тиллоидах залегает "нижний доломит", хотя и маломощный, но содержащий основные признаки нижних доломитов: брекчированность и волнисто-наслоенную текстуру, обломки нижележащих пород, запесоченность, карманообразное залегание.

С чем гомологизируется кремневая пачка, пояснять не нужно. Над кремнями отсутствует "нижний" фосфорит, а сразу начинается "межрудная" пачка алевролитов, крошущаяся "верхним" фосфоритом (позиция, противоположная разрезу бассейна Тал, где под кремнями лежат "нижние" фосфориты и отсутствуют "верхние", хотя "межрудные" сланцы и алевролиты имеются). А выше, как и можно было ожидать, следует верхний терригенный тонкозернистый и часто наслоенный комплекс сланцев и алевролитов, вверху сменяющийся регрессивными отложениями — красноцветной молассой (гомолог формации Чагуотер бассейна Фосфория).

Разрез бассейна Пенджарра интересен тем, что при легко обнаруживаемом сходстве последовательности его основных компонентов с рассматриваемой моделью в нем очень слабо развита карбонатная составляющая. Модель опознается благодаря кремням, нижнему доломиту, базальным псефитам, верхнему сланцевому комплексу. Следовательно, установленная агрегация может вырисовываться и на существенно терригенном фоне, в то время как до сих пор считалось, что фосфориты каратауской модели связаны с карбонатными комплексами.

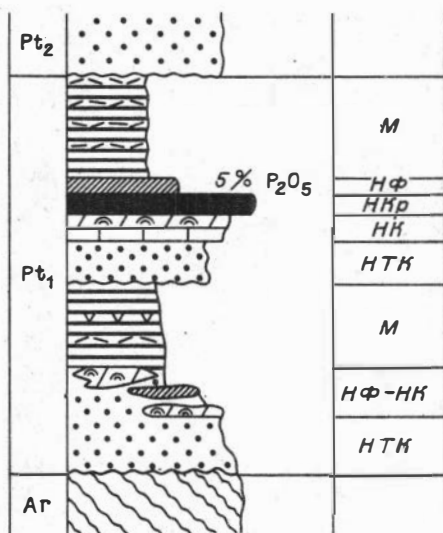
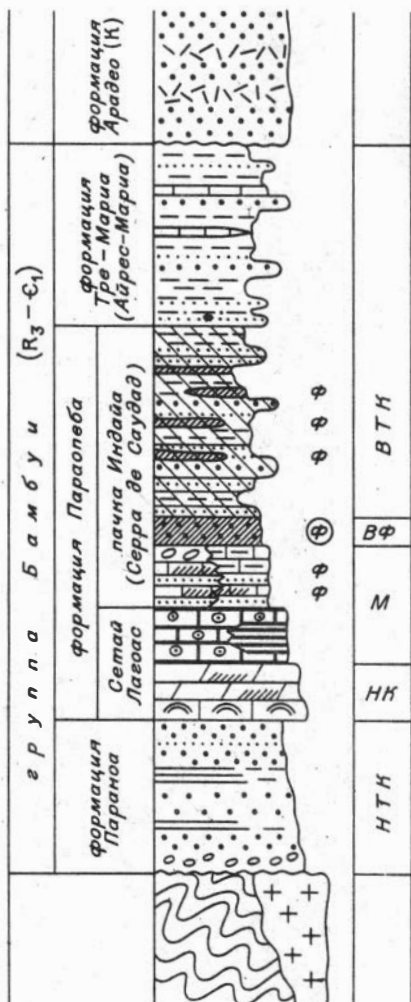


Рис. 44. Разрез фосфоритовмещающих отложений Северной Территории, Австралия (по /96/).

Рис. 43. Разрез фосфоритовмещающих отложений группы Бамбуи, Бразилия (по /74/).

Месторождение Минас Жерес (Бразилия) /74/

Находится оно в позднекембрийской или раннекембрийской группе Бамбуи. Гомологизация его с каратауской моделью интересна тем, что оно очень далеко от Азии и на первый взгляд имеет довольно отличающийся от каратауской модели разрез (рис. 43). Однако здесь тоже можно опознать компоненты каратауской модели. Базальная песчаниковая (аркозы и кварциты) формация Параноа, залегающая на фундаменте, представляет нижний терригенный комплекс. Лежащая выше карбонатная пачка, начинающаяся строматолитовым известняком, над которым расположены фосфатные местами доломиты, может быть гомологизирована с "нижними" доломитами.

Выше доломитов следует оолитовые известняки (мощности пачек и слоев в /74/ не указаны), на некоторых участках переслаивающиеся черными сланцами. Над черными известняками и сланцами находится алевролитово-карбонатная пачка, в верхах содержащая линзы конгломератов; породы здесь иногда фосфатны. Выше — пестроцветные алевролиты, песчаники, аргиллиты, содержащие линзы фосфоритов и фосфатных пород. Основной фосфоритовый пласт (фосфориты пеллетные, оолитовые, очень тонко наложенные,

содержат алевроитовый и глинистый материал) залегает местами непосредственно на черных известняках и черных сланцах. Таким образом, в разрезе нет кремнистых пород или кремней. Учитывая красноцветность и состав песчано-алеврито-аргиллитовой пачки, залегающей над основным фосфоритовым интервалом, можно предполагать, что здесь отсутствуют такие компоненты каратауской модели, как "нижние" кремни и "нижний" фосфорит, а присутствуют наиболее глубоководные отложения фосфогенического цикла — черные известняки и сланцы, т.е. "межрудная" пачка, выше которой следует "верхний" фосфорит, а над ним — верхний терригенный комплекс, пестроцветный, как это нередко бывает. Залегающая выше формация Тре-Мариас является продолжением верхнего терригенного комплекса с признаками регрессии (погружение материала — появление песчаников).

Фосфоритоносный разрез Северной Территории (Австралия) /96/

Фосфориты нижнего протерозоя Австралии обнаружены в 1961 г. в районе г. Дарвин среди метаморфизованных пород нижнего протерозоя, залегающих на архейском кристаллическом фундаменте. В фосфоритоносном разрезе установлены два полуцикла, разделенных поверхностями несогласия. Каждый полуцикл начинается терригенной пачкой (аркозы), сменяющейся карбонатными слоями, а затем черными сланцами (рис. 44). Верхний полуцикл, более четкий, представляет почти идеальное сочетание нижней половины цикла каратауской модели: песчаники, "нижние" доломиты, "нижние" кремни, фосфориты, "межрудные" сланцы. На этом последовательность обрывалась. В нижнем полуцикле нет кремней, а фосфориты занимают промежуточное положение между линзами строматолитовых доломитов. Однако этот разрез достаточно интересен тем (в дополнение к примеру с группой Аравалли), что упомянутая последовательность четко проявляется уже с нижнего протерозоя.

Фосфоритоносный разрез в западной части пустыни Сечура (Перу) /75/

Определенный смысл имеет попытка опознать компоненты каратауской модели в наиболее молодом — среднемиоценовом — месторождении пеллетных фосфоритов, своеобразие которого состоит в том, что оно сложено бесфтористым апатитом и фосфоритовые слои здесь ассоциируют почти исключительно с диатомитами.

Месторождение расположено на северном побережье Перу. Оно составляет часть мощной, залегающей практически горизонтально толщи морских отложений эоцен-плиоцена, возникшей в неглубоком бассейне и перекрытой голоценовыми аллювиальными и эоловыми песками. Разрез фосфоритоносных слоев следующий (рис. 45): на пачке мощностью до 50 м, состоящей из туфовых и фораминиферовых диатомитов (которые слабо фосфатны) и тонких пластов вулканических туфов, залегает нижняя рудная зона, именуемая пластом Диана. Она сложена семью переслаивающимися пластами фосфатных диатомитов (3–6% P_2O_5) и пеллетных фосфоритов (до 18% P_2O_5). Верхняя часть рудной зоны (17 м) более высокосортная; нижняя часть имеет мощность 21 м. Над отложениями "нижней рудной зоны" следует слой серого вулканического туфа мощностью 21 м.

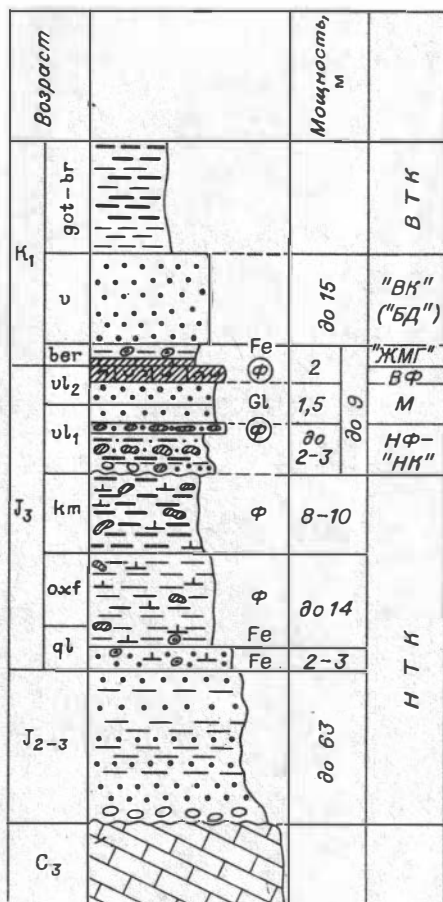
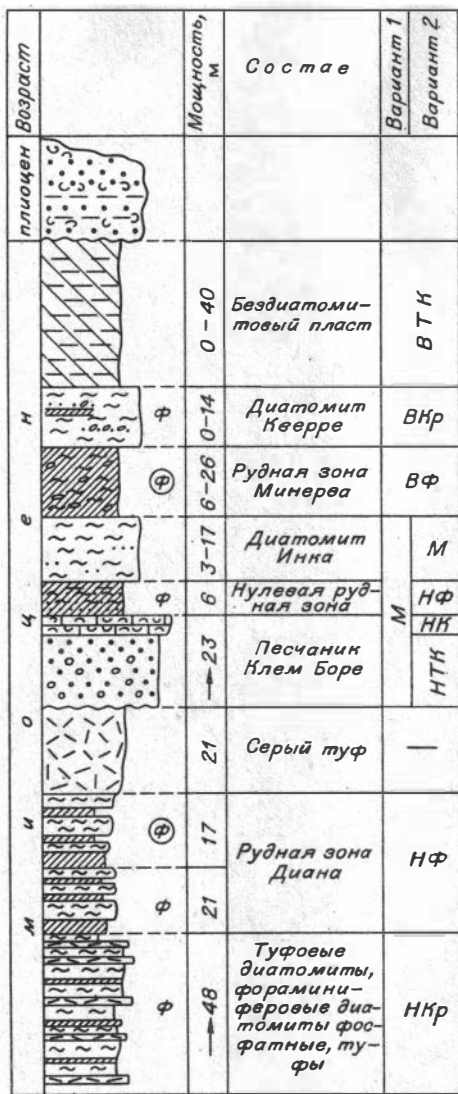


Рис. 46. Разрез фосфоритовмещающих отложений Егорьевской группы месторождений (по /52/).

Рис. 45. Разрез фосфоритоносных отложений пустыни Сечура, Перу (по /75/).

На туфе с разрывом залегает кварцевый песчаник Клем Боре, содержащий обильные включения раковин моллюсков, примесь фосфатных зерен, гальку кварца и метаморфических пород. В верхней части его (от 0,3 до 23 м) местами встречается слой ракушняка.

Выше следует "нулевая рудная зона" — песчано-глинистый фосфатный диатомит средней мощностью 6,3 м (9% P_2O_5). На этом продуктивном слое залегает Диатомит Инка, представляющий собой пачку чистых диатомитов без примесей мощностью 3-17 м. Слабая фосфатность в этой зоне разреза обусловлена почти исключительно примесью рыбьей чешуи.

Над Диатомитом Инка следует "верхняя рудная зона", начинающаяся пластом Минерва (6-26 м): диатомиты с обилием костей китов, зубов, чешуи и костей рыб. Содержание P_2O_5 5-15%. На Минерве залегает Диатомит Кверре (0-14 м), менее фосфатный; это относительно чистое скоп-

ление скорлупок диатомовых водорослей, содержит один-два тонких фосфоритовых пластика с обилием костей и зубов рыб, а также зерен кварца.

Фосфатоносная диатомитовая пачка согласно перекрывается пачкой бескремнистых, глинистых, плохо изученных пород мощностью до 40 м, желтоватых и красно-оранжевых тонов. Выше с несогласием следуют ракушечники, пески и аргиллиты плиоцена.

Состояние отложений данного разреза, судя по степени их свежести, таково, что ясно — они еще практически не находятся в ископаемом состоянии. Для сравнения древних месторождений нам приходится восстанавливать "первоначальный" состав пород путем "снятия" метаморфизма. Здесь же необходима обратная операция: требуется определить, какими станут перечисленные диатомиты, глины, песчаники через достаточно длительный промежуток времени, сопоставимый с промежутком, отделяющим нас от того момента, когда палеозойские или мезозойские породы приобрели современный вид.

По-видимому, диатомиты можно рассматривать как "недозрелые" пластовые кремни. Прослои вулканических туфов являются случайными образованиями. Кварцевый песчаник Клем Боре останется таковым же и в дальнейшем. Таким образом, в данном разрезе мы можем различить следующие компоненты фосфоритоносной модели: нижние (фосфатные) кремни, нижний фосфорит, межрудная (туфово)-кварцево-песчаная пачка с органогенным слоем известняка и кремнистым слоем Инка в верхней части, верхний фосфорит (Минерва) и верхний (фосфатный) кремень (Кверре). Эта последовательность во многом напоминает каратаускую и фосфорийскую модели. Сходство увеличивается и тем, что рудовмещающий комплекс кроется пестроцветной глинистой пачкой (вероятно, зародышем надрудного "верхнего сланцевого" (терригенного) комплекса). Возможна и несколько иная гомоморфизация (см. рис. 45).

К сожалению, мы не располагаем данными о подстилающих отложениях. Ниже фосфоритоносной диатомовой толщи, исходя из модели, должны залегать карбонатные слои и терригенные отложения приморской равнины.

Месторождения желваковых фосфоритов платформ (СССР)

Если довольно разнообразные месторождения "пластовых" фосфоритов обнаруживают сходство в порядке и составе некоторых компонентов разреза, то имеет смысл попробовать опознать аналогичные компоненты модели и в разрезах существенно иной группы месторождений — платформенных. Как отмечалось выше, отложения типично платформенных месторождений (включающие залежи желваковых фосфоритов) трудно сопоставимы с отложениями, вмещающими залежи микрозернистых и зернистых ("пластовых") фосфоритов, вследствие того, что на платформах разрез существенно терригенный, а не карбонатный, как в бассейнах, накопивших пластовые фосфориты. Тем не менее, после того как мы установили облик и порядок основных компонентов фосфоритной агрегации, можно надеяться обнаружить их и в платформенных разрезах.

А.В.Казаков /23, с. 106,107/ писал о "паразитической общности строения" фосфатных колонок Русской платформы. В подавляющем большинстве случаев в них он различал три части: базальный конгломерат; предфосфоритные кварцево-глауконитовые пески или песчаные глины; собственно фосфоритный слой. Эта последовательность, однако, прослеживается в узком интервале разреза; но этим не следует ограничиваться. Учтем, что на

платформе мы столкнемся с крайне мелководными аналогами перикратонной или миогеосинклинальной фосфоритной агрегации, а кроме того, с очень маломощными гомологами ее компонентов.

Воспользуемся материалами по разрезам центральной области Русской платформы, где расположены Егорьевские месторождения. По /50, 52/ разрез Егорьевской группы месторождений (рис. 46), начиная от подошвы юрских отложений, несогласно залегающих на глубоко размытой поверхности каменноугольных толщ, выглядит следующим образом (снизу вверх):

песчано-глинистая толща бат-келловая с базальным конгломератом в основании, мощность до 63 м (мещерская толща);

мергелистые железненные пески и песчаники, с глауконитом, среднего келловая, 2-3 м;

серые известковистые глины верхнего келловая-оксфорда, с рассеянными конкрециями фосфата, до 14 м;

черные известковистые, местами сланцевые глины киммериджа с рассеянными конкрециями фосфата, 9-10 м;

с размывом и базальным слоем конгломерата (или песка) в основании на киммериджских глинах залегают песчаная фосфоритовая серия слоев мощностью 8-9 м, которая охватывает волжский и рязанский ярусы. В ней различаются два фосфоритовых горизонта - нижний (нижневолжский) и верхний (верхневолжский-рязанский). Продуктивные горизонты разделяет межрудная песчаная кварцево-глауконитовая и ракушняковая слабо фосфатная пачка. Заметим, что межрудные пачки ряда месторождений пластовых фосфоритов тоже выражены ракушняковыми известняками, которые в определенных зонах акватории могут переходить в кварцевые песчаники. Вспомним глауконито-кварцевые песчаники Шедхорн межрудной пачки Фосфорийских месторождений.

Ниже и выше обеих продуктивных пачек Егорьевских месторождений, т.е. симметрично относительно фосфоритов и межрудной пачки, залегают глины, внизу (в нижневолжском ярусе) черные, выше (в рязанском ярусе) железистые. Трудно сказать, происходил ли размыв верхнекиммериджских черных глин с осушением данной территории, или подводно; во всяком случае, от черных глин киммериджа к межрудной пачке прослеживается тенденция к обмелению. Фосфатный цикл завершается в рязанском ярусе железистыми глинами. С валанжина начинается новый цикл; пески этого яруса надо считать не регрессивными, как это сделано в /52/, а базальной пачкой следующего трансгрессивного цикла, если учесть, что выше следует толща темных глин баррема.

Таким образом, в разрезе Егорьевской группы месторождений выделяются следующие компоненты фосфоритной агрегации: нижний терригенный комплекс с его двумя частями: нижней - более грубой (песчаниковой), и верхней - сланцевой, слабо фосфатоносной; подфосфатный гомолог нижних карбонатов и кремней в виде конгломерато-глинистой пачки; нижний фосфорит; межрудная пачка; верхний фосфорит; верхние (железистые) глины (гомолог железисто-марганцевого горизонта Каратау) + верхний терригенный комплекс, в котором массивные верхние карбонаты каратауской модели замещены кварцевыми песками (гомолог песчаной фаши бурого доломита Каратау + верхние сланцы).

Разрез месторождений Вятско-Камского района /37, 56/ в некоторой мере сходен с разрезом Егорьевских месторождений. В качестве ложа трансгрессивной фосфоритоносной серии осадков здесь выступает пермо-триасовая толща мощностью в несколько сотен метров; морская пермь (пере-

сливание песчаников, глин, известняков; 500–600 м) и континентальный нижний триас (конгломераты, песчаники, песчано-глинистые отложения вверх, всего 115–220 м). Триасовую толщу можно рассматривать как гомолог молассы, завершившей пермский этап развития бассейна.

После довольно длительного перерыва (T_{2-3-J_1}) территория вновь открылась морем средней юры. Началось отложение глин с сидеритами (байосс), песчано-глинистых отложений (бата – келлоева и оксфорда), которые к концу оксфорда и в волжское время приобретают более карбонатное содержание: среди серых глин и сланцев появляются известковые глины, мергели с конкрециями фосфата, известняки глинистые. В разрезе этой части отложений (байос и волжские ярусы) нетрудно увидеть аналогию со строением нижнего терригенного комплекса, лежащего на молассе. В этом комплексе отчетливо различается нижняя, более песчаная, и верхняя, более глинистая и карбонатная часть с фосфатностью (рис. 47).

По данным /56/ можно заключить, что нижний терригенный комплекс здесь слагается двумя циклами. Нижний: бат–келлоев – континентальные кварцевые пески, выше глины; верхний: после размыва, а местами после пестроцветной глинисто-песчаной пачки оксфорда, ниже – верхневолжский интервал – базальный слой кварц-глауконитового песка (2 м) внизу; толща серых известковистых глин, латерально переходящих в черные битуминозные глины с прослоями горючих сланцев; выше вновь пачка кварцевых песков с глауконитом (верхневолжский ярус), слабо фосфатная в верхах. Все это в целом отвечает описанному выше строению нижнего терригенного комплекса, имеющего здесь мощность 100–150 м.

