



---

А. В. ИЛЬИН

ХУБСУГУЛЬСКИЙ  
ФОСФОРИТОНОСНЫЙ  
БАССЕЙН

---

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

АКАДЕМИЯ НАУК МНР

ОРДЕНА  
ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ  
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ  
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР  
НИЛЗАРУБЕЖГЕОЛОГИЯ

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ  
ИНСТИТУТ

ЗСБНХУ-ын ШИНЖЛЭХ  
УХААНЫ АКАДЕМИ

БНМАУ-ын ШИНЖЛЭХ  
УХААНЫ АКАДЕМИ

ХОДОЛМОРИЙН ГАВЬЯАНЫ  
УЛААН ТУГИЙН ОДОНТ  
ГЕОЛОГИЙН ХҮРЭЭЛЭН  
ЗСБНХУ-ын ГЕОЛОГИЙН ЯАМ  
ГАДААД ОРНУУДЫН  
ГЕОЛОГИЙН ХҮРЭЭЛЭН

ГЕОЛОГИЙН  
ХҮРЭЭЛЭН

ACADEMY OF SCIENCES  
OF THE USSR

ACADEMY OF SCIENCES  
OF THE MPR

ORDER  
OF THE RED BANNER OF LABOUR  
GEOLOGICAL INSTITUTE  
MINISTRY OF GEOLOGY  
OF THE USSR  
INSTITUTE OF GEOLOGY  
OF FOREIGN COUNTRIES

GEOLOGICAL  
INSTITUTE

А. В. ИЛЬИН

ХӨВСГӨЛИЙН  
ФОСФОРТИЙН  
САВ ГАЗАР

ХАМТАРСАН  
МОНГОЛ-ЗӨВЛӨЛТИЙН  
ГЕОЛОГИЙН ЭРДЭМ  
ШИНЖИЛГЭЭНИЙ ЭКСПЕДИЦИ

Бүтээл, цуврал 6

---

Эрхлэх зөвлөл:

*Н. С. Зайцев, БНМАУ-ын ШУА-ийн сурвалжлагч-гишуун Б. Лувсанданган,  
академич В. В. Меннер, Т. Г. Павлова, академич А. В. Пейве,  
П. П. Тимофеев, О. Төмөртоого, академич А. Л. Яншин*

Хариуцлагатай эрхлэгч

*академич А. Л. Яншин*



1973

«НАУКА» ХЭВЛЭЛИЙН ГАЗАР

МОСКВА

А. В. ИЛЬИН

ХУБСУГУЛЬСКИЙ  
ФОСФОРИТОНОСНЫЙ  
БАССЕЙН

СОВМЕСТНАЯ  
СОВЕТСКО-МОНГОЛЬСКАЯ  
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКАЯ  
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ЭКСПЕДИЦИЯ

Труды, выпуск 6

---

Редакционная коллегия:

*Н. С. Зайцев*, чл.-корр. АН МНР *Б. Луvsанданган*,  
академик *В. В. Меннер*, *Т. Г. Павлова*, академик *А. В. Пейве*,  
*П. П. Тимсфеев*, *О. Томортсгоо*, академик *А. Л. Яншин*

Ответственный редактор  
академик *А. Л. Яншин*



1973

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

МОСКВА

A. V. ILYIN

CHUBSUGUL  
PHOSPHATE-BEARING BASIN

THE JOINT  
SOVIET-MONGOLIAN  
SCIENTIFIC-RESEARCH  
GEOLOGICAL EXPEDITION

Transaction, vol. 6

---

*N. S. Zattsev*, Correspondent member of the MPR Academy of Sciences  
*B. Luwsandansan*, academician *V. V. Menner*, *T. G. Pavlova*; academician *A. V. Peive*  
*P. P. Timofeev*, *O. Tumurtogoo*, academician *A. L. Yanshin*

Responsible editor academician

*A. L. Yanshin*

---

**Хубсугульский фосфоритоносный бассейн. Ильин А. В.**  
Труды Совместной Советско-Монгольской экспедиции, вып. 6

В книге описывается геологическое строение крупного фосфоритоносного бассейна, открытого советскими геологами в МНР. Характеризуются отдельные месторождения бассейна, вещественный состав и условия формирования фосфоритов. Приводится сравнительная характеристика Хубсугульского и Каратауского бассейнов. Характеризуется древняя эпоха фосфатонакопления. Опыт советских геологов, изучавших Хубсугульский фосфоритоносный бассейн, обобщенный в работе, окажется полезным при изучении фосфатонности соседних районов Сибири. Табл. 4, рис. 55, фототабл. 10, библи. 87 назв.

За несколько последних десятилетий в различных частях земного шара были обнаружены крупные фосфоритоносные бассейны и отдельные месторождения пластовых фосфоритов, заключенные в позднекембрийских и кембрийских отложениях. Эти открытия существенно меняют прежние воззрения об эпохах фосфатонакопления, распределении фосфоритов по различным эпохам, общей эволюции фосфатонакопления. Каждый год приносит все новые и новые открытия, благодаря которым древние фосфориты начинают иметь все большее значение в общем балансе этих полезных ископаемых, а древняя эпоха фосфатонакопления — вырисовываться как крупнейшая в истории Земли.

По мере обнаружения новых районов распространения позднекембрийских — кембрийских фосфоритов и сбора новых данных выявляются особенности древней эпохи фосфатонакопления и складываются наши представления о ней. К числу таких районов относится Северная Монголия, где недавно был открыт и изучен крупный Хубсугульский фосфоритоносный бассейн. Этот бассейн можно рассматривать в качестве крупнейшего резерва фосфатного сырья, расположенного в непосредственной близости к восточным районам нашей страны, испытывающим потребность в этом сырье. Данные, полученные по Хубсугульскому бассейну, представляют определенный интерес для характеристики древнего фосфатонакопления вообще. В соответствии с этими положениями в настоящей работе приведена по возможности полная характеристика нового фосфоритоносного бассейна, а также разобраны некоторые черты других бассейнов и древней эпохи фосфатонакопления.

Хубсугульский фосфоритоносный бассейн принадлежит к обширному Центрально-Азиатскому фосфоритоносному поясу, протягивающемуся с запада на восток от Южного Казахстана через Алтае-Саянскую область (Прихубсугулье, Прикосоголье) и Забайкалье к берегам Охотского моря. Как можно понять, территория, которую занимает этот пояс, огромна. Очевидно, что перспективы ее не исчерпываются уже известными месторождениями фосфоритов, о чем свидетельствует, в частности, открытие в 1970 г. Ухагольского месторождения фосфоритов в Восточном Саяне (Волков и др., 1972). Можно надеяться, что будущие годы принесут новые находки фосфоритовых месторождений. Чтобы ускорить эти открытия, полезно знать закономерности размещения фосфоритов в уже известных бассейнах. В этом можно видеть еще один аспект данной работы.

В недавних сводках Г. И. Бушинского (1966) и Э. А. Еганова (1968) рассматриваются месторождения фосфоритов Средней Азии, Сибири, Дальнего Востока и стран Зарубежной Азии, составляющие Центрально-Азиатский фосфоритоносный пояс, и намечаются закономерности размещения древних геосинклинальных фосфоритов. Эти авторы и другие исследователи характеризуют тектонические, стратиграфические, литологические, формационные и другие закономерности. Анализируя их выводы, нельзя не прийти к заключению о чрезвычайно большом разнообразии геологических обстановок, в которых возникают фосфориты. Такого

рода выводы, возможно, обусловлены тем, что обычно наряду с крупными фосфоритоносными бассейнами рассматриваются и все мелкие фосфатопоявления, в том числе и весьма незначительные по масштабам, неинтересные в практическом отношении.

Если ориентироваться лишь на крупные скопления богатых фосфоритов, которые практически исчерпываются единственным Каратауским бассейном, то можно вывести более определенные и конкретные закономерности. В таком случае возникает вопрос о том, насколько такие закономерности, полученные на основе изучения единственного уникального бассейна, применимы к другим регионам, или, другими словами, можно ли при поисковых работах ориентироваться именно на такие закономерности. Ответить на этот вопрос помогло бы открытие нового фосфоритоносного бассейна с крупными месторождениями фосфоритов. Сравнив такой бассейн с другими древними бассейнами, особенно с Каратауским, можно было бы с большей уверенностью судить о наиболее благоприятных геологических условиях локализации крупных скоплений фосфоритов. «Недостающим звеном» такого рода и является Хубсугульский фосфоритоносный бассейн.