Фосфоритоносный комплекс /37, рис. 5/ здесь маломощный, как и в центре Русской платформы: 4–6 м. По возрасту отвечает валанжину, т.е. на ярус моложе продуктивного горизонта Егорьевского месторождения. Начинается он (снизу) слоем (0,9 м) кварцево-глауконитово-ракушняково-го песка с ауцеллами и желваками фосфата, фосфатными ядрами ауцелл; местами фосфатные включения сливаются в плиту. Это нижний фосфоритовый слой. Выше следует маломощный (0,6 м) межрудный слой – кварцево-глауконитовый глинистый песок с редкими фосфатными желваками. Выше – верхний (основной) продуктивный горизонт (до 2 м), вверх с крупными фосфоритовыми, погруженными в кварцево-глауконитовую песчаную массу желваками.

Над верхним фосфоритом находится слой (до 0,8 м) кварцево-глауконитовых песков и песчаников (без фосфатных желваков), в кровле которого обнаруживаются пестроцветы. Его можно считать гомологом "бурого" доломита и железомарганцевого горизонта каратауской модели. Выше расположена толща черных глин готерив-баррема (до 100 м) с прослоями кварцево-глауконитового песка, более распространенными в нижней части. Глины фосфоритные, безизвестковые, с высоким содержанием $S_{орг}$; фосфатный материал в самом низу толши и лишь в перетолженном виде. Это гомолог "верхних сланцев" – верхнего терригенного комплекса.

Актюбинский район месторождений желваковых фосфоритов /11,42,43/. Актюбинское Приуралье отличается от рассмотренных выше двух платформенных фосфоритоносных районов тем, что входит в состав не древней, а эпигерцинской платформы, где фундаментом служат палеозой и триас. Фосфоритоносный чехол, который начинается красноцветными глинами лейаса, до неогеновых отложений имеет незначительную мощность – порядка 300 м. Однако в его разрезе намечается шесть-семь уровней фосфатности, хотя промышленным является только один – сантонский. В этом отношении

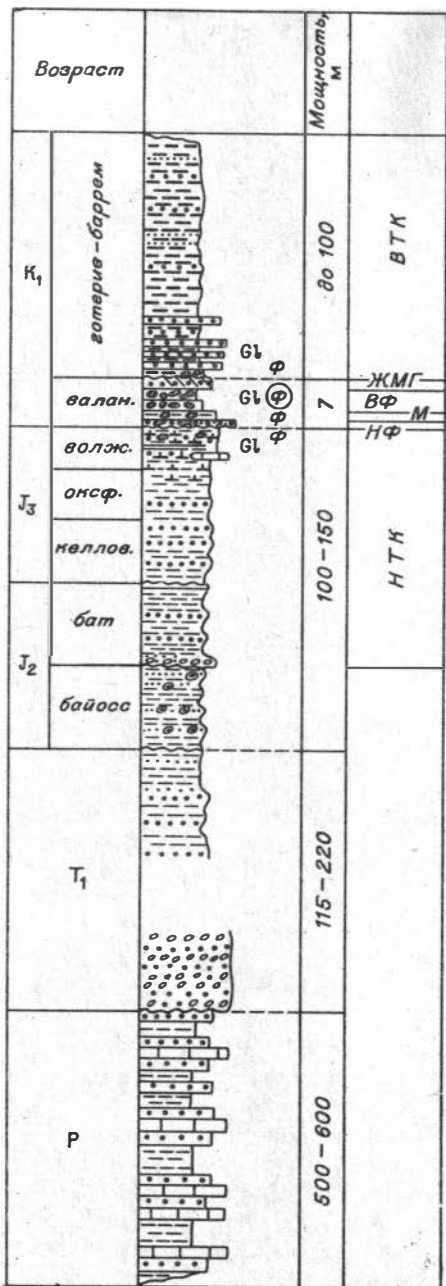


Рис. 47. Разрез фосфоритовмещающих отложений Вятско-Камского района (по /37, 56/).

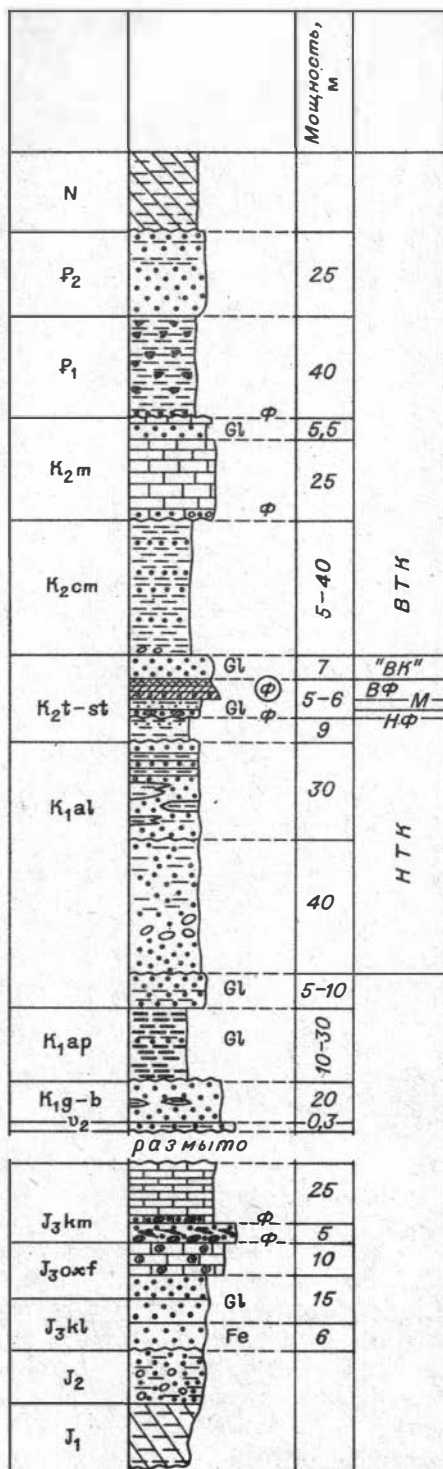


Рис. 48. Разрез фосфоритовмещающих отложений Новоукраинской мульды (Актjубинское Приуралье) (по/11, 42, 43/).

разрез напоминает северную часть Хубсугульского бассейна, где в настоящее время выявлено девять фосфатоносных уровней (из которых пока только один отвечает требованиям разработки). Как и в Восточно-Саянских суббассейнах, в разрезе Актюбинского Приуралья можно выделить несколько трансгрессивно-регрессивных циклов седиментации, к краевым фазам которых и приурочены уровни фосфатонакопления.

Разрез Актюбинского района неоднократно пересечен поверхностями размывов, а между пачками готерив-баррема и апта отмечается даже угловое несогласие. Поэтому в наших целях следует рассмотреть только ту часть разреза, которая непосредственно примыкает к промышленным залежам фосфоритов. Сделаем это на примере разреза Новоукраинской мульды /11/ (рис. 48).

На толще континентальных, грубых внизу, с галькой и косослоистых по всему разрезу толщи (70 м) кварцевых песков альба залегает с размывом (сеномана нет) пачка туронских глин и кварцевых песков с прослоями ожелезненных песчаников. Здесь налицо признаки "нижнего терригенного комплекса": поверхность размыва в подошве, местами с залежами бокситов над ней, повышенная железистость в верхах; глинисто-песчаниковый состав.

Продуктивная серия (нижний сантон) отложений залегает на нижнем терригенном комплексе тоже с размывом, трансгрессивно и начинается глауконито-кварцевым песком с редкими желваками и галькой фосфорита (1-2 м). Это подфосфоритовые пески. Выше, с небольшим размывом, следует нижний фосфорит (0,25 м) - окатанные желваки фосфатов, сгруженные в глауконитовом песке. Далее залегает межрудный слой кварцево-глауконитового песка (0,35 м) и выше слой желваковых фосфоритов, завершающийся фосфатной плитой (всего 0,7 м) - гомологом верхнего фосфорита.

Продуктивный горизонт кроется слоем кварцево-глауконитового песка (1,5-7 м) верхнего сантона. Таким образом, здесь роль "верхних" и "нижних" карбонатов или кремней, а также "межрудной пачки" каратауской модели играют песчаные слои. При чрезвычайной мелководности бассейна в зоне фосфатонакопления это так и должно быть, но, вероятно, и здесь можно было бы обнаружить разницу в кварцево-глауконитовых слоях.

Верхний кварцево-песчаный слой кроется отложениями развивающейся трансгрессии: верхнекампанскими серо-зелеными мергелистыми глинами с прослоями песка (до 40 м). Затем с размывом и фосфорито-конкреционным слоем (0,2-0,5 м) в основании следует пачка маастрихтских мелоподобных мергелей и писчего мела (25 м), очень сходная по литостратиграфическому положению в разрезе с пачкой мелоподобных мергелей Чок египетского разреза. Завершается она слоем глауконитовых песков (5,5 м) и метровым слоем известняка датского яруса, на котором лежит карманообразный слой фосфоритоносного песка, являющегося базальным горизонтом нижнепалеогеновой толщи (40 м) серо-зеленых глин с прослоями белых опок (интервал, отвечающий максимальной трансгрессии). Здесь гомологизируется египетская модель фосфоритоносного разреза.

В общем существенно терригенные разрезы типично платформенных месторождений фосфоритов желвакового типа построены примерно таким же образом, как и разрезы месторождений зернистых и микрозернистых фосфоритов, особенно на уровне "главной последовательности". Различие лишь в том, что здесь в рудовмещающем комплексе кремни и карбонаты замещены кварцево-глауконитовым песком. Глауконит является элементом и пластовых месторождений, однако, как и песчаные породы, встречается там только в наиболее мелководных компонентах модели.

Сводный разрез Каратауского фосфоритоносного бассейна, построенный на основании уточненной и детализированной литостратиграфической разбивки /17/, мы приняли за модельный. В ходе сравнения его с разрезами основных фосфоритоносных бассейнов на всех континентах обнаружилось, что в их строении принимает участие ряд, по сути, одних и тех же литостратиграфических единиц, образующих примерно одинаковую последовательность литологических комплексов со сходной структурой; иначе говоря, систему литокомплексов.

Переходя к рассмотрению очередного разреза фосфоритового месторождения, мы убеждались, что, несмотря на индивидуальные и неповторимые особенности, в нем каждый раз можно усмотреть все основные компоненты каратауской модели, или по крайней мере часть их, залегающих в определенном порядке. Везде выделяется нижний литокомплекс – существенно грубозернистый, терригенный, иногда с континентальными отложениями; средний – рудовмещающий, терригенно–кремнисто–карбонатный; верхний, где терригенные породы (или карбонатные породы с терригенной примесью) приобретают тонкозернистый и тонконаслоенный характер.

Эти три литокомплекса, образующие единый фосфоритоносный надкомплекс, за пределами которого фосфатность отложений практически не фиксируется, можно рассматривать как первое приближение модели фосфоритоносного разреза. В /17, с. 168/ оно было названо "главной последовательностью" фосфоритоносных отложений.

В четырех из 12 рассмотренных крупных месторождений или фосфоритоносных бассейнов в основании базального комплекса находится орогенная толща (моласса), залегающая параллельно и без существенного углового несогласия с базальным комплексом, который, однако, может трансгрессивно "переходить" с отложений моласс на складчатый или кристаллический фундамент. В подавляющем большинстве случаев нижний терригенный комплекс сложен красно– или пестроцветными песчаниками, алевролитами, аргиллитами. Это указывает на то, что области его накопления располагались в зоне жаркого климата. О том же отчасти свидетельствуют и слои карбонатных (доломитовых) пород, появляющиеся в верхней, как правило, более тонкозернистой части базального комплекса. Некоторые отложения его верхов представляют собой черные сланцы глинистого и алевролитового состава (лагунные, эстуариевые). В отдельных частях бассейна, изолированных от терригенного потока, карбонатные породы могут существенно преобладать. В отложениях базального комплекса встречается обильная железистая минерализация (обеспечивающая последующую красноцветность, если даже первично эти слои были зеленоцветными), вплоть до скоплений железных руд, а также слои, обогащенные глауконитом. В верхах его наблюдается заметная фосфатность и как примесь, и в виде незначительных тел фосфоритов.

Средний, собственно фосфоритоносный, комплекс отложений имеет симметричное строение. Он начинается и заканчивается карбонатными породами: нижним и верхним карбонатными горизонтами. "Нижние карбонаты" (часто это доломиты) отличаются признаками явной мелководности; они биогенны в значительном объеме, это могут быть ракушники или строматолиты; заметно окремнены и часто содержат линзы и слои кремней, включения кремней неправильной формы (окремненные биогермные постройки и т.п.); в них обильны брекчированные участки, косая слойчатость, прослои песча-

ных пород, глауконитоносные прослои, фиксируется повышенная фосфатность. Выше нижних карбонатов залегает горизонт "нижних кремней". По простиранию в сторону мелководья сплошные пластовые кремни могут замещаться кремнистыми карбонатами или карбонатами с включениями кремней. Нижние карбонаты и кремни порознь или совместно местами подчас выпадают из разреза.

Фосфатная серия, представляющая пачку отложений от нижнего до верхнего продуктивного пласта, часто (в 10 из 12 рассмотренных крупных месторождений) имеет двуслойное строение: два основных продуктивных горизонта, разделенные межрудной пачкой. Один из продуктивных горизонтов (чаще нижний) может выпадать. В верхнем горизонте фосфоритов обычно присутствует заметно переотложенный материал, есть терригенная примесь, характер регрессивный – конгломеративность. Межрудная пачка – сложное образование, включающее в себя почти все безрудные фаши бассейна: от песков с глауконитом до кремнисто–глинистых черных сланцев. Может содержать и маломощные слои фосфоритов, нередко обладает циклическим строением. Над верхним продуктивным горизонтом часто обнаруживаются следы сильного обмеления, поверхности размывов.

Кроется верхний продуктивный горизонт "верхними кремнями" (пачками кремнисто–карбонатных пород), которые по простиранию могут переходить в песчаники и карбонаты, содержать глауконит.

"Верхние карбонаты", как правило, более чистые, чем нижние, но тоже имеют весьма мелководный облик.

В сторону берега состав среднего (фосфоритоносного) комплекса меняется на мелководные карбонаты (песчаные доломиты, ракушняки), далее на песчаные породы, а на стабильных платформах отложения всего среднего комплекса представлены песчаниками; в сторону открытого моря – на кремнисто–глинистые сланцы и пелагические карбонаты (тонкослоистые темные известняки с рассеянными конкрециями кремней).

"Верхний терригенный комплекс" представляет собой отложения внешнего терригенного пояса, формирующиеся в пределах материкового склона. От базального терригенного комплекса верхний отличается более тонким материалом (алеврито–глинистым), более тонкой слоистостью, часто обилием карбонатного материала. Иногда это существенно глинистые отложения. Положение верхнего комплекса относительно фосфоритов симметрично базальному терригенному комплексу. Как и в последнем, здесь заметную роль играют терригенные компоненты, даже если в комплексе преобладают карбонаты; имеются пестроцветы и красноцветы, железистая минерализация. Языки пестроцветов и железистых образований, судя по примеру района Каратау, иногда распределены веерообразно, простираясь, видимо, от размываемых и заливаемых выступов, которые сохранялись в виде суши все предыдущее время и накапливали на себе продукты выветривания, происходящего в условиях теплого климата. На соответствующем субстрате здесь мог бы накапливаться глинозем; и впоследствии размыв таких кор привел бы к образованию аллитов и бокситов, которые, если и присутствуют в разрезе, то залегают выше основного горизонта фосфоритов (Боксон–Сархойский суббассейн Хубсугульского бассейна). Иногда фоссерия перекрывается флишеподобной алеврито–песчаной толщей, как это наблюдается в разрезах бассейнов Австралии, Тал (Индия), Пенджарра (Западная Африка).

Верхний терригенный ("сланцевый") комплекс характеризует уже очень развитую стадию трансгрессии, поэтому каковы его прибрежные фаши, обычно не ясно. Судя по бассейну Фосфория, это наземные и эвапоритовые


№ п/п	Месторождение, бассейн, страна	Присутствие базального терригенного комплекса	Пестроцветность базального терригенного комплекса	Нижний харзонат	Подфосфорный песчаник	Нижний кремнез.	Продуктивная пачка				Fe-Mn вблизи продуктивного горизонта
							количество рудных горизонтов	нижний фосфорит	верхний фосфорит	межрудная пачка, ее состав	
1	Каратау, СССР	+	+	+	-	+	1/2	+	+	Г-К-А-Кр	+
2	Фосфория, США	+	(+)	+	+	+	2/2	+	+	Кр-К-П	-
3	Джорджия, Австралия	+	+	+	+	+	1/2	(+)	+	А	-
4	Ухагол - Хубсугул, СССР - МНР	+	+	+	-	+	2/2	+	+	Кр-К	+
5	Египет	+	+	(+)	-	(+)	1/2	+	+	Г	+
6	Сирия, Израиль, Иордания	(+)	-	+	-	+	1				
7	Алжир, Тунис	+	+	-	-	-	2	+	+	Кр-К	-
8	Бенгерир, Марокко	+	(+)	?	-	-	1/2	+	+	К-Г	-
9	Бу Краа, Рио дель оро	+	+			+	2	+	+	Кр	-
10	Пенджабра, Берх. Вольта, Бенин	+	-	+	-	+	1	-	+	Г-А	-
11	Цзиньгуаншун, КНР	+	+	+	-	-	2	+	+	Г	-
12	Лейбо, Эмей, КНР	+	+	+	-	+	1	+		Г-К-Кр	-
13	Цзунъян, КНР	+	+	-	-	-	2	+	+	К	-
14	Куньян, КНР	+	+	-	+	-	2	+	+	Г	-
15	Кайян, КНР	+	+	-	+	-	2	+	+	К	+
16	Лаокой, Вьетнам	+	?	+	-	+	2	+	+	Кр-К	-
17	Аравали, Индия	+	(+)	+	-	-	1(2?)				+
18	Тал, Индия	-		+	-	+	1	+	-	Г	-
19	Консепсион дель оро, Мексика	-		+	-	-	2	+	+	Г	-
20	Гиссарский хребет, СССР	+	+	1	-	-	2	+	+	Г-К	-
21	Фергана, СССР	-		+	+	-	3-4			Г	-
22	Мардин, Турция	-		+	-	+	2	+	+	К-Г	-
23	Нижняя Чивула, Конго	+	-	+	-	-	2	+	+	Г-П	-
24	Актыбинское Прегуралье, СССР	+	(+)	-	+	-	2	+	+	П	-
25	Вятско-Камский бассейн, СССР	+		-	+	-	2	+	+	П	-
26	Егорьевское, СССР	+		-	+	-	2	+	+	П	-
27	Мурунтау, СССР	+				-	2	+	+	К	-

Примечание. Знак + присутствие; знак - отсутствие; (+) - частичное присутствие; /+ - редко; */ - наблюдаются оба случая в разных разрезах; n - несколько; Г - глинистый, К - карбонатный, П - песчаный, А - алевроитовый, Кр - кремнистый состав.

толщи. Со стороны открытого моря комплекс латерально замещается пелагическими известняками.

Вверх по разрезу верхний терригенный комплекс сменяется отложениями максимальной стадии трансгрессии - обычно пелагическими темными кремнисто-глинистыми и известковыми сланцами и тонкослоистыми или неяснослоистыми известняками, или же отложениями регрессивной стадии.

Обратная последовательность перечисленных компонентов, которая могла бы возникнуть на стадии замыкания бассейна, пока не описана.