Открытие и планомерное систематическое изучение Хубсугульского фосфоритоносного бассейна<sup>1</sup> стало возможным благодаря успешно развивающемуся техническому и научному сотрудничеству между МНР и СССР, что выразилось, в частности, в создании Совместной Советско-Монгольской Научно-исследовательской геологической экспедиции Академии Наук обеих стран. В основу настоящей работы положены наблюдения, проведенные автором в Западном Прихубсугулье, а также в прилежащих районах Тувы и Восточного Саяна в течение 1952—1972 гг.

Автор пользуется случаем выразить благодарность своим товарищам, участвовавшим в открытии и изучении ХФБ, — Н. А. Донову, Е. В. Едемскому, М. М. Музалевскому, В. П. Соляникову, А. А. Ельянову, В. Н. Быховеру, Р. И. Волкову, Ю. П. Пушленкову, П. В. Осокину, А. И. Спиркину, В. И. Тихонову, А. К. Уфлянду, Б. И. Колбецкову, Ж. Бямбе, а также товарищу Ендону — бессменному руководителю гособъединения сомона Ринчин-Лхумба, лучшему знатоку природы Дархатской котловины и Прихубсугулья.

Автор глубоко признателен научному редактору книги академику А. Л. Янину, а также Н. С. Зайцеву, вместе с которым были проведены интересные наблюдения и ценные советы и замечания которого были очень полезными. При подготовке работы к изданию автор пользовался советами и консультациями А. А. Богданова, Г. И. Бушинского, Э. А. Еганова, Н. А. Красильниковой, П. П. Тимофеева, В. Н. Холодова, которым также выражает свою признательность.

\* \* \*

История открытия фосфоритов в Монголии очень проста. При обычном «стандартном» изучении района — сначала при мелкомасштабных (Н. Л. Кудрявцева, 1946—1947 гг.), а также при среднемасштабных работах (С. А. Киселев, 1958 г.) — фосфориты не были отмечены. Правда, при этом были обнаружены шлиховые ореолы рассеяния фосфата. Такие ореолы выделялись, в частности, по западному берегу оз. Хубсугул. Специальные ревизионные работы, выполненные на этих ореолах Н. А. Доновым и Е. В. Едемским в 1963 г., привели к открытию крупного Хубсугульского месторождения фосфоритов. На этом месторождении в 1964—1967 гг. проводились детальные работы. Кроме первооткрывателей, в этих работах участвовал М. М. Музалевский, которым в основном и было составлено полное геологическое описание месторождения, собраны данные по оценке

<sup>1</sup> Ниже именуется сокращенно ХФБ.

качества фосфоритов и подсчитаны их запасы. В 1967 г. работы на месторождении были прекращены. Незадолго до их завершения месторождение посетили Б. М. Гиммельфарб и О. П. Егорова (1969), которые, несмотря на краткосрочное пребывание, удачно подметили некоторые важные черты строения месторождения.

В период 1964—1967 гг. в Западном Прихубсугулье проводились региональные геологические исследования силами экспедиции Всесоюзного аэрогеологического треста, а затем НИЛЗарубежгеологии, в которых участвовал автор. В результате этих работ была составлена первая геологическая карта Западного Прихубсугулья среднего масштаба и выявлен крупный прогиб, выполненный позднекембрийскими — кембрийскими отложениями и названный Хубсугульским (Донов и др., 1967). При этих исследованиях первостепенное внимание уделялось поискам фосфоритов. Фосфориты были обнаружены вначале по западному борту Хубсугульского прогиба, затем в его северной части (Ильин, 1970б). На наиболее интересных из обнаруженных месторождений также проводились детальные работы — вскрытие фосфоритоносных пачек, прослеживание по простиранию, опробование, ориентировочный подсчет запасов. Все обнаруженные месторождения и проявления фосфоритов оказались приуроченными к позднекембрийским и кембрийским толщам, выполняющим Хубсугульский прогиб. Вместе взятые, они намечали крупный фосфоритоносный бассейн, названный Хубсугульским (Ильин, 1969; Зайцев, Ильин, 1970б).

В 1968—1971 гг. изучение ХФБ продолжалось сотрудниками Совместной Советско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедицией Геологического института АН СССР и АН МНР под руководством Н. С. Зайцева. Научный руководитель экспедиции — академик А. Л. Яншин. В разное время в работах экспедиции участвовали монгольские геологи Ж. Бямба, Я. Эрденбилик и Мягмар Дугаа, а также Р. И. Волков, Е. А. Еганов, Г. И. Ратникова и автор. В этот период была выявлена южная периферическая часть ХФБ, в пределах которой обнаружено несколько проявлений фосфоритов, намечена общая картина фациальных связей верхнерифейско-кембрийских толщ бассейна с одновозрастными отложениями, широко развитыми юго-западнее, южнее и юго-восточнее бассейна, выяснена структура бассейна. Для решения всех этих вопросов большое значение имели исследования, выполненные в ХФБ Н. С. Зайцевым.



## ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК ХУБСУГУЛЬСКОГО ФОСФОРИТОНОСНОГО БАССЕЙНА И СМЕЖНЫХ РАЙОНОВ

Хубсугульский бассейн приурочен к одноименному прогибу, выполненному верхнерифейскими — кембрийскими отложениями. Бассейн прослеживается в меридиональном направлении от р. Мурэн-Гол на юге до хр. Восточный Саян на севере, где, пересекая государственную границу МНР, он переходит на территорию СССР (рис. 1). Бассейн охватывает южный склон Восточного Саяна, Дархатскую котловину и ее западное горное обрамление, хребет Хардыл-Сардык, разделяющий Дархатскую и Хубсугульскую котловины, а также гористое западное побережье оз. Хубсугул и среднегорный район, лежащий южнее озера. Территория бассейна составляет около 30 000 км<sup>2</sup>. Она дренируется двумя речными системами. На западе — это реки, составляющие истоки Малого Енисея, или р. Шипхид-Гол, на востоке — реки, впадающие в оз. Хубсугул и р. Эгийн-Гол, вытекающей из озера. Административно эта территория относится к Хубсугульскому аймаку, центр которого г. Мурэн находится у южной окраины ХФБ.