Верхний кремень	Верхний карбонат	Верхний терригенный Копп-лекс		Глауконит						Fe-Mn минерализация на расстоянии от продуктивной пачки		Качественная схема тенденций в развитии бассейна и положение фосфоритов 	Возраст фосфоритов	№ П/П
		состав	наличие красной, пестрой окраски	ниже продуктивной пачки	в межрудной пачке	выше продуктивной пачки	в фосфоритах	ниже	выше					
+	+	К-Г	+	+	-	+	-	+	+		Є ₁	I		
+	+	К-Г-А	+	+	+	+	-	-	-		P	2		
-	-	К-А	-	+	-	-	-	-	-		Є ₂	3		
+	+	Г-А	+	-	-	-	-	+	+		V-Є ₁ ?	4		
+	+	К-А-Г	+	+	+	+	-	+	+		K ₂	5		
	+	Г-К	-	+	-	+	-	+	-		K ₂	6		
+	+	Г	+	-	-	+	-	-	+		P ₁	7		
+		Г-К	-	-	-	-	-	-	-		K ₂ , P ₁	8		
+	-	Кр-Г	-	-	-	-	-	-	-		K ₂	9		
-	-	Г-А	+	-	-	-	-	-	-		V	10		
-	+	К-Г	+	-	-	-	-	+	-		Sn ₃	II		
+	+	К-Г	+	-	-	-	-	-	+		Sn ₃ , Є ₁	12		
-	+	Г	+	-	-	-	-	-	-		Sn ₃ , Є ₁	13		
-	-	Г	-	-	-	+	-	+	+		Є ₁	14		
-	-	Г	-	-	-	-	-	-	(+)		Sn ₃ , Є ₁	15		
-	+	Кр-К	-	-	-	-	-	-	-		V-Є ₁	16		
(+)	+	Г-К	-	-	-	-	-	+	-		Pt ₁	17		
-	-	Г	-	-	-	-	-	+	-		J-K?	18		
-	-	Кр-К	-	-	-	-	-	-	+		J	19		
-	-	Г	-	-	-	+	-	-	-		P	20		
-	-										P	21		
+		Г-К	-	-	-	-	-	-	-		K ₂	22		
-	-								-		K ₂	23		
-	-	Г	+	+	+	+	+	+	-		K ₂	24		
-	-	Г	+	+	+	+	+	+	-		K ₁	25		
-	-	П			+			+			J	26		
-	-	К-П-Г	+	+	+	+	+	+			P	27		

Регрессия происходит качественно иначе, а не просто как повторение трансгрессивной стадии истории бассейна в обратном порядке. Мы сталкиваемся со случаями, когда фосфоритоносные отложения подстилаются не карбонат-терригенными мелководными, а достаточно мощными, более или менее глубоководными карбонатными толщами или битуминозными сланцами. Таковы фосфоритоносные разрезы кембро-рифейских отложений юга Сибири, разрез месторождения Консепсион-дель-Оро (юра) в Мексике, фосфоритоносные разрезы эоцена Средней Азии. В Сибири отложение продуктивных толщ происходило тоже по трансгрессивной схеме. Однако здесь в основании трансгрессивной последовательности лежат не прибрежные и континентальные отложения, а вначале отложения относительно глубоководного моря и только выше — мелководного бассейна.

В таблице перечислены компоненты фосфоритных агрегаций для выборок из 28 разрезов крупных и средних фосфоритоносных бассейнов различного возраста — от нижнего протерозоя до миоцена, с фосфоритами разных типов: микрозернистыми и афанитовыми; зернистыми и желваковыми. Как можно видеть, перечисленные выше компоненты фосфоритоносной агрегации выделяются почти повсеместно. Резкое отличие отмечается в составе и облике среднего (фосфоритоносного) комплекса стабильных платформ, относящихся, как давно определено, к кварцево-глауконитовым формациям. Однако структура этого компонента сохраняется и в платформенной области.

Приведенные уже данные о составе и строении надкомплекса фосфоритоносных и фосфоритовмещающих отложений в различных бассейнах седиментации можно обобщить блок-моделью профиля идеализированного фосфогенического бассейна в сечении по направлению от береговой зоны к материковому склону (рис. 49). При изображении модели использован показ отложений блоками вследствие отсутствия надежных данных о переходах между зонами осадконакопления. В этом отношении хорошо изучены только Северо-Африканский бассейн и пермский бассейн Северной Америки. Изученность взаимопереходов различных фациальных зон для остальных фосфогенических бассейнов оставляет желать лучшего. Соотношения мощностей выделенных литокомплексов и их составных частей тоже могут быть весьма разнообразными. Примером тому служат мощности такого компонента агрегации, как "нижний карбонат". Как было показано выше, его мощность меняется от долей метра до многих сотен метров. Более стабильны мощности кремней, они соизмеримы с мощностями фосфоритовых пластов и лишь изредка в три-пять раз превышают их. В этом, видимо, сказывается общность источника питания фосфатообразований и кремней, сходная ширина зон накопления высококремнистых и фосфатных пород, которая не может быть значительной вследствие того, что обусловлена механизмом апвеллинга, сопровождающегося высокой биопродуктивностью.

Модель позволяет сделать важные выводы:

в модели различаются два вида образований (толщ, пачек): вмещающие (в той или иной мере ближайшие соседи продуктивных слоев, как правило, фосфатные) и ограничивающие ("пустые", совсем не фосфатные). Первые могут иметь значительные объемы. Несмотря на то, что в них встречается повышенная фосфатность, проводить прямые поиски в их пределах не имеет смысла. Необходимо сначала уяснить, какой компонент модели представляет собой эмпирически установленный фосфатоносный комплекс, не содержит ли он в себе другие ее компоненты;

разные компоненты одной и той же модели можно рассматривать как разные геологические формации (с неодинаковой степенью перспективности); продуктивная пачка может находиться между двумя существенно терригенными толщами и содержать лишь незначительный объем карбонатных пород, быть "карбонатной" только по характеру примеси;

циклическое строение могут иметь и отдельные компоненты модели, в частности, фосфоритовые горизонты могут, в свою очередь, состоять из "межрудной" пачки, "нижних" и "верхних" карбонатов и т.д.;

одни и те же компоненты модели для разных бассейнов литологически могут существенно различаться. "Нижние карбонаты" могут быть строматолитовыми, ракушняками, кремнистыми карбонатами, переслаиванием известняка и кремня; "межрудные сланцы" — кремнями, алевролитами или мергелями и т.п. Различие в мощностях и протяженности еще более осложняет распознавание. Поэтому очень важно знать порядок, взаиморасположение выделяемых компонентов.

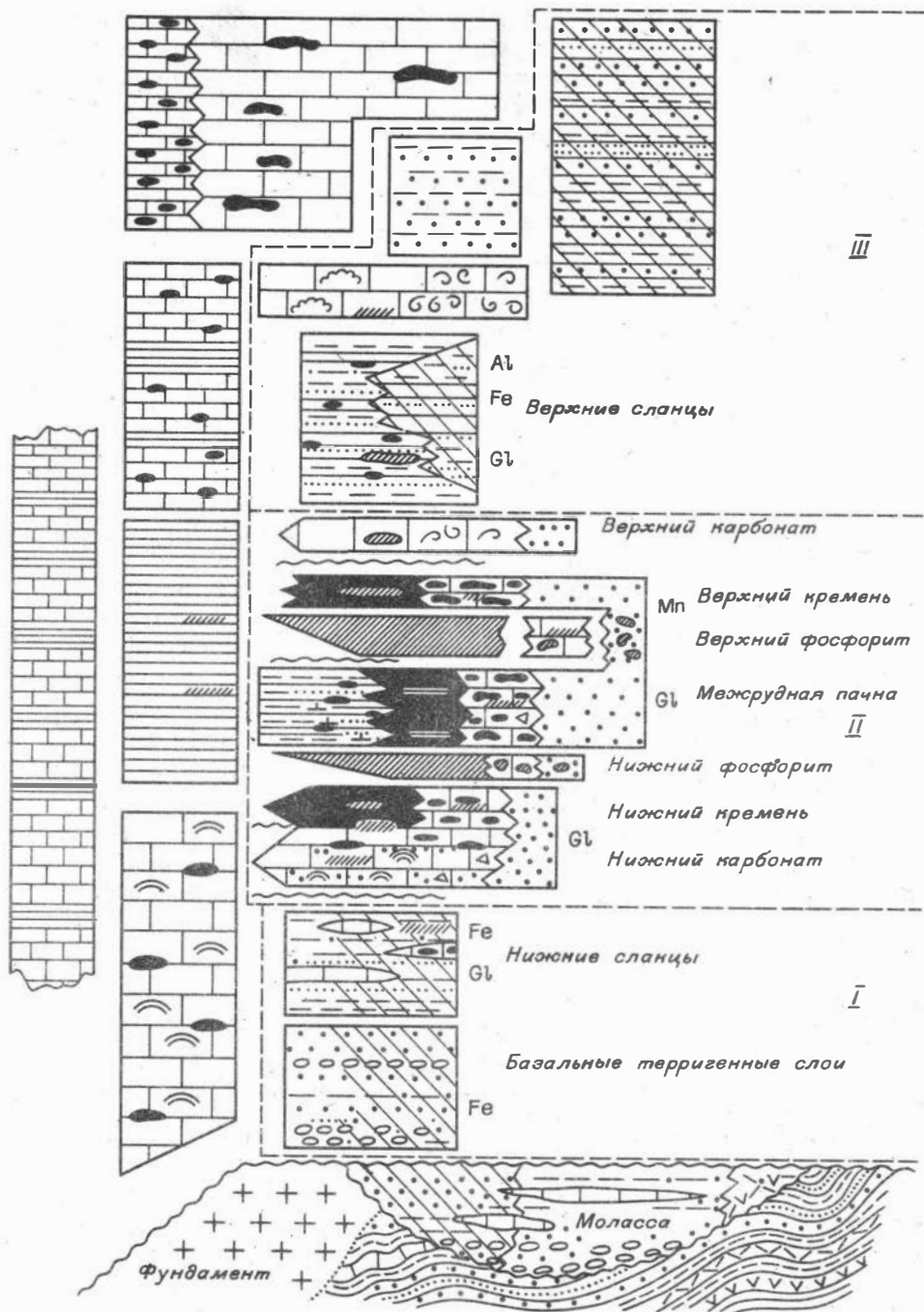


Рис. 49. Модель надкомплекса фосфоритоносных отложений (фосфоритоносная агрегация).

I - нижний терригенный комплекс; II - рудовмещающий комплекс; III - верхний терригенный комплекс.

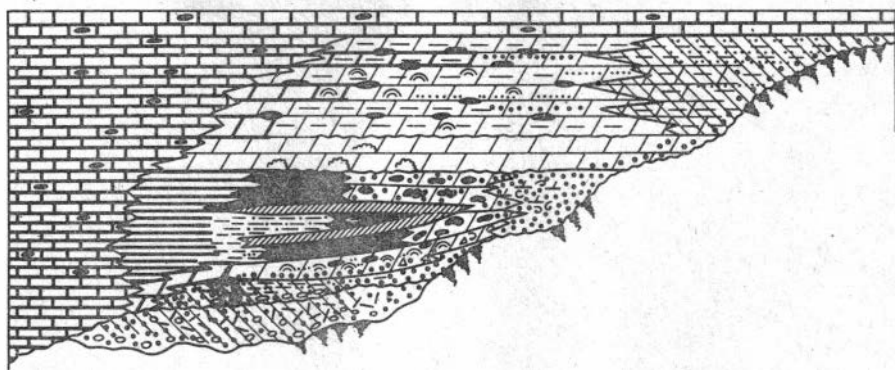


Рис. 50. Схема трансгрессивного фосфоритоносного "клина".

Обобщенно модель фосфоритоносной части бассейна седиментации можно представить в виде трансгрессивного "клина" отложений, расходящаяся часть которого обращена в сторону открытой области бассейна, а сходящаяся – к континенту или поднятию дна. Подстиляется трансгрессивный "клин" мелководными и наземными существенно терригенными отложениями, а перекрывается карбонатными и терригенно-карбонатными, в которые могут вклиниваться пестроцветы и красноцветы, протягивающиеся от прилегающих массивов суши, заливаемой в процессе трансгрессии (рис. 50). Значительные по мощности пачки черных известняков и черных (алевроито-глинистых) сланцев, как правило, встречаются на фациальном профиле лишь по одну сторону от фосфоритов (не считая сланцев межрудной пачки), в то время как по другую сторону на уровне фосфоритовмещающего комплекса можно наблюдать терригенные и красно-пестроцветные фаши. Среднюю же часть комплекса отложений данного бассейна занимают светлые доломиты и глинисто-алевроитовые породы; здесь встречаются обильные рифовые и прочие биогермные постройки.

Подобная модель может несколько меняться в зависимости от того, с какой скоростью происходила трансгрессия и на какую площадь она распространялась, каковы были характер суши, обрамляющей бассейн, и агенты сноса, и от множества других обстоятельств и факторов. Однако в описанной последовательности (по вертикали) даже при выпадении некоторых компонентов модели сохраняется тот же порядок, если учесть латеральную взаимозаменяемость типов отложений.

В целом представленную модель можно считать иллюстрацией закона Вальтера – Головкинского, его объектным отражением, принимая во внимание, что формирование последовательности слоев в условиях углубления акватории и смещения ее границ происходит циклически-пульсационно, осложняясь скачками развития. Существо проделанной нами работы заключалось не в повторении открытия названного закона, а в том, чтобы найти такой способ описания разрезов, при котором нагляднее всего выявлялось бы сходство строения по возможности большего числа месторождений фосфоритов "пластового" (нежелвакового) типа. Такой способ описания позволит построить общую модель, которая, конечно же, будет подчиняться закону Вальтера – Головкинского.

Трансгрессивный "клин" описанных отложений теоретически может

реализоваться и в зеркально отраженном виде: в обратной последовательности, что возможно при регрессиях. Однако типичной обратной последовательности с появлением в разрезе фосфоритов безусловно регрессивного этапа (этапа общего замыкания бассейна) пока не описано. Видимо, здесь проявляются существенные качественные различия, и перспективна именно трансгрессивная модель с более качественными продуктивными интервалами разреза на регрессивных фазах циклов трансгрессивной стадии развития бассейна, как это в свое время подметил Г.И.Бушинский /4, с. 133/.

Судя по Каратаускому бассейну, трансгрессивный "клин" может лишь отдаленно напоминать клин геометрический. На профилях через бассейны Фосфория, Джорджина, Северной Африки отдельные литокомпоненты действительно имеют клиновидную форму. Но следует принимать во внимание, что на некоторых шельфах существует "зона нулевой седиментации", расположенная у перегиба слабоуклонной поверхности собственно шельфа к материковому склону, и областью максимального осадконакопления являются собственно шельф, а также склон, с выклиниванием осадков к обеим сторонам бровки шельфа. Здесь, на перегибе дна бассейна благодаря чистоте дна и подносу питательных веществ с глубин могут развиваться рифогенные и биогермные постройки. Поэтому на самом шельфе накапливается линза (в поперечном сечении) осадков, особенно в том случае, когда средняя часть шельфа имеет тенденцию к прогибанию или же представляет один из уступов ступенчато погружающейся окраины континента, ограниченной биогермным барьером, растущим на внешнем крае уступа.

Залежание достаточно богатых и выдержанных по простиранью фосфоритовых пластов на некотором расстоянии от подошвы трансгрессивной серии слоев (во втором или третьем цикле), с преобладанием в межрудных пачках крупных месторождений кремнистых, черных, глинистых сланцев или глин говорит о том, что фосфатонакопление в значительных масштабах начиналось лишь после того, как акватория достигла определенных глубин. Возможно, именно в это время зона шельфа становилась досягаемой для циркуляции фосфатонесных глубинных вод (рис. 51). Как показывает наличие рассеянных и незначительных скоплений фосфатов уже в самых начальных циклах трансгрессивной серии, условия минерализации локально существуют с самого начала трансгрессии (мелкое море, теплые воды, обилие органики и т.п.). Однако только в условиях стабильного мощного приноса растворенных фосфатов может начаться накопление залежей.

Случай разделения продуктивных пластов слабофосфатной межрудной пачкой двух типов – отложенной на глубинах, больших, чем те, на которых возникают фосфориты (черные глинисто-кремнистые сланцы, черные тонкослоистые известняки), и отложенной на меньших глубинах (доломиты, песчаники, кремни), – побуждает считать, что глубины, на которых происходит процесс фосфоритообразования, заключены в некотором, довольно узком интервале (по /65/ 200–400 м). Этот интервал, видимо, для каждого бассейна свой, так как конкретной породе (например, кремнисто-глинистому сланцу) невозможно приписать повсеместно единую глубину образования. О глубинах образования каких-либо пород можно говорить лишь относительно тех, с которыми они соседствуют.

Итак, можно предполагать, что диапазон условий фосфоритообразования локален не только по глубинам, на которых находится дно, но и по площади. Обмеление, скажем, средней части бассейна не приведет там к фосфоритообразованию, если эта область не попадает в зону действия апвеллинга или каких-либо дополнительных условий.

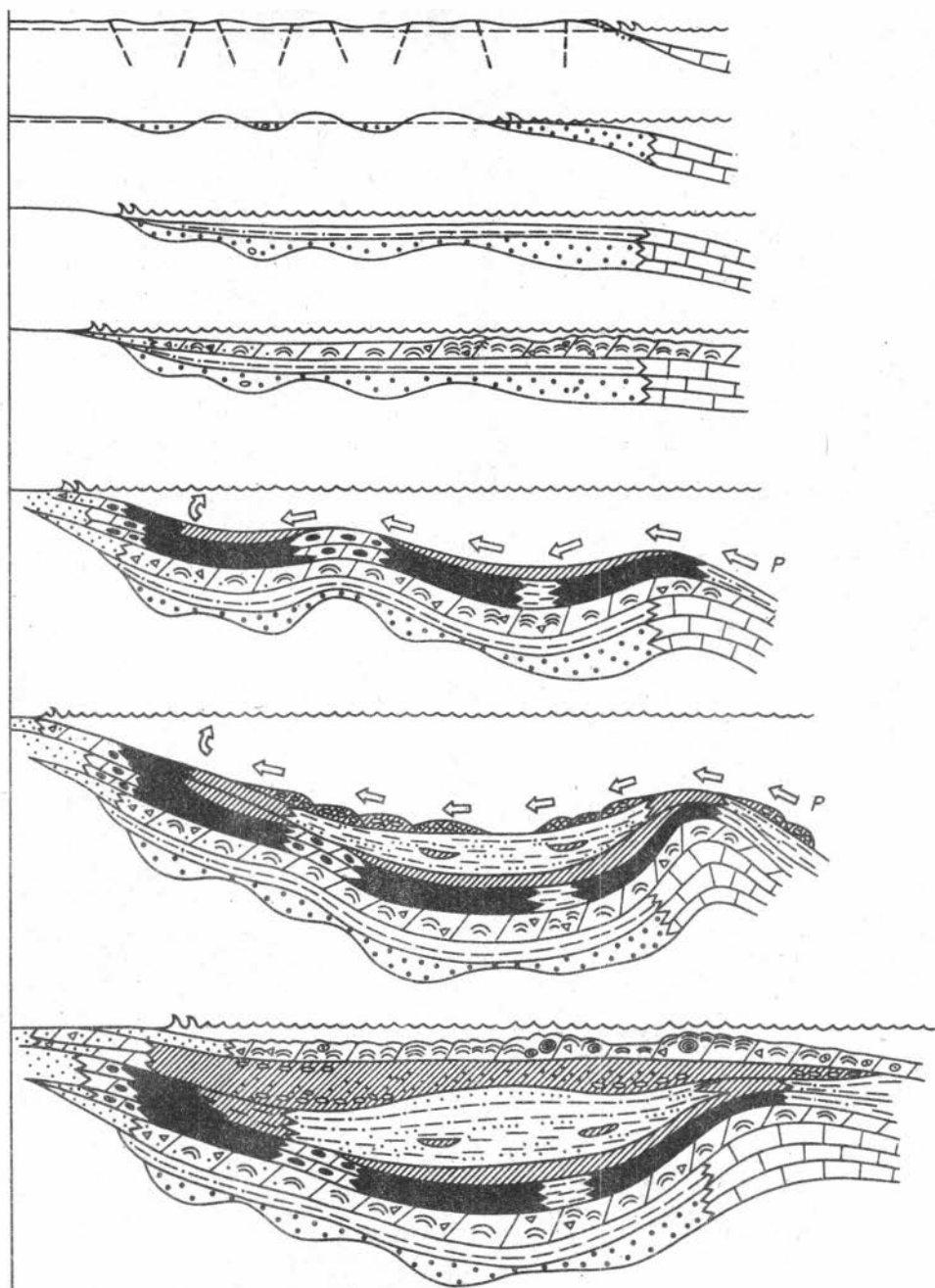


Рис. 51. Схема развития фосфоритогенного цикла Каратауского бассейна (для времени от начала отложения кыршабактинской свиты по отложение железомарганцевого горизонта).

Как можно видеть по графикам развития бассейнов, построенных на основании качественных оценок глубин и характера фосфоритогенных акваторий (исходя из распределения по разрезу типов пород), моменты фосфорито-

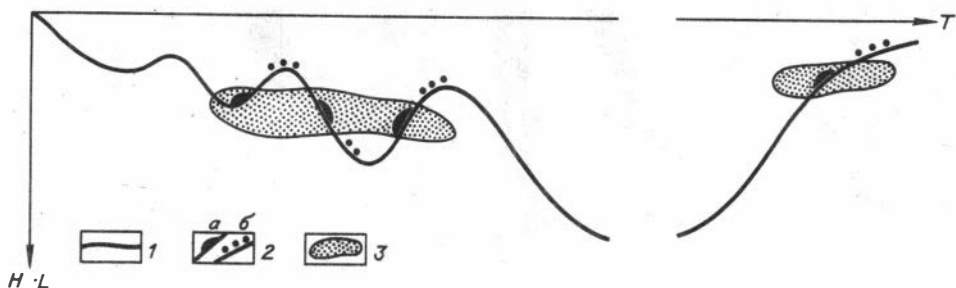


Рис. 52. Модель положения диапазона условий фосфоритообразования.

1 - кривая развития бассейна в координатах $HL-T$ (H - глубина, L - расстояние от берега, T - время); 2 - фосфориты: а - первичные, б - переотложенные; 3 - диапазон условий минерализации фосфатов.

образования занимают начальные и конечные фазы циклов развития (см. таблицу). Модель положения диапазона условий фосфоритообразования (рис. 52) обобщает позиции моментов фосфоритообразования, показанные на графиках таблицы. Это более уточненный вариант предложенной ранее модели /17, рис. 84, с. 184/.

Такая модель объясняет, почему моменты фосфоритообразования только иногда соответствуют экстремальным фазам развития бассейнов: для этого требуется совпадение экстремального состояния акватории с целым рядом условий, благоприятствующих фосфоритообразованию. Такое совпадение должно встречаться гораздо реже, чем пересечение.

Сопоставление предложенных моделей фосфоритоносных разрезов с данными о современном фосфатонакоплении сталкивается с проблемой, связанной с незавершенностью процесса современного фосфоритообразования. В современных осадках на дне морей и океанов не обнаружены фосфориты, которые можно сравнить с древними /65/. Обнаружены только пески, обогащенные фосфатными зернами, желваки, стяжения, плиты и глыбы фосфатизированных илов. Сплошные пласты фосфоритов не обнаружены. Даже в зонах интенсивного апвеллинга (у побережья Перу и Чили) встречены только желваки. При определении же возраста желваков фосфата со дна морей выяснилось, что лишь очень незначительное количество их (в двух-трех районах), по существу, современные /2, 72, 87/, остальные оказались более древними, относящимися к уже завершенной стадии фосфатоосаждения. Отмечается интенсивный процесс переотложения фосфатных желваков и непостоянство действия процессов минерализации фосфатов.

Невозможность сравнить разрез, содержащий современные фосфориты, с имеющимися разрезами древних фосфоритоносных отложений из-за того, что надфосфоритовые слои сейчас еще не сформированы, а по подфосфоритовым практически нет данных, вынуждает ограничиться следующими рассуждениями.

Процесс формирования месторождений до того состояния, которое наблюдается в ископаемом виде, не ограничивается актом отложения слоя за слоем. Это процесс сложной трансформации накопленной последователь-

ности напластований с обогащением слоев одними компонентами и разубоживанием другими.

Предположение о том, что в древние эпохи процесс минерализации растворенных фосфатов мог протекать гораздо интенсивнее, чем в современную эпоху, вполне вероятно, но оно остается предположением, из которого трудно извлечь какие-либо плодотворные выводы. Изучение древних фосфоритовых слоев показало, что те из них, которые можно было бы считать первичноосажденными на разделе вода/осадок (афанитовые фосфаты — микросфорофиты), как правило, весьма маломощны. Промышленно интересных скоплений такой тип фосфатов не образует. Промышленное значение имеют или фосфаты, редко рассеянные в породе (при условии, что бесполезный компонент легко отделяется от фосфата), или же фосфаты зернистые, представляющие; по существу, пески и алевриты с зёрнами в основном фосфатного состава. Такие пески, судя по их структуре, составу, текстуре и т.д., не образуются в первичном акте осаждения частиц из морской воды; как и калькарениты, они являются продуктами сортировки и приноса уже сформированных фосфатных зёрен, которые при этом обнаруживают признаки дополнительного обрастания фосфатом в процессе переноса или покоя; это говорит о том, что перенос осуществляется в условиях, благоприятных для минерализации фосфата. К сожалению, мы не располагаем данными о пространственном расположении залежей фосфатов различных типов, особенно тех, которые можно считать первичноотложенными, не перемещенными, и тех, которые явно образовались путем намывания. Возможно, что их позиции не совпадают.

Минерализация растворенных фосфатов может происходить множеством способов, как и принос их в зону минерализации. Однако только апвеллинг представляет собой достаточно мощный механизм подноса. В многочисленных работах, где обсуждается связь фосфоритообразования с апвеллингом, можно найти разнообразные высказывания о его значении. Во всяком случае, совпадение областей, где наблюдается апвеллинг, с большинством пунктов находок фосфатных желваков на дне (см., например, /70/) нельзя рассматривать как случайность. В последнее время некоторые исследователи, изучающие механизмы минерализации фосфатов /2,4,18,65,71,72/, пришли к заключению, что эта минерализация происходит не на границе раздела вода/осадок, а уже внутри ила, в восстановленной среде. Таким образом, значение апвеллинга для фосфоритообразования сводится, во-первых, к транспортировке фосфора; во-вторых, к созданию зоны высокой биопродуктивности, которая и обеспечивает появление зоны илов, находящихся в восстановительных условиях, благодаря обилию попадающей на дно органики. Зона восстановительных условий в осадках во многом зависит от местной обстановки. Чтобы илы сохраняли восстановительные свойства, им нужен покой и отсутствие кислорода, т.е. определенный диапазон глубин, климат, система водообмена и т.п.

Принимая во внимание профиль через шельф Юго-Западной Африки, где наблюдается современное фосфатоосаждение /2/, по данным Е.М.Емельянова и Е.А.Романкевича можно заключить, что область максимальной концентрации фосфора в донных осадках располагается в данном месте на глубинах 100–500 м, соответствующих внешней части шельфа и той области, где слой океанических вод, наиболее обогащенный фосфором и с минимумом кислорода, приходит в контакт с профилем дна /18, рис. 73/. Графики содержания C_{org} , SiO_2 и P по профилю показывают, что области максимального обогащения осадков этими компонентами не совпадают; ближе

всего к берегу находится максимум SiO_2 , а максимум по Р наиболее удален от него. Это в некоторой мере соответствует и построенной нами модели. Что же касается $\text{C}_{\text{орг}}$, то ясно, что он впоследствии претерпевает существенные перемещения, сохраняясь только в достаточно глубоководных осадках. В целом же и фосфориты, и вмещающие их породы в свежем состоянии всегда очень обогащены углеродом.

Таким образом, профили через современные зоны фосфатоосаждения /2, рис. 85, 90; 18, рис. 73/ показывают, что область минерализации современных фосфатов соответствует данным модели строения разреза ископаемых фосфоритоносных отложений, но на современном этапе не проявлен процесс концентрации минерализованных фосфатов в залежи. С. Риггс /98, 99/ определяет, что "фосфогеническая система" должна включать не только шельф и апвеллинг, но и механизм улавливания фосфатов в залежи, что обеспечивается определенным расположением поднятий и впадин дна, их развитием, системой течений и сортирующей деятельностью моря. Г.Н. Батулин склонен считать, что первые стадии фосфоритообразования (вплоть до диагенетической) были связаны с трансгрессиями, а заключительная (концентрация фосфатного материала в залежи) – с регрессиями /2, с. 210/. Такой вывод был бы очень желателен, но он, казалось бы соответствуя нашей модели, все же недостаточно подтвержден. Нижние фосфориты часто обладают теми же признаками, что и верхние. Последние действительно чаще несут следы переотложения, но утверждать, что этот материал переотложен полностью и возник исключительно за счет образовавшегося на трансгрессивной стадии, невозможно. Нижние фосфориты тоже в определенной мере переотложены, а верхние – первичны. Видимо, процессы минерализации и переотложения переплетаются на каждой фазе фосфоритообразования.

Что же касается самого способа минерализации, то здесь хочется отметить одно обстоятельство. Если отбросить предположение об интенсивной садке фосфатов в зонах более высокой (по отношению к современной) мощности палеоапвеллинга и более высокой, чем сейчас, концентрации фосфата в водах моря как гипотезу *ad hoc*, то придется остановиться на положении, согласно которому минерализация фосфатов приводит к возникновению лишь рассеянных скоплений в виде желваков, зерен, пленок. Минерализация, как установлено, происходит в илах и нередко путем замещения осадка и его компонентов первично иного состава. Такими компонентами могут оказаться любые включения в осадках, обогащенные органикой, например, колонии бактерий, захороненные тела моллюсков, древесные остатки и т.п. Естественно, легко происходит фосфатизация копролитов, водорослевых нитей, а также некоторых частей биогермных построек. Возникают фосфатизированные строматолиты или водорослевые маты, которые иногда образуют продуктивные залежи.

Есть основания предположить, что подобный механизм фосфатизации может проявиться и в том случае, когда обогащенным органикой окажется сам тонкодисперсный слой осадка, а в качестве фосфатоносного раствора выступит малоокислородный слой глубинных вод, контактирующих с донным осадком. При этом возникнут как фосфатные желваки, так и пленки афанитовой структуры, которые могут положить начало серии самых разнообразных фосфатных образований – от наслоенных фосфатных корок до фосфатных песков. Здесь чрезвычайно трудно выработать универсальную модель. Приходится ограничиваться общими соображениями о роли зон высокой биопродуктивности, которая на определенной глубине нейтрализует интенсивность окисления; где имеется мощный источник подноса фосфатов и кремнезема

и как следствие – условия для создания восстановительной среды в осадках и действия механизма минерализации фосфатов, кремнезема и некоторых других компонентов. Их распределение по дну происходит зонально, максимумы по отдельным компонентам не совпадают, области развития перекрываются. Очевидно и то, что распределение этих компонентов (P, Si, C, Fe, S) изучено не окончательно, в последующем оно может существенно измениться.

Достаточно объективная картина многостадийного процесса формирования фосфоритовых залежей в том виде, в каком они находятся в ископаемом состоянии, может быть создана при детализации предложенной модели фосфоритоносных разрезов с варьированием на основе различных систем описаний и на более представительном материале.

В заключение необходимо отметить, что сходная последовательность компонентов модели выявляется для различных типов отложений: ее можно увидеть и в существенно карбонатной по составу толще (бассейн Каратау), и в существенно терригенной (бассейны Пенджарра, Египетский), и в разрезах промежуточного типа – терригенно-карбонатных. Совершенно очевидно, что "главная последовательность" охватывает толщи разнообразного состава. Значит, построенная модель фосфоритоносной последовательности отложений наложена на сочетание различных формаций и проявляется в разных формациях, т.е. имеет межформационное значение. Компоненты модели могут быть обнаружены в различных формациях, и могут встретиться случаи, когда часть компонентов будет обнаружена в одной формации, а остальная часть в другой. Этот важный вывод будет обсужден в следующем разделе.

МОДЕЛЬНЫЙ ПОДХОД К ПОИСКАМ ФОСФОРИТОВ И ПРОБЛЕМА МОДЕЛИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ОСАДОЧНЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Модельная доктрина поиска и ее концептуальное обеспечение

Фосфориты относятся к тому виду полезных ископаемых, которые можно назвать "невидимками". Лишь в редких случаях фосфорит в новом районе удается опознать визуально. Обычно же узнают, что данная порода представляет собой фосфорную руду, лишь по результатам анализа. Известны случаи, когда геологи буквально ходили по фосфоритам, не замечая, что это такое. Внешне фосфорит бывает похож на глину, известняк, песчаник, кремень, сланец. Цвет его варьирует в чрезвычайно широких пределах. Поэтому описывая разрез, даже опытный геолог-фосфатчик не может быть гарантирован от того, что пропустит продуктивные слои. К тому же фосфориты весьма неустойчивы к выветриванию. Их естественные обнажения существуют только в районах засушливого климата и на очень крутых склонах. В остальных случаях они скрыты под делювиальным покровом.

Обнаруживать фосфориты удавалось бы только с величайшим трудом, если бы не их повышенная естественная радиоактивность и способность давать яркое окрашивание капли специального недорогого реактива. Тем не

менее если в слабо обогащенной местности даже при довольно детальных исследованиях не удалось обнаружить фосфориты, то это еще не значит, что они там действительно отсутствуют.

В то же время слабая фосфатность осадочных толщ — явление, распространенное крайне широко, как и слабо повышенная радиоактивность. Небольшие аномалии распределения радиоактивных элементов и фосфатности пород встречаются настолько часто, что могут основательно маскировать положение месторождений. Иногда довольно крупные районы основательно "заражены" фосфатностью, не переходящей в концентрации промышленного значения.

Наконец, известно, что соотношение между количеством мелких рудопроявлений и крупных и богатых залежей существенно сдвинуто в пользу первых, которых в среднем на одно месторождение (залежь промышленной значимости) приходится 200—300. Существуют, кроме того, целые регионы, где при отсутствии сколько-нибудь значимых месторождений широко развиты непромышленные фосфоритопроявления.

Все это достаточно широко известно, тем не менее так повелось, что находка некоторой концентрации фосфатов среди осадочных напластований должна оцениваться как "прямой признак" перспективности района и традиционно воспринимается как сильнейший аргумент в пользу нового "уровня фосфоритности". Однако рудопроявление далеко не всегда представляет собой область выклинивания месторождения (так сказать, его "хвост"), и не есть месторождение в миниатюре. Месторождение качественно отличается от рудопроявления, причем не только размером и типом залежи, но и характером ассоциации соседствующих с залежью объектов. Это особенно касается именно фосфоритов, крупные и богатые залежи которых возникают только в процессе регионального масштаба, порождающем большое количество факторов, каждый из которых контролирует генезис целой группы геологических объектов. Иначе говоря, крупные залежи фосфоритов возникают в бассейнах специфического типа и режима, следствием существования которых является сложная совокупность геологических тел, залегающих в определенном порядке.

В руководствах по поискам и прогнозированию фосфоритов /9, 10; 28, с. 53, 54/ различаются следующие типы поисковых предпосылок: стратиграфические, тектонические, литологические, палеогеографические, геохимические, геофизические и другие (см., например, /10, с. 237—280/). При работе на плохо обогащенных территориях, а также в древних толщах со слабо разработанным расчленением использование стратиграфических, тектонических и палеогеографических предпосылок обычно ограничено, хотя бы из-за малой изученности района. Геохимические предпосылки, т.е. обнаружение аномалий в распределении элементов и соединений, сопровождающих фосфориты, а также использование физических полей, по сути, близки к прямому поиску. Основной же, косвенный поиск — т.е. наиболее часто требующейся методики — служат прежде всего литологические (петрографические) и минералогические, а также стратиграфические предпосылки, из которых и выводятся некоторые другие предпосылки, например палеогеографические.

Учитывая соотношение проявлений повышенной фосфатности пород и рудопроявлений с количеством месторождений, следует полагать, что в поисковом деле надо избегать возможной ориентации на выявление вообще рудопроявлений, а стремиться обнаружить именно те из них, которые прямо относятся к промышленному типу. Возможны два варианта: ищут или место-

рождения новых типов, или уже известных. Ориентация на первые всегда связана с неизвестной степенью риска, так как основана на дедукции. Более надежна ориентация на аналоги известных типов месторождений. Существуют три исходные позиции:

имеем полный список уже изученных месторождений данного полезного ископаемого и, начиная поисковые работы, ориентируемся на весь список. Иначе говоря, ищем приблизительное повторение одного из известных месторождений. Можно заранее сказать, что двух одинаковых месторождений не существует. Именно поэтому поиск должен ориентироваться на полный список всех известных месторождений. Это тяжелый и невыгодный путь;

ориентируемся на сокращение полного списка известных месторождений путем их типизации. Под типизацией в данном случае понимается то, что некоторые месторождения из полного списка объявляются по тем или иным соображениям эталонными (типовыми), а остальные группируются вокруг них в "типы" на основании вводимых представлений об их близости к эталону по тем или иным свойствам. Тем самым список известных месторождений полезного ископаемого существенно (иначе нет смысла в типизации) сокращается. Перед поисковиком встает задача отыскать месторождение одного из заданных типов.

Заметим, что типизацию можно проводить по одному из оснований (факторов), которое присуще эталону, скажем, по текстуре руды или по виду вмещающих пород. Выбор основания зависит от частоты встречаемости на множестве рассматриваемых объектов и постоянства его связи с некоторым важным для нас качеством. Например: "тонкослоистые колчеданные руды часто образуют крупные месторождения полиметаллов". Здесь фактор "тонкослоистые колчеданные" соотнесен с фактором "крупность месторождения" по частой встречаемости этой связи на множестве месторождений полиметаллов, почему и принят за основание типа. По существу, процедура типизации (месторождений) есть диагностическое классифицирование. Типизация месторождений проводится на основе традиционного описания месторождений и практически не формализована. Описание типа месторождений (типового месторождения) дается как и обычное "полное" описание конкретного месторождения;

на известном множестве месторождений отыскивается совокупность таких элементов, которая обнаруживается на всех этих месторождениях (или на их группах) и в то же время связана с самой залежью. Месторождение определяется как полезное геологическое тело (залежь полезного ископаемого), включенное в некоторую систему других (окружающих) геологических тел, рассматриваемых как элементарные. Для осадочных слоистых месторождений элементом служит однородное геологическое тело, сложенное одной породой (в рамках принятой классификации пород), — чаще всего это слои различных пород (а также пачки слоев). Среди таких элементарных геологических тел могут быть выделены четыре основных вида по их отношению к залежи: распространенные только в пределах залежи, т.е. имеющие такую же протяженность, как и сама залежь; распространенные несколько шире залежи; частично перекрывающие залежь, а частично (но недалеко) уходящие за ее пределы; распространенные независимо от залежи. Естественно, нас интересуют только тела первых трех видов. Именно их сочетание — необходимое и достаточное указание на то, где может залегать руда. Перечень свойств и взаимоотношений таких тел, а также тех объектов, которые являются постоянным фоном для полезного ископаемого вместе с его индикаторами, и представляет собой модель месторож-

дения некоторого класса. Процедура построения модели, как сказано ранее, может быть формализована и даже автоматизирована.

Таким образом, под моделью месторождения мы будем понимать схему соотношений тех элементов месторождения, которые в совокупности определяют наличие полезного ископаемого (см. например, /1, с. 8/). В /33, с. 40/ модель определена как "объект любой природы, который способен замещать исследуемый объект так, что его изучение дает новую информацию об этом объекте". При поиске полезных ископаемых конкретный, но еще не обнаруженный объект – месторождение – заменяется схемой, выявление которой позволяет судить о рудоносности района и координатах месторождений.