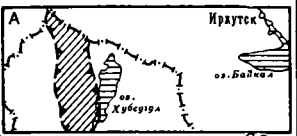
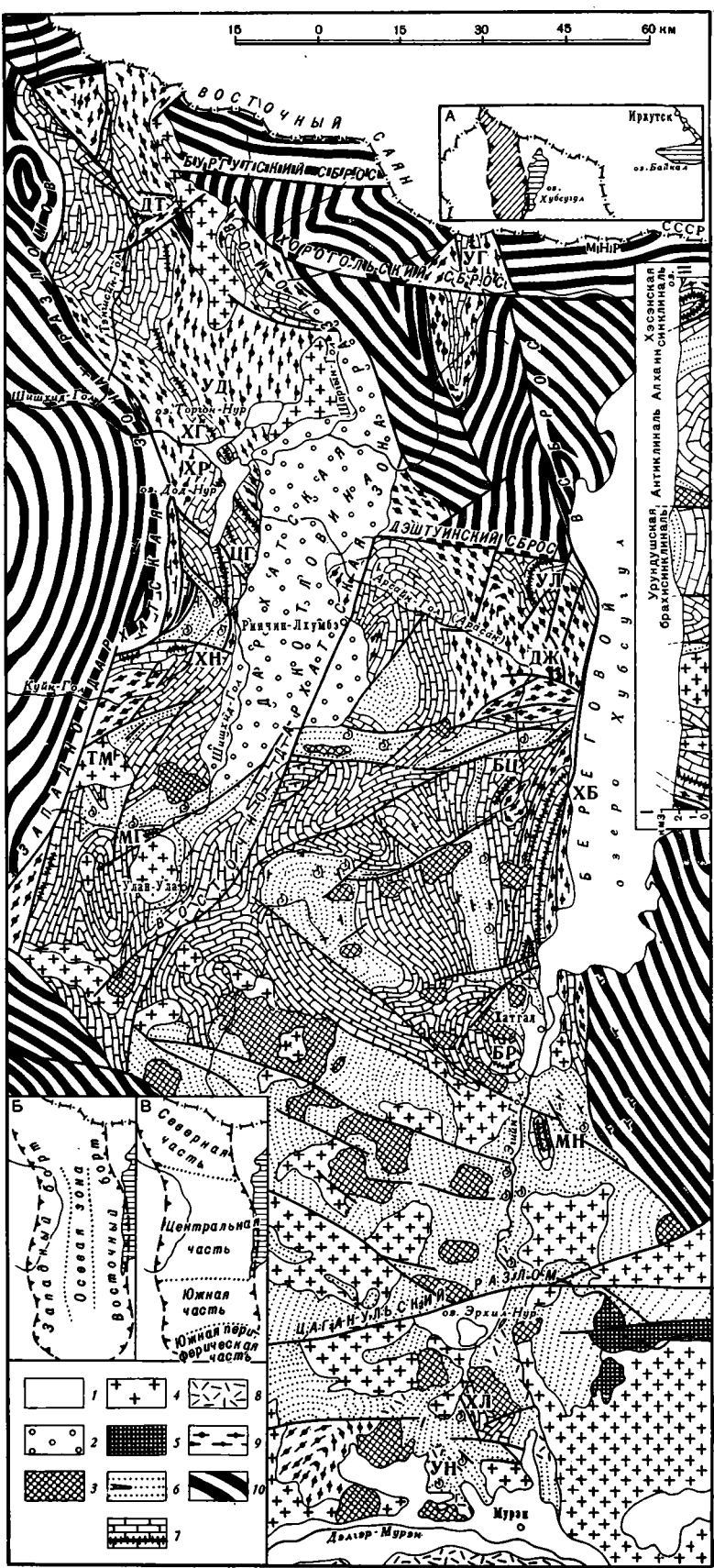
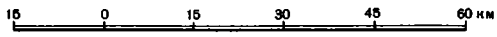
Верхнерифейско-кембрийские отложения, выполняющие ХФБ, состоят из двух серий — нижней дархатской и верхней хубсугульской. Первая сложена преимущественно терригенными породами, вторая почти исключительно карбонатными. Чтобы понять геологическое строение ХФБ, правильно интерпретировать особенности выполняющих его отложений, выяснить тектоническую позицию бассейна и условия локализации фосфоритовых залежей, неизбежно приходится обращаться к анализу геологического строения территорий, выходящих далеко за пределы ХФБ. Для этого необходимо прежде всего рассмотреть основные черты геологического строения Тувино-Монгольского массива, в пределах которого находится ХФБ (Зайцев, 1964; Ильин, 1972).

---

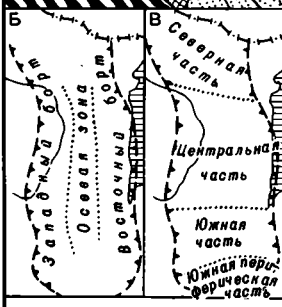
Рис. 1. Схема геологического строения Хубсугульского фосфоритоносного бассейна

1 — четвертичные базальты и рыхлые отложения; 2 — неоген-четвертичные озерные отложения; 3—4 — палеозойские гранитоиды; 3 — граносенинты, сиениты, уртиты, 4 — граниты, гранодиориты; 5 — рифейские (?) дуниты, серпентиниты; 6—8 — Хубсугульская серия: 6 — верхняя часть (нижний — средний кембрий) — известняки, верхняя фосфоритоносная пачка, 7 — нижняя часть (верхний рифей — венд) — доломиты, нижняя (основная) фосфоритоносная пачка, 8 — нерасчлененные отложения, преимущественно эффузивы различного состава; 9 — дархатская серия (верхний рифей) — песчаники, алевролиты, конгломераты, липариты, дациты; 10 — окинская свита (средний рифей) — серицитовые и хлоритовые сланцы.