От "типového месторождения" "модель" отличается тем, что она представлена как некий идеальный объект, т.е. только такими элементами, которые в наблюдаемых случаях обычно сопровождали полезное ископаемое, располагаясь в определенном порядке на характерном фоне окружающей среды. Типовые же месторождения задаются традиционным "полным" описанием конкретного месторождения, без исключения случайных элементов.

Образно говоря, в первом случае ищется "все похожее на то нужное, что ранее встречалось". Во втором – "то, что похоже на эталон". В третьем – "упорядоченная совокупность некоторых объектов". Легко понять, что предпочтительна именно третья позиция, так как образ искомого объекта в этом случае упрощен до разумных пределов. Конечно же, реально практикуется сочетание всех трех подходов, но один из них должен превалировать, так как поиск – планируемая и согласованная деятельность многих групп исследователей.

Таким образом, косвенный поиск должен быть ориентирован на отыскание в заданном из общих соображений районе максимального количества элементов модели. На каком-то шаге, когда выявлены еще не все элементы, уже может наметиться "полоса сканирования" – область, где стоит попытаться искать сплошным опробованием, т.е. проводить прямой поиск. В идеальном же случае к прямому поиску следует переходить лишь после выявления всех элементов модели. Если выявление модели требует чрезмерных затрат, надо или попытаться построить другую, или работать по сокращенной модели.

Модельный подход альтернативен тому (часто практикуемому) способу действий, когда поиски ведут там, где в толщах, примерно одновозрастных рудоносным и имеющих примерно сходный с рудоносными состав, стали известны фосфатопоявления или повышенная фосфатность. При этом чаще всего находят лишь непромышленные залежи фосфоритов. Характерно, что со временем поиски в непромышленно-рудоносных районах замыкаются в них и превращаются в накапливание данных о новых и новых рудопроявлениях, которые всякий раз оказываются мелкими. Этот процесс подстегивается конъюнктурными соображениями. Вывести такое состояние дел на выяснение принципиальных возможностей встретить в районе месторождение с нужными параметрами чрезвычайно трудно. Надо в полной мере уяснить, что косвенные индикаторы руды часто оказываются более ценными, чем прямые признаки. Между выявлением обстановки, благоприятствующей образованию месторождения, и получением первых образцов руды может пройти долгий этап трудоемких работ, и наоборот: мелкие рудные тела легко обнаруживаются далеко за пределами обстановок, порождающих крупные залежи. Одним словом, модели мелких и крупных концентраций полезных

ископаемых различны. Следовательно, наиболее прогрессивным должен считаться именно модельный подход к поискам, когда ищется не просто некоторая (в нашем случае — фосфатная) минерализация, а упорядоченная совокупность объектов—признаков, в которой прямые признаки расцениваются наравне с прочими.

Часто возникает вопрос: какова же вероятность того, что после установления необходимого набора признаков намеченная "полоса сканирования" окажется рудоносной, а не "пустой"? Действительно, перечисленные (и другие) индикаторы фосфоритов по отдельности или в сочетании еще не гарантируют успеха. Все они довольно широко распространены в осадочных толщах и вне связи с фосфоритами. Однако вероятность успеха резко возрастает, если окажется, что индикаторы выявлены в том же пространственном взаимоотношении, которое наблюдалось на ряде месторождений. Если появление одного и даже нескольких индикаторов может быть вызвано многими причинами, то расположиться в определенном порядке они могут лишь тогда, когда действительно отражают работу "машины рудоотложения".

Один из наиболее распространенных подходов к прогнозированию поисков фосфоритов — формационный. На его основе были созданы карты перспективных формаций Сибири /53/, прогнозная карта всей территории СССР. Это был необходимый этап, на котором территории разделялись на бесперспективные участки и перспективные в разной степени. Теперь предстоит подробно изучить только те области, которые признаны перспективными.

Как должен быть организован поиск на площади, занятой отложениями перспективных формаций? Так называемый "формационный анализ" заключается в разделении той или иной части литосферы (на разрезе, на карте или в трехмерном пространстве) на "формации" — области, которым в зависимости от их облика приписываются различные свойства, в частности рудоносность /6, с. 51—53/. Формация традиционно определяется как некоторая однородная (на уровне описания горных пород и их сочетаний) область. Под этим может подразумеваться, что вся область сложена: либо одной породой; либо одной группой пород (карбонатная, диабазовая, гранитоидная формации); либо однородной смесью различных пород (кремнисто-карбонатная, терригенно-карбонатная); либо она обладает однородной группировкой пород (флишевая); либо всем породам формации присущ один общий признак (красноцветная); либо в этой области плотно распределен какой-либо компонент (соленосная, угленосная, глауконитовая); либо она занимает определенное положение среди других областей (молассовая); либо сложена породами одного происхождения (вулканогенная) и т.д. Процедуры выделения таких формаций не унифицированы и неформальны. Во многом они основаны на субъективных предположениях, а главное, преследуют очень разные цели: от районирования континентов до решения очень локальных задач. Применение формаций для прогнозирования заключается в отборе из всех тем или иным способом выделенных формаций рудоносных и их последующей классификации по степени рудоносности. При этом предполагается, что однотипно однородные формации включают сходные залежи полезного ископаемого.

Как и все методы, формационный анализ имеет пределы, границы погрешностей. В геосинклинальных областях, т.е. там, где ведутся особенно интенсивные поиски фосфоритов, мощность "фосфоритоносных формаций" составляет 1—3 км и более. Продуктивные же пачки занимают в них 1—3% мощности, а по объему и того менее. Эффективность поиска, основанного только на формационном подходе, здесь низка, и это особенно начинает ощущаться при переходе от мелкомасштабного к крупномасштабному прогнозированию. Считать, что весь объем некоторой фосфоритоносной форма-

ши (скажем, кремнисто-карбонатной) является "полосой сканирования", нет смысла. Продуктивные части формации занимают в ее теле не случайное, а довольно определенное положение. Значит, очередная задача исследователя — отделить перспективные части мощного тела формации от неперспективных, т.е. вычленил собственно "полосу сканирования".

Учитывая определенную субъективность традиционной процедуры выделения формаций, а также требования модельного подхода, тоже, конечно, содержащего субъективные моменты, необходимо заметить, что при крупномасштабном прогнозировании придется несколько отступить от соображений о формационном расчленении. Основным этапом поиска надо считать тот набор исследований, с помощью которого в заданном районе будет выявляться последовательность отложений (вертикальная и латеральная), отвечающая одной из построенных моделей фосфоритовых месторождений перспективного типа. Изучение разрезов осадочных напластований, всегда считавшееся основной поисков фосфоритов, должно проводиться не пассивно (даже если оно очень детально), а целенаправленно: с ориентацией на выявление элементов модели.

Рудоносная формация — тоже модель месторождения, только очень грубая, недостаточно адекватная, как принято говорить. Такие модели районируют пространство по фону, на котором встречаются или не встречаются фосфоритовые месторождения. Их надо применять только на мелкомасштабной (региональной) стадии проектирования поисковых работ. Промышленно рудоносна лишь небольшая (по объему) часть такой модели. Задача поиска — выделить именно это "ядро" в качестве "полосы сканирования". Однако в незначительной, но заметной степени рудоносны и многие другие части модели. При формационном подходе может получиться так, что: вся модель уместится в одну формацию; разные части модели относятся к разным "перспективным" формациям вследствие того, что все эти части в той или иной мере рудоносны. В первом случае поиски будут проводиться на явно неравноценных объектах с одинаковой интенсивностью — в зависимости от того, где фосфатная минерализация кажется более перспективной. Во втором — изучение разных частей модели ведется разрозненно и вновь менее перспективным частям незаслуженно уделяется большое внимание из-за прямых признаков фосфатности. Реализации одних и тех же моделей могут быть отнесены к разным формациям вследствие различных размеров их (моделей) блоков или появления случайных блоков-наполнителей. Подобные обстоятельства могут существенно ухудшить ориентацию поисков. Модельный подход (т.е. ориентация поиска на выявление модели в целом) на этапе крупномасштабного прогнозирования должен оказаться более эффективным.

Программа работ по моделированию и способ действий

Моделирование представляет собой теоретический этап, удачность которого зависит от выбранной процедуры моделирования и от полноты и адекватности материала обучения, т.е. от выбора тех конкретных месторождений, строение которых будет учтено при моделировании.

Действия в русле предписаний доктрины модельного подхода будут происходить в двух сферах: составление моделей; поиск реализации моделей в заданных районах.

Действия по составлению моделей распадаются на следующие стадии:

определение списка месторождений, вводимых в материал обучения (эталонных);

сбор данных по эталонным месторождениям, подлежащих обработке на предмет составления моделей;

дополучение недостающих в описании материала обучения данных;

группирование материала обучения по типам эталонов;

обработка данных и составление моделей.

Подбор материала обучения – в определенной мере искусство. Учитываемые месторождения должны быть в какой-то степени однотипными, их описания тоже выполненными по близким, а лучше по единой классификации элементарных объектов (минералов, пород, толщ, дислокаций, стратиграфических подразделений) и по единой схеме описания (например, если в описании месторождения введены данные о подстилающей толще, то она должна быть описана на всех месторождениях). Во многом успех материала обучения зиждется на применении удачного описания. Слишком поверхностное описание, как и слишком детальное, в равной мере могут оказаться неэффективными.

Практика показывает, что чаще всего месторождения, даже те, которые эксплуатируются уже много лет, геологически освещены в основном в пределах сведений по рудным залежам. Окружающее залежь пространство, как правило, изучено намного более поверхностно. В то же время именно данные об окружающем пространстве наиболее важны при косвенных поисках и, следовательно, при моделировании. Целенаправленное описание месторождений должно стать необходимым условием их разведки и эксплуатации. Желательно, чтобы в бюджете геологических исследований были предусмотрены затраты не только на подсчет запасов полезного компонента, но и на получение дополнительных знаний о той обстановке, в которой залегают полезные ископаемые. Все такие сведения о вмещающих отложениях, о характере границ и тому подобное, необходимость в которых доказана в специальных работах, должны фигурировать в окончательном отчете по подсчету запасов месторождения, так как последующие тематические исследования уже не восполнят отсутствие необходимого материала. Здесь требуются специальные полевые работы, проходка горных выработок и бурение скважин, ибо речь идет о получении надежного исходного материала, так как крупномасштабное прогнозирование качественно отличается от региональных мелкомасштабных прикидок и общих оценок перспективности. Без определенного объема надежных исходных данных о серьезном крупномасштабном прогнозировании не может быть речи, и мы получим лишь "увеличенные копии" мелкомасштабных прогнозов.

Обязательные затраты на более полную информацию о геологической позиции конкретной рудной залежи необходимо предусматривать так же, как и затраты на охрану среды, технику безопасности и т.д. Только в этом случае научные исследования по моделированию смогут получить прочную и обоснованную базу. Очень незначительные сверхнормативные (по отношению к общему их объему в процессе разведки и разработки месторождения) затраты могут дать большой экономический эффект: быстрее будут обнаружены новые месторождения, отпадут затраты на неточно сориентированные поиски.

При идеальной организации работ по моделированию желательно использовать глобальную информацию об известных месторождениях. Необходимость комплексного изучения месторождений для создания качественных моделей, обобщающих глобальный материал, уже осознана всеми

геологами. Поэтому создан ряд международных проектов для изучения того или иного геологического вопроса.

В качестве одного из наиболее крупных проектов международных исследований на 1978–1984 гг. был принят Международный проект геологической корреляции – МПГК – объединяющий множество частных проектов. Один из них – Проект 156 (“Фосфориты”), подразделенный на три рабочие группы: “Фосфориты протерозоя и кембрия”, “Молодые фосфориты” и “Международный банк данных по фосфатным ресурсам” /82/. Первые две группы организуют совместные исследования специалистов от различных стран, имеющих на своей территории месторождения соответствующих фосфоритов, по общей программе, цели которой:

определить распределение и площади фосфатогенных провинций протерозоя и кембрия;

на основе сравнения геологических данных по месторождениям соответственных провинций совершенствовать и создавать модели фосфоритонакопления;

содействовать выявлению новых месторождений в регионах путем углубления понимания процессов фосфоритообразования и совершенствования моделей;

углубить знания о связях, существующих между фосфоритонакоплением и образованием других видов минерального сырья, в том числе с нефтеносными отложениями.

Группа, организующая банк данных, призвана обеспечить упорядоченное поступление и хранение информации о фосфатных месторождениях, сделать ее доступной для всех. Учитывая огромные объемы такой информации, ее предполагается стандартизировать и модифицировать до возможности согласованного использования в деле решения геологических задач, в том числе и с применением компьютеров.

В банке данных должны храниться детальные описания литостратиграфических разрезов рудоносных и вмещающих отложений; точные возрастные датировки; геохимические и минералогические данные о рудоносных и рудо-вмещающих отложениях; сведения о корреляции отложений, трансформированные в сводные разрезы, палеофациальные и палеогеографические профили и карты; палеомагнитные определения; комплекс литологических характеристик и др.

Необходимо признать, что только осуществление подобных проектов при конструктивном, а не формальном подходе к реализации намеченных программ может привести к созданию достаточно эффективных моделей фосфоритообразования. Осуществить такую работу отдельным разрозненным группам, которые не обладают всеми необходимыми средствами и временем для изучения месторождений, попросту невозможно. Для СССР организация моделирования по единой упорядоченной программе особенно необходима: следует создать свой внутригосударственный проект, аналогичный проекту “Фосфориты”.

Очевидно, что эффективное моделирование невозможно без предварительной стадии единовременного и согласованного изучения месторождений. Эту стадию можно назвать “синоптической”, по аналогии с метеорологическими работами, где получение общей картины (модели) состояния атмосферы достигается путем суммирования и обработки множества отдельных наблюдений, проведенных по единой программе и системе измерений одних и тех же параметров в разных точках планеты. Разумеется, “синоптическая” работа в геологии имеет свою специфику. Она проводится не на изменяю-

щихся объектах, и здесь можно пользоваться как угодно старыми наблюдениями, если они верны. Такие объекты, как месторождения, для человека практически неизменны, но существенно может меняться информация о них, особенно в процессе обработки. В то же время при эксплуатации многих важнейших месторождений отсутствует оперативная служба наблюдений за геологической обстановкой, в которой находится залежь. Геологи, обслуживающие эксплуатацию, не имеют специальных запроектированных заданий по совершенствованию картины залегания руд. Для обрабатываемых горизонтов составляются детальнейшие планы, но они посвящены только слежению за качеством извлекаемой рудной массы.

В итоге по мере обработки месторождений бесследно исчезают существенные массивы информации, на которой можно строить более верные представления о классах месторождений, и наука теряет факты – свое “топливо”, на котором она могла бы продвигаться вперед. Очень небольшая экономия на дополнительных наблюдениях в процессе эксплуатации и разведки оборачивается невосполнимыми потерями знаний, сулящих неограниченный эффект.

Итак, за информацию надо платить; обеспечение научных разработок для поисков месторождений должно опираться на постоянную оперативную работу по сбору новых данных, дополняющих и корректирующих модель каждого эксплуатируемого (или разведываемого) месторождения. В процессе разведки и эксплуатации должны проводиться дополнительные работы, уточняющие картину строения залежей полезного ископаемого и, что особенно важно, их окрестностей.

Необходимы специальные отраслевые центры (по фосфоритам, полиметаллам и т.п.) для накопления информации о месторождениях – специализированные банки данных. Организационно такой банк данных представляет собой регистрирующую, стандартизирующую и корректирующую группы, которые должны быть подчинены обрабатывающей группе. Последняя и занимается собственно моделированием. Заметим, что информация для банка данных должна поступать со всех месторождений фосфоритов страны, независимо от их статуса в балансе запасов и конъюнктуре освоения, если только принято решение о включении их в материал обучения.

Программа единовременных (синоптических) наблюдений на месторождениях фосфоритов не может быть задана сразу в окончательном виде. Несомненно, потребуются коррекции в процессе моделирования. Можно только заранее сказать, что “всесторонняя” детальность описаний осуществляться не будет. Учитывая требования к описанию геологических явлений /35, с. 24/, нам нужно прежде всего четко сформулировать задачи описания и сделать анализ условий использования их моделирующим звеном.

Каждое месторождение может быть представлено пространственной совокупностью некоторых элементарных геологических тел, окружающих залежь полезного ископаемого. Так как крайне редки случаи полной картины той обстановки, в которой находится залежь, а ее можно получить лишь путем многократной интерполяции и экстраполяции (составление профилей, карт, блок-диаграмм и т.п.), то наиболее объективным материалом следует считать послойное описание разреза напластований, включающего залежь или ее стратиграфические эквиваленты. Картина месторождения представляет собой скоррелированное множество таких разрезов. Поэтому именно послойные стратиграфические разрезы отложений рудного поля (как пересекающих, так и не пересекающих залежь, но находящихся поблизости от нее – там, где основной фон рудовмещающих отложений не слишком отличается от фона месторождения) и будут исходным материалом моделирования.

Требования к качеству и детальности описания разрезов в пределах рудного поля сводятся к следующему:

разрезы должны пересекать залежь полезного ископаемого в местах а) максимальной мощности, б) на выклинивании, в) за линией выклинивания, в стратиграфически эквивалентных отложениях (однообразных в пределах отдела системы);

длина разрезов должна позволять детально охарактеризовать подстилающие, рудомещающие и налегающие свиты;

подстилающие и покрывающие отложения описываются со степенью детальности, которая принята для рудоносной пачки (продуктивной толщи, свиты), на расстоянии 300–400 м от кровли и подошвы рудоносной пачки. Выше и ниже допускается более обобщенное описание. Такие пределы установлены опытным путем, исходя из соображений о предельной мощности тех интервалов разреза, которые могут содержать индикаторы рудоносности, компоненты агрегации;

в качестве индикаторов рудоносности могут выступать любые свойства геологических тел, доступные визуальному наблюдению или несложным анализам. Требуется выделять и различать следующие объекты: а) терригенные породы, различные по текстуре, структуре и обломочным компонентам, б) карбонатные породы различных текстур и состава, в) кремнистые породы различных текстур и состава, г) поверхности размывов, примеси, включения, минерализацию.

Необходимо фиксировать цвет и различную текстуру пород, особенно биогенные текстуры карбонатов; всегда различать доломиты и известняки; изучать виды слоистости; фиксировать разнообразные включения и минеральные примеси – кремневые, фосфатные и карбонатные стяжения, примеси глауконита, железомарганцевых минералов, стронциевых и бариевых; присутствие органического вещества; очень важно фиксировать слои и пачки с терригенной примесью (глинистой, псаммитовой); различать поверхности перерывов осадконакопления, разнообразные признаки изменения глубины бассейна. Огромную роль в моделировании фосфоритовых месторождений играет изучение условий осадконакопления по характеристикам фауны и флоры. Важна фиксация кластогенных текстур, связанных с топографией дна или течениями (интракластов).

Необходимо направить усилия на выявление той регулярности в строении осадочной толщи, с которой связано положение фосфоритовых залежей. В первую очередь это циклический характер осадконакопления – периодическое возвращение к тем условиям, которые близки к условиям фосфоритообразования или к некоторым экстремальным состояниям акватории. Связь фосфоритов с седиментационной циклическостью, очень часто наличие между продуктивными слоями межрудных пачек сходного облика однозначно свидетельствуют, что "включающим" и "выключающим" фактором фосфоритообразования служит не столько работа источника фосфатов, сколько смена седиментологической обстановки в зоне фосфатонакопления, в частности смена распределения глубин акватории, температурный режим.

Изучение распределения фосфоритовых месторождений в глобальном плане показало, что все они располагаются в поясе низких широт /77,104/. Это можно объяснить или влиянием на фосфатоосаждение температуры вод, или связью механизма подачи фосфатных вод с тропической атмосферной циркуляцией. Поэтому крайне желательно получать палеомагнитные данные для эпохи фосфоритообразования любого месторождения.

В целом можно сказать, что на фосфоритовых рудных полях требуется осуществить возможно полнее палеофациальные исследования.

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ

НЕКОТОРЫХ ФОСФОРИТОНОСНЫХ РАЗРЕЗОВ

ЮЖНОЙ СИБИРИ

Алтае–Саянский фосфоритоносный бассейн /53, с. 24, 25/ охватывает территории Западного и Восточного Саяна, Салаира, Горного Алтая, Кузнецкого Алатау и Тувинского нагорья, которые плохо обнажены, складчаты и раздроблены, почему здесь до сих пор и не удалось достаточно подробно описать полные и надежные (в смысле последовательности слоев) разрезы фосфоритоносных отложений кембрия и рифея. Остается спорным положение в разрезе целых свит. Тем не менее можно считать, что фосфоритоносные разрезы здесь изучены более детально, чем в остальных складчатых районах Сибири. Поэтому целесообразно именно их сопоставить с каратауской моделью.

Район Кузнецкого Алатау и Горной Шории. Фосфоритоносная свита Горной Шории – белкинская – заключена между двумя мощными карбонатными толщами: внизу это рифейские кабырзинская и западносибирская свиты (или их аналоги), вверху – свиты усинской серии нижнего кембрия (или ее аналоги). Разрезы изучены лишь в общих чертах и фрагментарно, контакты практически мало где доступны наблюдениям; провести сравнительный анализ здесь очень трудно. Дополнительные помехи связаны с тем, что в геологической истории региона проявлялись эпохи интенсивного вулканизма, размешавшегося неравномерно.

В районах Горной Шории – в южной части Кузнецкого Алатау – фосфоритоносная белкинская свита мощностью 200–400 м залегает на толще строматолитовых доломитов западносибирской свиты мощностью около 1 тыс. м и перекрыта (с размывом?) известняковой карчитской свитой мощностью порядка 1 тыс. м и более /14, с. 20–22; 51; 53, с. 31–33/. Белкинская свита выделяется на фоне мощной карбонатной формации не только фосфатностью, но и более разнообразным составом: в нее входят карбонатные брекчии (обилие), глинисто–кремнистые сланцы, кремни, известняки и доломиты, калькарениты. Все эти породы “переплетаются” в разных разрезах и создают очень сложные сочетания, поэтому обозначить границы белкинской свиты с точностью до слоя и даже до пачки весьма затруднительно. В целом же этот интервал разреза – переходный от существенно доломитовой к существенно известняковой (возможно, в значительной мере “рифогенной”) толще – выделяется довольно отчетливо.

Какие же гомологи компонентов фосфоритной агрегации можно установить в горношорском разрезе?

В нижней части разреза, под доломитами западносибирской свиты, залегает мощная (1–2 тыс. м) кабырзинская свита: темные и черные тонкослоистые известняки (с прослоями доломитов и калькаренитов) с линзами и невыдержанными пачками глинистых и кремнистых сланцев, эффузивов. Это явно более глубоководная и пелагическая серия отложений, чем лежащая выше светлая и почти сплошь строматолитовая западносибирская свита. Что находится в ее основании, пока не ясно. Существовало мнение, что кабырзинская свита подстилается пызасской толщей полимиктовых песчаников, граувакк, сланцев, туфов и эффузивов /14, с. 19, 20/. Однако стратиграфическое положение этой терригенной толщи (ее можно было бы гомологизировать с сархойской свитой Восточного Саяна, т.е. с молассовым комплексом) спорно; имеются указания на то, что это более молодые от-

ложения. Во всяком случае, в основании кабырзинской свиты лежит какая-то терригенно-эффузивная толща или вулканогенные пачки /14, с. 20/, хотя не исключено, что она залегает на метаморфизированном фундаменте или непосредственно на коре океанического типа.

Так или иначе, но мы не видим четких признаков присутствия в основании карбонатного разреза Горной Шории континентальных или мелководных отложений. Кабырзинская свита отражает этап существования уже достаточно развитого открытого бассейна. Более ясная картина открывается со стадии отложения западносибирской свиты. В ней нетрудно усмотреть гомолог доломита Дэннин Южно-Китайского бассейна. Напомним, что свита Дэннин слагается светлыми строматолитовыми и онколитовыми доломитами, иногда кремнистыми; в основании, в средней части и в самых верхах ее породы повышено фосфатны или вмещают слои фосфоритов незначительной мощности. Все это очень сходно с характеристиками западносибирской свиты. Относительно более глубоководной кабырзинской свите черных известняков со сланцами в разрезе Южно-Китайского бассейна соответствуют черные глинистые сланцы свиты Доушаньто. В таком случае западносибирскую свиту следует рассматривать как очень мощный гомолог "нижних доломитов".

В региональном плане, если отвлечься от локальных разрезов Горной Шории и считать весь Мрасский срединный массив (геологический эквивалент территории Горной Шории в эпоху отложения рифейско-кембрийской карбонатной формации) частью бассейна западносибирского времени, на относительно небольшом расстоянии к востоку от этого массива – в пределах восточного склона Кузнецкого Алатау – отмечены красноцветные терригенные породы, слагающие толщу мощностью от нескольких десятков до тысяч метров, залегающие под западносибирской свитой (амарская свита). В ее основании находятся конгломераты с галькой черных известняков, а выше следуют красноцветные песчаники и гравелиты, местами железистые. Таким образом, есть основания считать, что западносибирская доломитовая свита залегает на кабырзинской трансгрессивно, с базальным терригенным комплексом в основании. С отложениями амарской свиты, видимо, следует параллелизовать "необычный горизонт" (110 м) пестроцветных алевролитов, песчаников и конгломератов с прослоями известняков, выделенный К.В.Радугиным в 1936 г. в пределах Мрасского массива в верхах унушкольской формации (как тогда называлась кабырзинская свита), непосредственно под доломитами западносибирской свиты /14, с. 20, 22/. Долгое время "необычный горизонт" не "укладывался", по представлениям геологов, в разрез темноцветной и сероцветной существенно карбонатной толщи енисейской серии (кабырзинская + западносибирская + белкинская свиты). Пеструю окраску объясняли туфогенной примесью. Однако, скорее всего, это и есть базальные слои доломитовой толщи, с размывом налегающей на кабырзинскую свиту. В этом случае западносибирскую свиту действительно нужно рассматривать как гомолог "нижних доломитов" агрегации.

В кровле этой свиты отмечен горизонт строматолитовых фосфоритов, представляющий собой фосфатизированные столбчатые биогермы, включенные в нефосфатный доломитовый матрикс (по Н.А.Красильниковой и Р.К.Пауль). Выше кровли западносибирских строматолитовых доломитов залегает повсеместно развитая, но всегда занимающая определенное положение (в основании белкинской свиты) пачка глинисто-карбонатных и кремнистых сланцев мощностью в несколько метров, над которой следует слой черных кремней, линзовидно перемежающихся с доломитами (10–30 м). Выше кремневого горизонта находится основная часть белкинской свиты: 150–200 м карбо-

натных брекчий с прослоями ненарушенных карбонатов; ряд интервалов этой части свиты фосфатен.

Вопрос о форме фосфоритовых рудных тел на Белкинском месторождении остается открытым, так как то, что они представляют собой пласты, может оказаться лишь результатом графической корреляции фосфатных интервалов. Брекчированные карбонатные породы на Белкинском месторождении имеют строматолитовую текстуру и в обломках, и в цементе; причем фосфатные брекчиевые слои разделяются слабофосфатными или нефосфатными строматолитовыми доломитами. Завершается белкинская свита пачкой массивных черных углеродистых известняков, а выше следуют светлые массивные карбонаты карчитской свиты – органогенные, строматолитовые, с обломками светлых карбонатов размером до 8–10 см, с песчаниковидным матриксом.

В описанном разрезе можно опознать такие горизонты агрегации: сланцевый, кремневый, брекчиевый фосфатный, верхний карбонатный. Однако из-за непостоянства сланцевого и кремневого горизонтов трудно определить гомологи компонентов агрегации. На участке Карасук фосфориты залегают именно под пачкой фосфатистых кремнистых сланцев. На фосфоритопроявлении же Пурла кремневый горизонт, как и на Белке, подстилает основной фосфоритовый пласт.

Карчитская чисто карбонатная свита на месторождении Белка залегают выше фосфоритоносной свиты. Но в других районах Мрасского массива над белкинской свитой описывается иная последовательность толщ /49/. Вначале над фосфоритоносной свитой залегают мощная (до 2 тыс. м) толща эффузивов (кондомская свита), перекрытая мрасской свитой (600 м) нижнего кембрия и сложенная карбонатными и терригенными породами; к последним относятся песчаники, глинистые сланцы, есть много кремнистых сланцев. Вопрос о положении, мощности и стратиграфии кондомской свиты пока еще во многом не ясен. Вероятно, мощность ее сильно завышена, да и положение в разрезе может оказаться иным. "Кондомская свита" – собирательное понятие для многих эффузивов с неясным положением в разрезе. Тем не менее нижнекембрийский возраст мрасской свиты делает ее аналогом какой-то части карчитской. Аналогичное положение на севере Кузнецкого Алатау занимает терригенно-карбонатная нижнекембрийская усть-кундатская свита.

Таким образом, где-то над фосфоритоносной свитой, не очень далеко от ее кровли, имеется гомолог верхнего терригенного комплекса агрегации – "верхние сланцы".

В целом в фосфоритоносном разрезе Горной Шории опознается главная последовательность, а именно: неповсеместный нижний пестроцветный терригенный комплекс, нижний доломит, кремень, фосфоритовая пачка и верхний терригенный комплекс. Стратиграфическое положение последнего сходно с положением верхнего терригенного комплекса в разрезе бассейна Джорджина: там сланцево-алевролитовые пачки формации Инка вклиниваются в известняковую толщу, которая, в свою очередь, может латерально переходить в толщу светлых доломитов Камуил; при этом есть разрезы, где продуктивная формация перекрывается известняковой толщей.

Более детальная гомоморфизация разрезов эталонных бассейнов с горношорским затруднена. Так, не ясно, можно ли считать, что маломощная сланцевая пачка, подстилающая кремневый горизонт на месторождении Белка, является гомологом межрудной сланцевой пачки агрегации, или же она входит в горизонт "нижних кремней". В первом случае продуктивный горизонт белкинской свиты гомоморфен верхней части каратауского продуктив-

ного цикла: внизу сланцы, выше кремни, затем фосфатонесные брекчированные доломиты. Если это так, то становится понятным, почему бедны белкинские руды, так как на уровне "верхних" карбонатов, как и на уровне "нижних", промышленных залежей не встречается; здесь развиты лишь слабо фосфатонесные породы и маломощные прослои собственно фосфоритов.

Ближайшее к Белке из относительно крупных (сравнительно с другими рудопроявлениями в Кузнецком Алатау) месторождение – Тамалыкское. Разрез его сходен с белкинским. Здесь, по А.К.Мкртычяну /32/, в низах тоже вскрывается мощная толща черных известняков теренсукской свиты (> 1200 м) со сланцами и вулканогенными пачками в нижней половине. Выше теренсукской свиты с неясным взаимоотношением с ней следует багзасская (> 2 тыс. м) свита – эквивалент западносибирской, состоящая в основном из светлых строматолитовых доломитов с линзами кремней и кремнистых сланцев. В самых верхах доломиты брекчиевые, фосфатные. Над этой толщей местами залегает пачка тонкополосчатых известняков с фосфатными прослоями.

Выше (возможно, с размывом), там, где отсутствуют тонкополосчатые известняки, в частности на самом месторождении Тамалык, следует тамалыкская свита. Она датируется по фауне нижним кембрием, в отличие от белкинской свиты, в которой не обнаружена фауна, но которую по водорослям можно считать вендской /49, с. 31/. Учитывая ненадежность датировок по подобным остаткам, отсутствие фауны в низах карчитской свиты, хорошую литологическую коррелятивность белкинской свиты с тамалыкской и небольшое расстояние, разделяющее районы их распространения, белкинскую и тамалыкскую свиты следует считать разновозрастными. Соотношение литологических пачек в этих свитах, однако, несколько различно. Тамалыкская свита (снизу вверх) состоит из трех пачек: сланцевой (100–200 м), фосфоритовой (80–220 м), кремнистой (40–150 м) /12, 32/ (рис. 53). Кремнистую пачку иногда именовали верхней сланцевой, так как здесь преобладают углеродисто–кремнистые сланцы, в меньшей мере силициты; на долю этих пород, по А.К.Мкртычяну /32, с. 35/, приходится 85% мощности пачки, 10% известняков, 3–5% андезитовых порфиритов; есть прослои фосфоритов. В фосфоритовой пачке 60% карбонатных пород, из них 80% – известняки. Фосфориты занимают 12% по мощности, кремнистые породы 23%, марганцевистые известняки 5%. В нижней сланцевой пачке резко преобладают обильно пиритонесные слабофосфатные углеродисто–глинистые, менее распространены углеродисто–кремнистые сланцы (80%), рассеяны прослои и линзы известняков, доломитов (10–12%); 8% кератофиров; 1% фосфоритовых прослоев; встречаются линзы известняков мощностью до десятков метров (биогермы). Перекрывается кремневая пачка пачкой эффузивных пород с линзами силицитов, известняков, кремнистых сланцев, мощность которой до 250 м. Выше залегает толща светлых массивных известняков (усинская свита) с обильной фауной археоциат нижнего кембрия в нижних слоях.

Таким образом, на мощном гомологе каратауского "нижнего" доломита здесь, если отвлечься от деталей, можно видеть такую последовательность: сланцы – продуктивная пачка – кремни, что отвечает верхней части фосфатного цикла: переходу от максимального углубления (сланцы) к кремням и далее к светлым грубослойным археоциатовым известнякам ("верхний карбонат"). Некоторые компоненты фосфоритной агрегации здесь явно налицо. Однако модель неполна; продуктивные компоненты растянуты по мощности, содержат много случайных образований. Все это не способствовало формированию качественных залежей.

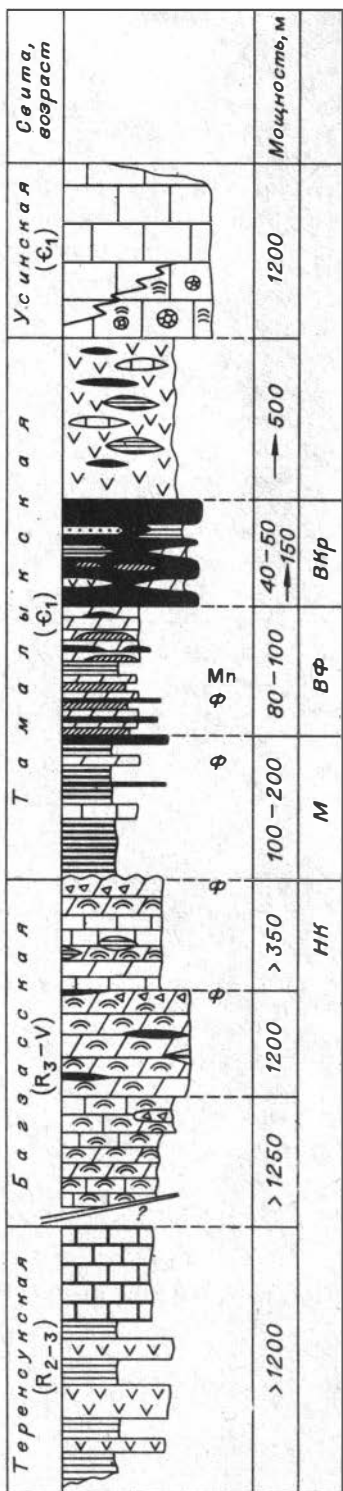


Рис. 53. Разрез фосфоритовмещающих отложений Тамальского месторождения (по /32/).

Принимая во внимание разрезы сорнинской свиты (аналога тамальской и белкинской свит), расположенные еще восточнее – в хребте Азыртал, можно заметить, что слабифосфатоносный интервал разреза в ней относится к более глубоководной стадии развития. Ее отложения заключены между мелководными отложениями светлых доломитов и известняков (мартюхинской и большеербинской свит).

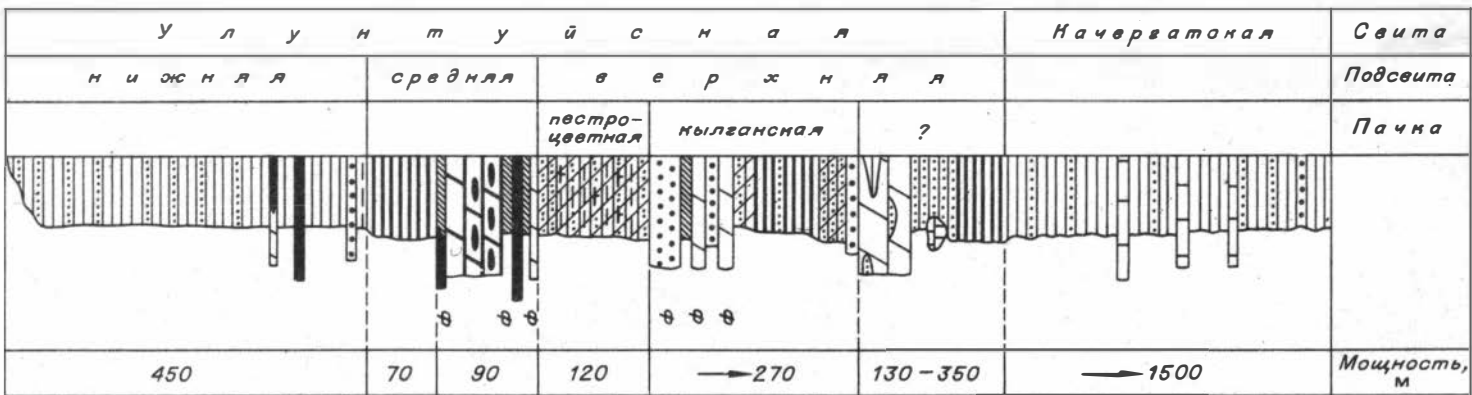
Б.Г.Краевский (1980 г.) описал в пади Кутень-Булук сорнинскую свиту, которая начинается и заканчивается пачками темных и черных известняков. Между ними заключена пачка кремнистых и глинистых, карбонатно-глинистых фосфатных сланцев. Детально можно наметить сходную с каратауской последовательность (снизу вверх): 1) черные массивные известняки с линзами кремнистых сланцев (100 м), 2) известняки онколитовые кремне-ные (15 м), 3) кремнистые и глинистые сланцы (20 м), 4) кремнисто-карбонатно-глинистые фосфатные в верхах баритоносные сланцы с прослойками туфопесчаников, туфов, эффузивов (110 м), 5) известняки массивные темно-серые (140 м).

Соответственно эти пачки можно параллелизовать с агрегацией так: 1) нижние кремни, 2) сланцевая межрудная пачка, 3) верхний фосфорит, 4) верхний карбонат. Но эти компоненты выражены нечетко и по сравнению с компонентами агрегации, которые выделялись на крупных месторождениях, более глубоководны. Фосфоритная агрегация рассмотренной части Алтае-Саянской области формировалась, как можно заключить, в нестабильной обстановке и, видимо, не на шельфе, а в более пониженной части окраины каких-то массивов, возможно, не связанных с континентом, а внутрибассейнового положения.

Существенно отличается от внутригеосинклинальных разрезов кембро-рифей Кузнецкого Алатау разрез перикратонной части Байкальской складчатой области – района Северо-Западного Прибайкалья /14, с. 76-80/. Здесь фосфоритоносна рифейская улунтуйская свита, расположенная между голоустенской (внизу) и качергатской (вверху) свитами. Байкальский трехчленный комплекс отложений залегает с ясно видимым контактом на древнем фунда-



Рис. 54. Разрезы фосфоритовмещающих
отложений Северо-Западного Прибайкалья
(по О.П.Егоровой, см. /14/).



менте кратона (гнейсы). И здесь отчетливо выделяется нижний терригенный комплекс агрегации (голоуспенская свита, 400–500 м); внизу кварцево-песчаный, в средней части песчанисто-доломитовый, вверху – глинисто-песчаниково-алевролитовый. Это довольно хорошо укладывается в рамки модели (рис. 54).