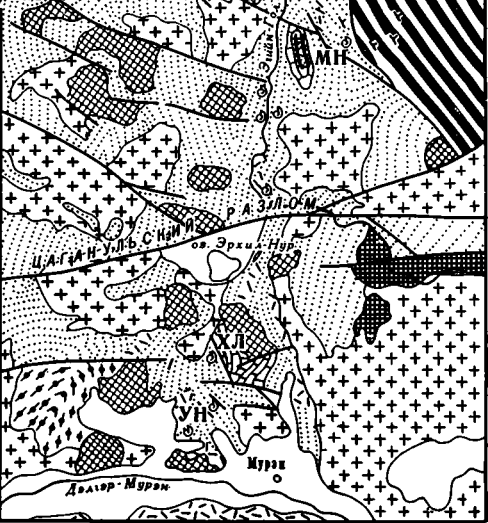
На схемах-врезках показаны: А — расположение Хубсугульского фосфоритоносного бассейна, Б — продольная зональность бассейна, В — поперечная зональность бассейна. Буквами обозначены месторождения фосфоритов: ЦГ — Цаганнурское, ХГ — Хогоргаинское, УГ — Ухагольское, УЛ — Улейндабанское, ХБ — Хубсугульское, БР — Бэрхимулинское, МН — Манханулинское. Фосфатопоявления: ДТ — Дэртругское, УД — Уджигинское, ХР — Хармаинское, ХН — Хугеингольское, ТМ — Тэмэнсултинское, МГ — Мунгургаинское, ДЖ — Джиглигское, БЦ — Багацаганское, ХЛ — Холигцатуинское, УН — Уландюрюлджинское



Урдушская Антиклиналь  
Хасанская брахисинклинали  
ов.



- |   |   |    |
|---|---|----|
| 1 | + | 4  |
| 2 | • | 5  |
| 3 | ▨ | 6  |
| 7 | ▧ | 8  |
|   | ▩ | 9  |
|   | ▪ | 10 |



## О ТУВИНО-МОНГОЛЬСКОМ МАССИВЕ И ПОЛОЖЕНИИ БАСЕЙНА В ЕГО СТРУКТУРЕ

Тувинно-Монгольский массив располагается в северной части Центрально-Азиатского складчатого пояса, составляющего складчатое обрамление Сибирской платформы (Зоненшайн, 1970). От соседних тектонических зон он ограничен крупными разломами. На севере по Саяно-Байкальскому разлому (Павловский, 1956) он граничит с краевым Присаянским выступом фундамента платформы (рис. 2). Граница массива с Восточно-Тувинской зоной на западе проходит по Агардагскому или Сангиленскому разлому (Кудрявцев, 1965), в средней части — по Бусингольскому, а на севере — по Азасско-Окинскому разлому, ограничивающему с севера Окинский синклинорий. Граница с Идэрской зоной совпадает на западе с Хангайским разломом, а на востоке — с Цаганульским. Джидинская зона соприкасается с массивом по Аригийнольскому разлому.

Все разломы, ограничивающие массив, более или менее отчетливо выражены в современной структуре, по некоторым из них происходили интенсивные подвижки в историческую эпоху (Хангайский и Цаганульский разломы). Некоторые разломы вырисовываются так же, как структуры, жившие в раннем мезозое, так как они контролируют размещение соответствующих интрузивных и эффузивных образований. К числу их относится, например, Цаганульский разлом (Ильин, 1971а). Однако, по-видимому, не все эти разломы существовали на более ранних этапах геологического развития района. Так, например, в кембрии тот же Цаганульский разлом, располагающийся где-то поблизости от южного замыкания фосфоритоносного бассейна, не был резким рубежом, контролировавшим размещение фаций, так как и к северу, и к югу от него находятся однообразные археоциатовые известняки. Другим представляется Сангиленский разлом, по которому происходит резкий стык разноформационных кембрийских отложений. Саяно-Байкальский разлом в позднем докембрии и кембрии, очевидно, разграничивал расположенные к югу от него зоны прогибов от лежащих к северу устойчивых поднятий краевого выступа фундамента Сибирской платформы. Не вполне ясным остается положение северо-восточной границы массива. По всей видимости, Хамардабанский антиклинорий, Ильчирский и Окинский синклинории следует включать в состав массива, так как в этих районах широко развиты древние рифейские и докембрийские образования.

Тувинно-Монгольский массив отчетливо выступает на фоне других тектонических зон, составляющих южное складчатое обрамление Сибирской платформы благодаря чрезвычайно широкому развитию раннерифейских и дорифейских отложений. Разрез этих отложений делится на три комплекса (Ильин, Моралев, 1963).