Надпродуктивная часть представлена мощной тонкослоистой флишеподобной глинисто-алевритово-сланцевой толщей (качергатская свита) с прослоями песчаников. Она имеет частично серо-зеленую, но преимущественно темную окраску, ее можно рассматривать как аналог черносланцевой формации внешнего терригенного пояса, который очень сходен с надфосфоритовыми отложениями бассейна Пенджарра.

Рудовмещающий комплекс улунтуйской свиты явно имеет сходство с модельным. В нем различаются два кремнисто-фосфатных горизонта, разделенные межрудной пачкой черных доломитовых известняков, местами окремненных. Подстигается эта продуктивная пачка черными сланцами и алевролитами (с которыми составляет среднюю улунтуйскую подсвиту), а перекрывается пестроцветными карбонатно-терригенными отложениями "верхней пестроцветной пачки" и кылганской пачки верхней улунтуйской подсвиты. В верхней подсвите тоже имеются фосфатоносные породы в виде фосфатных кварцевых песчаников, фосфатных доломитов, фосфатных черных сланцев. Толщина слоев, которые по содержанию фосфата можно назвать фосфоритами, здесь составляет первые сантиметры.

Верхняя улунтуйская подсвита (пестроцветная пачка + кылганская пачка + надкылганская часть подсвиты), содержащая пестроцветные терригенные пачки, кварцевые фосфатные песчаники, доломиты, черные глинистые и алевритовые сланцы, весьма сходна с "верхними сланцами" модели как по распределению карбонатов, так и по содержанию уже переотложенного фосфатного материала /14, с. 83/. Эта часть разреза гомоморфна джиланской подсвите Каратау, формации Инка бассейна Джорджина, формации Динвуди бассейна Фосфория, составляя нижнюю часть верхнего терригенного комплекса. Такие же компоненты агрегации, как нижние и верхние карбонаты и кремни, в улунтуйской свите не проявляются. Порядок, свойственный рудовмещающему комплексу, не прослеживается. Итак, несмотря на наличие главной последовательности, модель здесь полностью не проявлена, что, видимо, говорит о подвижности и большей, чем требуется, глубине шельфа на рудогенной стадии развития.

Приведенные примеры свидетельствуют, что процесс формирования районов с незначительными месторождениями тоже подчиняется установленной последовательности стадий развития фосфогенических зон. Отличия возникают на уровне рудовмещающего комплекса, в котором наблюдается "размазанность" компонентов. Однако следует заметить, что вопрос о полной неперспективности рассмотренных районов юга Сибири нельзя считать окончательно решенным. Эти районы очень деформированы, плохо обнажены, здесь уничтожены интрузиями и тектоникой значительные части первоначально развитых отложений. В Прибайкалье фосфоритоносный уровень, например, выходит на поверхность чрезвычайно узкой полосой. Возможно, в этих районах и существуют (существовали) месторождения фосфоритов, которые или не видны с поверхности, или разрушены денудацией, магматической деятельностью. Сама же возможность опознания в разрезе элементов модели и для этих участков представляет несомненный интерес. Модельный подход должен проводиться так же целеустремленно, как поиски компонентов нефтегазоносных структур при поисках нефти и газа.

Фосфориты (в широком смысле понимания этого термина) – довольно распространенные осадочные породы, образующие крупные залежи только в морских условиях. Слоистость пластовых фосфоритов долгое время вызывала представление об их первично-осадочном, в частности, чисто хемогенном или биогенном образовании. Начиная с работ Г.И.Бушинского /4/, накапливаются материалы, в которых механизм формирования фосфоритовых слоев трактуется как более сложный, многоактный, включающий в себя стадию преобразований и переработки первичных осадков (илов). Развитие океанологических исследований внесло в наши представления о фосфоритообразовании новые коррективы /2, 70, 99/. Стал более понятен способ минерализации фосфатов из морских вод посредством процессов, идущих в илах. Во многом изучено явление апвеллинга – подъема глубинных обогащенных фосфатами вод к поверхности, который обеспечивает высокую биопродуктивность таких зон моря со следствиями геологического масштаба. Существенно пополнились знания о роли мельчайших организмов и бактерий в фиксации на дне растворенных в воде веществ с формированием кремнистых и известковых отложений, слагающих мощные толщи. Процесс фосфоритообразования кое в чем подчинен деятельности таких организмов, что нужно учитывать в теории отложения фосфоритов.

В целом складывается очень сложная картина многоступенчатого наложения и переплетения процессов минерализации фосфатов, их перераспределения, захоронения и преобразований вплоть до химического уничтожения созданных скоплений. Как написал Г.Н.Батурин /2, с. 210/, "дать этому (фосфоритообразующему. – Э.Е.) процессу четкое название, отражающее роль всех участвующих в нем факторов, по-видимому, невозможно". С этим нельзя не согласиться. Исходя из того, что нам известно о генезисе многих руд, тем более о генезисе их месторождений (как системы геологических объектов, вмещающих рудную залежь), и истории ошибок в этой области, следует считать, что еще длительное время наши представления о генезисе фосфоритов будут недостаточно надежными.

В то же время основой для развития знаний о генезисе месторождений и для их прогнозирования служит информация о структуре тех комплексов геологических тел (самого разнообразного порядка), которые составляют месторождения. Структуру начали изучать в рамках формационного и фациального методов исследований. Однако на стадии перехода к изучению месторождений как определенной системы тел произошла существенная задержка: сказалось отсутствие четкой и воспроизводимой процедуры выделения формаций и изучения их структуры. Формации определялись главным образом как однородные в некотором отношении области геологического пространства. Изучение фосфоритов (как и других полезных ископаемых) формационным методом приводило в основном к установлению того фона (вещественного, структурного, стадийного, процессуального и т.д.), на котором они формировались. Считалось, что вместе с фоном должен меняться и спо-

соб фосфоритообразования. В определенной мере это так, но существуют характеристики месторождений, которые не зависят от фона.

Нам удалось установить, что, несмотря на различия в составе вмещающей среды, иначе говоря, несмотря на полиформационность фосфоритов, почти на всех крупных (и на ряде менее значительных по размеру и качеству руд) месторождениях обнаруживается организованность разрезов. Она выражается в аналогичном порядке залегания и в принципиальном сходстве состава литологических пачек и горизонтов, окружающих фосфоритовые залежи. Совокупность таких компонентов разреза, расположенных в определенном порядке, мы назвали агрегацией. Состав тех или иных членов агрегации для разных месторождений может заметно варьировать, но сущность их и положение в агрегации сохраняются ("межрудный", "нижний карбонатный", "верхний терригенный" и т.п.). На фоне полиформационной приуроченности фосфоритов проявляется в общем одна и та же агрегация. Ее компоненты могут принадлежать к разным формациям, выделенным традиционным способом, сама агрегация может выявляться в теле различных формаций – и в существенно терригенных, и в существенно карбонатных, т.е. имеет интерформационное значение.

Видимо, дело в том, что апвеллинг, порождающий зону высокой биопродуктивности, которая, в свою очередь, становится одной из причин фосфоритообразования, возникает как следствие определенной конфигурации бассейна и его положения и ориентации по отношению к полюсам и экватору. Характер поверхности континента, у краев которого возникает апвеллинг, и агентов транспортировки осадочного материала не связан непосредственно с этой географической обстановкой. Поэтому геологические компоненты, образующие фосфоритную агрегацию и порожденные в основном факторами, контролирующими возникновение трансгрессии и затем апвеллинга, могут проявляться на фоне отложений разного состава. Скорее всего, месторождения фосфоритов и типы руд различаются не по тектонической принадлежности (к платформам они относятся или к геосинклиналям), а по типам шельфов: на узких шельфах окраинных морей возникают микрозернистые, пеллетные ("пластовые") фосфориты, а на широких шельфах внутренних морей – глауконитово-песчаные, желваковые.

Следует подчеркнуть, что цикличность осадконакопления играет весьма существенную роль в процессах фосфоритообразования. Установленная вначале на Фосфорийских месторождениях США, она оказалась практически обязательной для большинства значимых залежей. Процесс первичной фиксации фосфата в осадках из-за малых содержаний фосфора в морской воде, как известно, всегда приводит к образованию бедных скоплений фосфатов в илах. При первичном осаждении редко возникают продуктивные слои. Реально только последующие процессы обогащения илов или переработки первичных отложений могут сформировать кондиционные фосфатные руды. К этим процессам относятся диагенетическое и катагенетическое стягивание; гипергенное обогащение за счет декарбонатизации или десицификации; сплошная или избирательная фосфатизация осадков, находящихся в восстановительных условиях и в контакте с повышено фосфатоносной толщей вод; естественное шлихование в широком масштабе; запечатывание ловушек, концентрирующих перемытый фосфат. В условиях равномерного погружения – без пульсаций – даже в благоприятных для минерализации фосфора зонах, скорее всего, должна возникнуть лишь одна пачка бедных фосфоритами отложений. Циклический же режим погружения создает благоприятные условия для накопления залежей богатых руд, так как фосфатные слои, отложившиеся

ся и литифицированные в трансгрессивную фазу развития, в регрессивную фазу в какой-то мере возвращаются в зону перемыва. Агрегации можно рассматривать как модели фосфоритоносных областей геологического пространства, т.е. как модели месторождений.

Построенная нами модель – это иерархически организованное сочетание нескольких литостратиграфических единиц, часто представляющих собой надмолассовый комплекс отложений. Наиболее общим уровнем этой иерархии является “главная последовательность”, отделяющаяся от молассы или иного ложа бассейна региональным перерывом. Ее составляют три комплекса отложений: внизу – базальный терригенный, относительно грубый глинисто-конгломерато-песчаный комплекс; в середине – кремнисто-карбонатный (фосфоритоносный); сверху – верхний терригенный: более тонкий, глинисто-сланцевый, алевролитовый. Каждый из этих комплексов может быть циклическим, а мощности их и отдельных компонентов, составляющих комплексы, сильно колеблются. Отдельные циклы распадаются на компоненты, гомологичные тем, которые проявлены в каратауском разрезе. Это “нижние” и “верхние” карбонаты; “нижние” и “верхние” кремни; “межрудные” псаммиты, карбонаты и сланцы и др. Каждый из компонентов, в свою очередь, тоже может быть циклическим.

В разрезах мелких месторождений зернистых и микрозернистых, а также месторождений желваковых фосфоритовых руд данная модель тоже реализуется, хотя и с рядом отклонений. Устойчиво сохраняется “главная последовательность” – показатель трансгрессивного развития бассейна. Пока, видимо, нет возможности определенно сказать, что степень полноты модели как-то коррелируется с запасами месторождений. Однако компонентный состав разреза, состав самих компонентов и полнота фосфоритоносной агрегации служат базой для заключений о ходе процесса фосфоритообразования и решения вопроса о том, можно ли в принципе встретить в заданном регионе достаточно крупное месторождение.

Возможность установить структурное сходство разрезов и создать межрегиональную модель их строения позволяет предположить, что в основе сложного процесса возникновения разнообразных месторождений богатых фосфоритов лежат одни и те же тенденции. В этих условиях возникала возможность не только для действия механизма минерализации фосфатов и устойчивого снабжения ими зон фосфоритообразования, но, как давно замечено, и для концентрации первично рассеянных в осадке минерализованных фосфатов в рудные залежи. Последнее нередко бывало даже важнее, чем реализация механизма интенсивного фосфатоосаждения.

Наша модель позволяет заключить, что крупные залежи фосфоритов возникают не просто на стабильных шельфах, расположенных в зоне благоприятных циркулирующих вод и климата, а лишь после того как шельф достигает определенной глубины, которая, видимо, обеспечивает оптимальную связь осадков, находящихся в восстановительных условиях, с малоокислородной фосфатоносной толщей вод. Трехкомпонентный состав главной последовательности (отложения внутреннего терригенного пояса, средней части шельфа, где доминируют кремнисто-карбонатные осадки, и внешнего терригенного пояса) отражает большую роль для фосфоритообразования собственно шельфовой слабоуклонной зоны как аккумулятора перемываемых фосфатных фрагментов осадков.

Предлагаемая модель должна повысить эффективность поисковых работ, насколько это может позволить степень изученности района и возможность его доизучения. В качестве основного объекта поисков рекомендуется рас-

смагивать саму модель. Именно после выявления в заданном районе всех компонентов модели или части их возможно эффективное задание "полосы сканирования" для проведения прямого поиска, являющегося уже преимущественно технической операцией.

Поиск в новом районе сразу всех компонентов модели возможен не всегда. Не исключено, однако, что в районе с хорошо разработанной литостратиграфией какой-либо уровень модели можно обнаружить уже на стадии рассмотрения частных разрезов или сводной колонки. Более же общим случаем должен считаться сначала поиск "главной последовательности", затем уже других уровней модели. Если "главная последовательность" обнаружена хотя бы частично, то до начала детальных исследований в намеченной полосе сканирования необходимо провести доизучение разреза, чтобы выявить другие компоненты модели и, главное, их взаиморасположение, с учетом того, что некоторые из них могут иметь незначительную мощность. Если модель выявлена вся и без нарушения структуры, значит, в заданном районе в принципе можно встретить качественное месторождение.

При осуществлении модельного подхода к поискам фосфоритов решающую роль играет выявление таких компонентов модели, на которые нужно направить исследование; определение участков, где ожидается их выявление; утверждение средств на все это. Очевидно, модельный подход наиболее эффективен на стадии крупномасштабного прогноза, обеспеченного достаточно детальным изучением территории. Основным видом материалов, определяющих результаты поисков, являются литостратиграфические разрезы. Их детальность и выбор описательных классификаций должны отвечать возможности опознания принятых моделей. Углубление представлений о моделях фосфоритовых месторождений и разработка новых моделей должны проводиться на представительном материале. Компонировка материала обучения требует согласованного участия региональных организаций по единой программе. Составление такой программы в национальном масштабе представляет самостоятельную задачу.

Известно, что в ходе поисков месторождений выявляется большое количество непромышленных рудопроявлений, оценка которых (ошибка второго рода) отвлекает средства, силы и время. Поиск возможности косвенно оценивать выявленные рудопроявления, т.е. без затрат на прослеживание и опробование рудной залежи, остается ведущим в научном подходе к поискам и разведке. Для фосфоритов отдельные индикаторы качества месторождений пока не выявлены. Не коррелируются с объемом месторождений и типы руд. Поэтому наиболее рационально опираться на саму модель как целое, служащее образно говоря, "словесным портретом" искомого месторождения. Обнаружение установленного порядка в разрезе отложений и фона, на котором он проявляется (не говоря о роли индикаторов руд), дает некоторую гарантию встретить в данном районе, помимо фосфатопроявлений, и собственно месторождения и, что еще важнее, позволяет решить вопрос, можно ли в этом районе в принципе найти месторождение. Таким образом, выявление сходной организованности фосфоритоносных разрезов позволяет выдвинуть для них модельную доктрину поиска /16/, которая станет следующим шагом в развитии существовавших ранее методик: стратиграфической, фашиальной, парагенетической, прямых признаков и др. Формационная доктрина предусматривала поиск в области благоприятного фона отложений. Парагенетическая (минерагенетическая) предполагала поиски в области сгущенного расположения индикаторов рудности. Доктрина прямых признаков объявляет важнейшим показателем наличие в районе самой рудной минерализации. Все

эти подходы, применявшиеся и порознь, и совместно, в немалой степени оправдали себя на деле. Тем не менее реальное соотношение между существующим количеством рудопроявлений и богатых месторождений таково, что поиск, основанный на перечисленных доктринах, для современных требований может уже оказаться малоэффективным. Исходя из организованности фосфоритоносных разрезов и того, что крупное месторождение – это не просто увеличенная копия мелкого или рудопроявления, выдвигается идея перехода к поиску не только фона, отдельных индикаторов рудоносности, прямых признаков, а к выявлению модели в целом, иногда даже вне зависимости от фона и от прямых признаков.

Модельный подход показывает, что не все из формаций, в которых отмечается заметная фосфатная минерализация, действительно перспективны. В отличие от метода составления латеральных и вертикальных формационных рядов, когда изучается структура всей толщи наслоений, при модельном подходе некоторые компоненты модели можно отделить от общего формационного фона и создать более эффективную картину строения искомого объекта.

Для информационного обеспечения модельного подхода необходимо специализировать описания разрезов в аспекте возможности выделения намеченных компонентов модели. Требуется повысить детальность и систематичность изучения разрезов вокруг известных промышленных залежей фосфоритов для дальнейшего углубленного моделирования месторождений с единым центром моделирования, ориентированного на автоматизацию обработки данных. Цель такого моделирования – поиск единой системы признаков и объектов относительно продуктивных образований, т.е. фосфоритной агрегации.

ЛИТЕРАТУРА

1. Арабаджи М.С. Применение математических методов при структурных, литолого-фашиальных и прогнозных построениях в нефтяной геологии. М.: Недра, 1978. 176 с.
2. Батурин Г.Н. Фосфориты на дне океанов. М.: Наука, 1978. 232 с.
3. Безруков П.Л. Геологическое строение фосфоритоносного бассейна Каратау и основные результаты геологопоисковых работ. – В кн.: Фосфориты Каратау. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1954, с. 3–66.
4. Бушинский Г.И. Древние фосфориты Азии и их генезис. М.: Наука, 1966. 192 с.
5. Бушинский Г.И. Формация Фосфория. М.: Наука, 1969. 110 с.
6. Воронин Ю.А., Еганов Э.А. Фашии и формации. Парагенезис. Новосибирск: Наука, 1972. 120 с.
7. Воронин Ю.А., Еганова И.А., Еганов Э.А. К проблеме упорядочения объектов в геологии. – В кн.: Применение математических методов и ЭВМ при поисках полезных ископаемых. Новосибирск, 1974, с. 119–163.
8. Гансер А. Геология Гималаев. М.: Мир, 1967. 352 с.
9. Геология месторождений фосфоритов, методика их прогнозирования и поисков/Под ред. А.С.Зверева, А.С. Михайлова. М.: Недра, 1980. 148 с.
10. Гиммельфарб Б.М. Закономерности размещения месторождений фосфоритов СССР и их генетическая классификация. М.: Недра, 308 с.
11. Гиммельфарб Б.М., Лодяной Н.Н. Геологическая характеристика фосфоритоносного района Актюбинской области. – В кн.: Геологические исследования агрономических руд СССР. М.–Л.: изд. ОНТИ НКТП СССР, 1937, с. 65–76.
12. Гуревич Б.Г. Тамалыкское месторождение фосфоритов. – В кн.: Геология месторождений фосфоритов. М.: изд. ГИГХС, 1974, с.121–141.
13. Гуревич Б.Г. Литогенетические типы фосфоритов Хубсугульского фосфоритоносного бассейна. – В кн.: Литология и генезис фосфатоносных отложений СССР. М.: Наука, 1980, с. 65–81.
14. Еганов Э.А. Геосинклинальные фосфориты Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1968. 228 с.
15. Еганов Э.А. Проблемы образования и размещения пластовых фосфоритов. Новосибирск: Наука, 1974. 182 с.
16. Еганов Э.А. Модельный подход к поискам фосфоритов. Новосибирск, 1980. 39 с. (Рукопись деп. в ВИНТИ 18.04.80, № 3010–80 Деп.).
17. Еганов Э.А., Советов Ю.К. Каратау – модель региона фосфоритонакопления. Новосибирск: Наука, 1979. 192 с.
18. Емельянов Е.М., Романкевич Е.А. Геохимия Атлантического океана. Органическое вещество и фосфор. М.: Наука, 1979. 220 с.

19. Ергалиев Г.Х., Покровская Н.В. Нижнекембрийские трилобиты Малого Каратау. Алма-Ата: Наука, 1977. 138 с.
20. Ильин А.В. Хубсугульский фосфоритоносный бассейн. М.: Наука, 1973. 166 с.
21. Ильин А.В., Бямба Ж. Путеводитель экскурсии "Фосфориты Хубсугульского бассейна в МНР". М.: изд. ГИН АН СССР, 1980. 136 с.
22. Ильин А.В., Ратникова Г.И. О фосфоритах Хубсугульского фосфоритоносного бассейна (МНР). – Литол. и полезные ископ., 1976, № 1, с. 63–75.
23. Казаков А.В. Фосфоритные фации и генезис фосфоритов. – В кн.: Геологические исследования агрономических руд СССР. М.–Л.: изд. ОНТИ НКТП СССР, 1937, с. 100–119.
24. Калмыков А.Ф., Соколов А.С., Тушина А.М. Апатитовое месторождение Мау-Кок во Вьетнаме. – В кн.: Геология месторождений фосфоритов. М.: Госнаучтехиздат, 1962, с. 139–190.
25. Козлов В.В., Поникаров В.П., Разваляев А.В. и др. Меловые отложения Сибири. – Бюл. МОИП. Отд. геол., 1965, т. XL (3), с. 57–68.
26. Королев В.Г., Джумалиев Т., Киселев В.В. и др. Особенности геологического развития и условия фосфатонакопления в Таласо-Каратауской зоне. – В кн.: Условия образования геосинклинальных фосфоритов. М.: Наука, 1973, с. 62–70.
27. Королев В.Г., Максумова Р.А. Кыр-Шабактинская свита и соотношение каройской и тамдинской серий хребта Малый Каратау. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 7, с. 84–89.
28. Красильникова Н.А., Гуревич Б.Г., Шмелькова Ю.Ф. Закономерности геологического размещения фосфоритовых месторождений и геологические предпосылки их поисков. – В кн.: Научные основы прогноза и поисков фосфоритов. М.: изд. ГИГХС, 1975, с. 34–59.
29. Крашенинников В.А., Поникаров В.П., Разваляев А.В. Геологическое развитие Сири в палеогеновое время. – Бюл. МОИП. Отд. геол., 1964, т. XXXIX (5), с. 77–95.
30. Максумова Р.А. Вендские коры выветривания в хребте Каратау (Южный Казахстан). – Литол. и полезные ископ., 1973, № 4, с. 133–138.
31. Мамбетов А.М., Миссаржевский В.В. Новые данные об окаменелостях из фосфоритоносных толщ Малого Каратау. – В кн.: Стратиграфия докембрия Казахстана и Тянь-Шаня. М.: Изд-во МГУ, 1971, с. 217–221.
32. Мкртычян А.К. Тамалыкское месторождение фосфоритов (Кузнецкий Алатау). Автореф. канд. дис. Томск, 1971. 26 с.
33. Морозов К.Е. Математическое моделирование в научном познании. М.: Мысль, 1969. 212 с.
34. Музалевский М.М. Хубсугульское месторождение фосфоритов в Монголии. – В кн.: Геология и генезис месторождений горнохимического сырья. Казань: изд. ВНИИгеолнеруд, 1971, с. 7–29.
35. Ньюберг И.Н. Схематизация явлений – необходимое условие математизации геологии: – В кн.: Методология геологических исследований. Владивосток: изд. ДВНЦ СССР, 1976, с. 18–31.
36. Орлова Е.В. Фосфоритоносные бассейны зарубежных стран. М.: Госгеолтехиздат, 1951. 184 с.

37. Полянин В.А., Низамутдинов А.Г., Тамойкин Ю.С. Фосфоритовые формации Вятско-Камского бассейна. Казань: изд. Казан. ун-та, 1973. 112 с.
38. Покрышкин В.И. Верхнемеловые и палеогеновые фосфориты Восточного Средиземноморья (закономерности геологического размещения и прогнозная оценка). – В кн.: Проблемы прогноза, поисков и разведки месторождений горнохимического сырья СССР. М.: Недра, 1971, с. 46–57.
39. Покрышкин В.И. Закономерности размещения промышленных месторождений фосфоритов докембрия и фанерозоя мира. М.: Недра, 1981. 208 с.
40. Раабен М.Е. "Рифейские строматолиты" в нижнем протерозое. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1981, № 6, с. 51–64.
41. Ратникова Г.И. Литология фосфоритов восточной части Хубсугульского бассейна (МНР). Автореф. канд. дис. М., 1979. 27 с.
42. Сагунов В.Г. Геология агрономических руд Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1971. 192 с.
43. Сагунов В.Г., Ткачев В.Р. Фосфоритоносные отложения Западного Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1975. 144 с.
44. Саид Р. Геология Египта. М.: Мир, 1965. 276 с.
45. Сейдалин О.А., Сульдин В.А. Геотектоническое развитие Урало-Монгольского пояса в венд-кембрийское время. – Изв. вузов. Геол. и разв., 1976, № 1, с. 12–20.
46. Семейкин И.Н., Белоголовов В.Ф., Колесников В.Л. Фосфоритоносность вендских отложений бассейна рек Боксона и Ухагола. – В кн.: Геология и полезные ископаемые Сибири. Материалы конференции. В 3-х т. Т. 1. Томск: Изд-во Томского ун-та, 1974, с.147–148.
47. Семейкин И.Н., Колесников В.Л., Белоголовов В.Ф., Храпаль Ю.И. Геологическое строение и типы руд северной части Ухагольского месторождения фосфоритов. – Геол. и геофиз., 1976, № 9, с. 82–91.
48. Соколов А.С. Литология в проблеме расширения ресурсов фосфатного сырья. – Литол. и полезные ископ., 1974, № 3, с. 108–129.
49. Спандерашвили Г.И. Фосфориты Горной Шории. – В кн.: Фосфориты Западной Сибири. М.: Недра, 1965, с. 14–56.
50. Степанова Т.И. Фосфоритоносность волжского, берриасского и валанжинского ярусов. – В кн.: Литология и генезис фосфатоносных отложений СССР. М.: Наука, 1980, с. 166–197.
51. Сухарина А.Н. Геологические особенности формирования кембро-синийских отложений в Западной Сибири. – В кн.: Фосфориты Западной Сибири. М.: Недра, 1965, с. 6–13.
52. Уфлянд Ц.И. Геологическое строение Егорьевской группы фосфоритных месторождений Московской области. – В кн.: Геологические исследования агрономических руд СССР. М.-Л.: изд. ОНТИ НКТП СССР, 1937, с. 46–52.
53. Фосфориты и апатиты Сибири. Новосибирск: Наука, 1980. 232 с.
54. Фролов В.Т. Палеогеографические условия накопления фосфоритов Алжиро-Тунисского бассейна. – Изв. вузов. Геол. и разв., 1969, № 5, с. 144–151.
55. Фролов В.Т., Покрышкин В.И. Условия образования фосфоритов северной части Аравийско-Африканской провинции и Средней Азии. – В кн.: Литология и генезис фосфоритоносных отложений СССР. М.: Наука, 1980, с. 216–228.

56. Четыркина А.А., Шугин А.А. Геологический очерк Вятско-Камского фосфоритоносного района. - В кн.: Геологические исследования агрономических руд СССР. М.-Л.: изд. ОНТИ НКТП СССР, 1937.
57. Шатский Н.С. Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритовых залежей. - В кн.: Избранные труды. В 4-х т. Т. III. М.: Наука, 1965, с. 52-143.
58. Юдин Н.И. Сравнительная характеристика вещественного состава зернистых фосфоритов Западной пустыни АРЕ и Средней Азии. - В кн.: Литология и генезис фосфоритоносных отложений СССР. М.: Наука, 1980, с. 198-215.
59. Anatomy of the Western Phosphate Field/Ed. by L.A.Hale. Salt Lake City: Intermountain Association of Geologist, 1967. 287 p.
60. Atfen S.A. Phosphatic Deposits in Siria and Safaga District, Egypt. - Econ. Geol., 1966, v. 61, N 6, p.1142-1153.
61. Atfen S.A., Faradzev V.A. Position stratigraphique des phosphates en Syria. - C.R. Sc. Geol. France, fas. 9, 1963, p. 311.
62. Banerjee D.M. Precambrian Stromatolithic Phosphorites of Udaipur, Rajasthan, India. - Bull. Geol. Soc. Amer., 1971, v. 82, p. 2319-2330.
63. Banerjee D.M. Aravallian Stromatolites from Udaipur, Rajasthan. - J. Geol. Soc. Ind., 1979, v. 12, p.349-355.
64. Banerjee D.M., Basu P.C., Srivastava N. Petrology, Mineralogy, Geochemistry and Origin of the Precambrian Aravallian Phosphorite Deposits of Udaipur and Jhabua, India. - Econ. Geol., 1981, v. 75, p.1181-1199.
65. Bently J.K. Phosphorites - the Unsolved Problems. - Soc. Econ. Paleontol. and Miner., 1980, N 29, Spec. Publ., p. 3-18.
66. Bhargava O.N. A Note on the Origin of Mussoorie Phosphorite in the Lower Himalaya, and its Palaeogeographic Implication by A.M.Patwardhan and Ahluwalia, A.D. (Discussion). - Mineral. Deposita, 1974, v.9, p. 363-364.
67. Bruce R.W., Collison J.W., Maughan E.K. Stratigraphy of Park City Group Equivalents (Permian) in Southern Idaho, Northeastern Nevada and Northwestern Utah. - U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 1963-A-D, 1979, p. 31-54.
68. Burdon D.H. Handbook of the geology of Jordan. Govnt. of the Hashemits Kingdom of Jordan, 1959, v. IX. 82 p.
69. Burk C.A., Thomas H.D. The Goose Egg Formation (Permo-Triassic) of Eastern Wyoming. University of Wyoming Laramie, 1956. 11 p.
70. Burnett W.C. Oceanic Phosphate Deposits. - In: Fertilizer Mineral Potential in Asia and the Pacific/Ed. by R.P. Sheldon and W.C.Burnett. Honolulu: East-West Resource Systems Institute, East-West Centre, 1980, p.119-144.
71. Burnett W.C. Apatite-glaucanite associations off Peru

- and Chile; palae-oceanographic implications. - *J. Geol. Soc.*, 1980, v. 137, pt 6, p. 757-764.
72. Burnett W.C., Veeh H.H., Soutar A. U-series, oceanographic and sedimentary evidence in support of recent formation of phosphate nodules off Peru. - *Soc. Econ. Paleontol. and Miner.*, 1980, N 29, Spec. Publ., p. 61-71.
 73. Campbell Ch.V. Depositional environments of Phosphoria Formation (Permian) in southeastern Bighorn basin, Wyoming. - *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 1962, v. 46, N 4, p. 478-503.
 74. Cathcart J.B. Phosphorite Deposits near Patos de Minas, Minas Gerais, Brazil. - *Soc. of Mining Eng. Amer.*, preprint 77H76, AIME Annual Meeting, Atlanta, GA, March, 1977, transactions, v. 264, p. 1703-1708.
 75. Cheney T.M., McClellan G.H., Montgomery E.S. Sechura Phosphate Deposits, their Stratigraphy, Origin and Composition. - *Econ. Geol.*, 1979, v. 74, N 2, p.232-259.
 76. Choudhuri R. The Characteristics of the Jhamarkotra Phosphorite Deposit in Udaipur District, Rajasthan, India. - In: *Proterozoic-Cambrian Phosphorites*. Canberra: Canberra Publ. & Printing Co. Ltd, 1979, p. 40-42.
 77. Cook P.F., McElhinny M.W. A Reevaluation of the Spatial and Temporal Distribution of Sedimentary Phosphate Deposits in the Light of Plate Tectonics. - *Econ. Geol.*, 1979, v. 74, p. 315-330.
 78. Cook P.J., Shergold J.H. e. a. Synthesis of Regional Geology (of the Georgina Basin). - In: *Proterozoic-Cambrian Phosphorites*. Canberra, 1979, p. 2-17.
 79. Cressman E.R., Swanson R.W. Stratigraphy and Petrology of the Permian Rocks of southwestern Montana. - *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 313-C, 1964, p.275-567.
 80. Descubrimiento, cubicacion y evaluacion del yacimiento de fosfato de Bu-Craa. Resumen. Instituto Nacional de Industria E.N.M.S. Madrid, 1967. 50 p.
 81. Excursion Guide Book on Dehradun-Mussoorie Area. Compiled and edited by Geological Survey of India and Pyrites, Phosphate and Chemicals Ltd, 1981. 72 p.
 82. Geological Correlation. Report of the International Geological Correlation Programme (IGCP), Paris: IUGS Advisory Board for Publ., 1979, N 7, p. 127-128.
 83. Ghanem M., Zalata A.A., Abd El Razik T.M. e. a. Stratigraphy of the Phosphate-bearing Cretaceous and Paleogene Sediments of the Nile Valley between Idfu and Qena. - In: *Studies on Some Mineral Deposits of Egypt*. Pt 11, article 7. Cairo: UAR Geol. Survey, 1970, p. 109-134.
 84. Guide book for Excursion, Aravalli Phosphorites Around Udaipur, Rajasthan, India. Jaipur: Navneet Art Printers, 1981. 57 p.

85. Guldbrandsen R.A., Krier D.J. Large and Rich Phosphorus Resources in the Phosphoria Formation in the Soda Springs Area, Southeastern Idaho. - U.S. Geol. Survey Bull., 1980, N 1496. 25 p.
86. De Keyser F., Cook P.F. Geology of the Middle Cambrian Phosphorites and Associated Sediments of Northwestern Queensland. - Departm. of National development bureau of miner. resour., 1972, bull. 138. 79 p.
87. Kolodny Y. Are Marine Phosphorites Forming Today?- Nature, 1969, v. 224, p. 1017-1019.
88. Maughan E.K. The Goose Egg Formation in the Laramie Range and Adjacent Parts of Southeastern Wyoming. - U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 1964, 501-B, p. B53-B60.
89. Maughan E.K. Petroleum Source Rock Evaluation of the Permian Park City Group in the North-Eastern Great Basin, Utah, Nevada and Idaho. - Preprint for Great Basin Guidebook by Rocky Mountain Association of geologist and Utah Geol. Assoc., 1979. 33 p.
90. McKelvey V.E., Williams J.S., Sheldon R.P. e. a. Summary Description of Phosphoria, Park City and Shedhorn Formations in Western Phosphate Field. - Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 40, N 12, 1956, p. 2826-2863.
91. McKelvey V.E., Williams J.S., Sheldon R.P. e. a. The Phosphoria, Park City and Shedhorn Formations in the Western Phosphate Field. - U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 1959, 313-A. 47 p.
92. Pant A., Dayal B., Jain S.C., Chakravarty T.K. Status of Phosphorite Investigation in Uttar Pradesh, India, and Approach for Future Work. - In: Proterozoic-Cambrian Phosphorites. Canberra: Canberra Publishing & Printing Co. Ltd, 1979, p. 35-36.
93. Patwardhan A.M., Ahluwalia A.D. A note on the Origin of Mussoorie Phosphorite in the Lower Himalaya, India and its Palaeogeographic Implications. - Miner. Deposita, 1973, v. 8, p. 369-387.
94. Patwardhan A.M., Ahluwalia A.D. A Note on the Origin of Mussoorie Phosphorite in the Lr. Himalaya, India, and its Palaeogeographic Implications. (Reply to Discussion by O.N. Bhargava). - Miner. Deposita, 1974, v. 9, p. 65-98.
95. Phosphorites: Proterozoic-Cambrian. Inaugural Field Workshop, Guide Notes. (Mt Isa area, Queensland, 14-20 August, 1978). Australia, 1978. 57 p.
96. Pritchard P.W., Cook P.J. Phosphate Deposits of Northern Territory. - In: Geology of Australian Ore Deposits, 1965, v. 1, p. 219-228.
97. Reeves M.Y., Saadi T.A.K. Factors Controlling the Deposition of Some Phosphate-bearing Strata from Jordan. - Econ. Geol., 1971, v. 66, p. 451-465.

98. Riggs S. Petrology of the Tertiary Phosphorite System of Florida. - *Econ. Geol.*, 1979, v. 74, p. 195-220.
99. Riggs S. Phosphorite Sedimentation in Florida—a Model Phosphogenic System. - *Econ. Geol.*, 1979, v. 74, p. 285-314.
100. Roy A.B., Paliwal B.S. Evolution of Lower Proterozoic Epycontinental Deposits Stromatolite-bearing Aravalli Rocks of Udaipur, Rajasthan, India. - *Precambrian Research*, 1981, v. 14, N 1, p. 43-74.
101. Russel R.T., Trueman N.A. The Geology of the Duchess Phosphate Deposits, Northwestern Queensland, Australia. - *Econ. Geol.*, 1971, v. 66, N 8, p. 1186-1214.
102. Sant V.N. Precambrian Phosphorites of Rajasthan, India; A Case History. Nagpur: Mineral Exploration Corporation Ltd, 1978. 19 p.
103. Sheldon R.P. Physical Stratigraphy and Mineral Resources of Permian Rocks in Western Wyoming. - *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 313-B, 1963, p. 49-273.
104. Sheldon R.P. Paleoelevation and Paleogeographic Distribution of Phosphorite. - *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 501-C, 1964, p. C106-C113.
105. Sheldon R.P. Exploration for Phosphorite in Turkey. A Case History. - *Econ. Geol.*, 1964, v. 59, p. 1159-1175.
106. Sheldon R.P. Dynamics of Development of Fertilizer Mineral Resources. - In: *Proceedings Fert. Flow Conference*, Honolulu, Hawaii, Aug., 1979. Honolulu: East West Centre, Hawaii Resource System Institute, p. 13-22.
107. Southgate P.N. Cambrian Stromatolithic Phosphorites from the Georgina Basin, Australia. - *Nature (L.)*, 1980, v. 285, N 5764, p. 395-397.
108. Trompette R., Affaton P., Joulia F., Marchand J. Stratigraphic and Structure Controls of Late Precambrian Phosphate Deposits of the Northern Volta Basin in Upper Volta, Niger and Benin, West Africa. - *Econ. Geol.*, 1980, v. 75, N 1, p. 62-70.
109. Wurzbarger U.S. A Survey of Phosphate Deposits in Izrael. - *ECAFE, Mineral Resources Development Series (U.N.)*, 1968, N 32.
110. *Guidebook to Field Excursions. Fifth International Field Workshop and Seminar on Phosphorite*. Kunming, China, November 17-24, 1982. Compiled by Organizing Committee of V Int-l Field Workshop & Seminar on Phosph. Kunming, China, 1982. 50 p.
111. Wang Yangeng. The Phosphate-bearing Strata of the Late Precambrian to Cambrian in Upper Yangtze Region, China. Regional Geological Survey Team, Geological Bureau of Guizhou. Kuishui, China, November, 1982. 9 p.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	5
Постановка задачи	12
Гомоморфизация разрезов основных месторождений фосфоритов	16
Модель фосфоритоносной последовательности отложений	94
Модельный подход к поискам фосфоритов и проблема моделирования месторождений осадочных полезных ископаемых	106
Сравнительный анализ некоторых фосфоритоносных разрезов Южной Сибири	116
Заключение	123
Литература	128

CONTENTS

Introduction	5
Statement of the problem	12
Homomorphisation of sequences of main phosphorite deposits	16
The model of phosphorite-bearing sequences	94
Model approach to search for phosphorites, the problems of modelling for sedimentary mineral deposits	106
Comparative analyses of some phosphorite-bearing sequences of Southern Siberia	116
Conclusions	123
References cited	128

Эрик Аршавинович Еганов

СТРУКТУРА КОМПЛЕКСОВ ФОСФОРИТОНОСНЫХ
ОТЛОЖЕНИЙ

Ответственный редактор
Александр Леонидович Яншин

Утверждено к печати Институтом геологии и геофизики
СО АН СССР

Редактор издательства И.С.Цитович
Художественный редактор М.Ф.Глазырина
Художник В.С.Стародымов
Технический редактор Л.Г.Филина
Корректоры К.И.Сергеева, И.А.Литвинова

ИБ № 23302

Сдано в набор 01.01.83. Подписано к печати 26.04.83.
МН 07526. Формат 70x100 1/16. Бумага тип. № 2. Офсетная
печать. Усл. печ. л. 11,1. Усл. кр. отт. 11,4. Уч.-изд. л. 13.
Тираж 800 экз. Заказ № 618. Цена 2 руб.

Издательство "Наука", Сибирское отделение.
630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.

4-я типография издательства "Наука".
630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25.