Нижний комплекс представлен гнейсами и кристаллическими сланцами, образовавшимися по терригенным породам (Ильин, 1956). В верхах комплекса появляется толща кремнистых и карбонатных пород, вмещающая железистые кварциты Эрзинского железорудного бассейна и намекающая постепенный переход к среднему комплексу (Ильин, Моралев, 1956).

Средний комплекс сложен карбонатными породами — известняками, либо мраморами. В середине его обособляется довольно мощная терригенная толща, а в низах — на нагорье Сангилен, были выявлены фосфориты (Боровская, Зайцев, 1965). Характерно, что, как и фосфориты Хубсугульского бассейна, эти более древние фосфориты располагаются в нижней части мощной толщи карбонатных пород. Интересно также, что по анализу фаций на северо-западе нагорья Сангилен устанавливается краевая часть бассейна рифейского времени. Именно здесь, на северо-западе Сангилена и оказываются локализованными древние фосфориты. В центральных частях бассейна они не обнаружены.

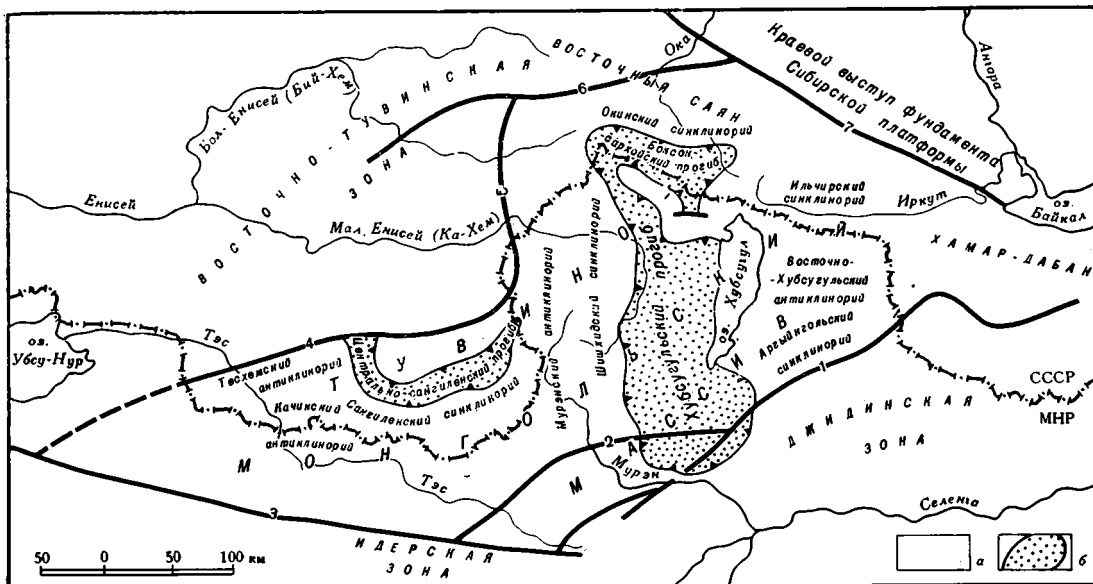


Рис. 2. Тектоническая схема Тувино-Монгольского массива

а — доверхнерифейский структурный комплекс; б — верхнерифейско-кембрийский структурный комплекс. Цифрами на схеме обозначены разломы: 1 — Аргийингольский, 2 — Цаганульский, 3 — Хангайский, 4 — Агардагский, 5 — Бусингольский, 6 — Азасско-Окинский, 7 — Саяно-Байкальский

Верхний комплекс представлен толщей «зеленых сланцев», возникших по терригенным, реже вулканогенным породам. Известняки нарынской и чартынской свит (верхняя часть среднего комплекса) изобилуют онколитами, которые в 50-х годах считались характерными для так называемого синийского комплекса (Ильин, Моралев, 1956, 1963). Остатки онколитов известны также в верхнем комплексе (Ильин и др., 1970). Абсолютный возраст пород верхнего комплекса в Восточном Саяне характеризуется цифрами 715 и 840 млн. лет (Семихатов, Серебряков, 1967). Все это свидетельствует о позднекембрийском (рифейском) возрасте верхнего комплекса и низов среднего. Нижний комплекс, по-видимому, более древний, чем рифей.

Помимо охарактеризованных древнейших отложений в пределах Тувино-Монгольского массива широко представлен комплекс верхнерифейско-кембрийских отложений, выполняющих три прогиба; Хубсугульский в центре, Боксон-Сархойский на севере и Центрально-Сангиленский на западе. Верхнерифейско-кембрийские отложения, подробно рассматриваемые ниже, по характеру пород, их метаморфизму, дислоцированности принципиально не отличаются от более древних и вместе с ними слагают единый мощный разрез. Если рассматривать этот общий разрез докембрийских и кембрийских отложений массива, то нельзя не заметить, как повторяются толщи сходного литологического состава. Другими словами, разрез имеет циклическое строение. Выделяются четыре крупных цикла, из которых наиболее зрелый и четко выраженный — верхний, охватывающий верхний рифей — кембрий. Каждый из циклов построен по единому плану — в нижней половине сосредоточены терригенные породы, более грубые в основании, более тонкие выше по разрезу, а в верхней — карбонатные породы (рис. 3).

В современной структуре Тувино-Монгольскому массиву отвечает крупное горное поднятие сводового типа. Центральная часть этого огромного

Полверхняя (отдел)		Комплекс (серия)	Свита	Разрез	Мощность, км	Цикл
Кембрий	Венд					
Р и Ф е и		Верхний	Хубсугульская		5	IV
			Дархатская			
Средний		Верхний	Окинская (жаральная)		4	III
			Муренская (нарынская)			
Средний протерозой		Средний	Чартысская (салтысская)		2-3	II
			Балькит-Темская			
Нижний		Нижний	Мигур-Сидя		1	I
			Тестем-Сидя			

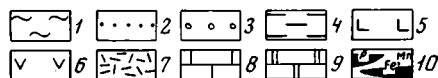


Рис. 3. Сводный стратиграфический разрез докембрийских и кембрийских отложений Тувино-Монгольского массива

1 — гнейсы, кристаллические сланцы; 2 — песчаники; 3 — конгломераты; 4 — глинистые сланцы, филлиты; 5 — эффузивы и туфы основного состава; 6 — эффузивы и туфы среднего состава; 7 — эффузивы и туфы кислого состава; 8 — известняки и мраморы; 9 — доломиты; 10 — фосфориты (P), марганцевые (Mn) и железные (Fe) руды

свода обрушена с образованием крупных впадин байкальского типа — Дархатской, Хубсугульской, Бусингольской, Мондинской, — ориентированных в соответствии с древним структурным планом (Уфлянд и др., 1969).

Древняя складчатая структура массива — синклиновая, так что наиболее древние толщи локализованы по его периферии, а верхнерифейско-кембрийские отложения, венчающие разрез, занимают его осевую часть, выполняя Хубсугульский, Боксон-Сархойский и Центрально-Сангиленский прогибы. Таким образом, Тувино-Монгольский массив представляет собой крупный мегасинклиниорий, который можно назвать Сангиленско-Хубсугульским. Наиболее прогнутые части этого мегасинклиниория выполнены верхнерифейско-кембрийскими толщами.

Переходя к вопросу о времени консолидации Тувино-Монгольского массива и его места в общей структуре складчатого обрамления Сибирской платформы, следует остановиться на сравнении верхнерифейско-кембрийских отложений массива и соседних зон, характере их дислоцированности и структурных взаимоотношениях этих отложений с более древними. На севере массива, в Боксон-Сархойском прогибе в основании сархойской свиты выявляются перерыв и структурное несогласие (Арсентьев, 1960; Семихатов, Серебряков, 1967), хотя общая конфигурация прогиба вполне согласуется со структурной подстилающих отложений. На западе в Центрально-Сангиленском прогибе, перерыв, по-видимому, также имеется, но структурное несогласие никак не выражено.

Некоторая промежуточная картина свойственна Хубсугульскому прогибу, где в основании дархатской серии фиксируется перерыв и где слои дархатской серии и подстилающей ее окинской свиты согласны в плане и имеют одинаковую крутизну падения. Правда, такие наблюдения ограничены лишь бортами Хубсугульского прогиба, которые осложнены крупными разломами и для которых характерны узкие линейные складки, выдержанные на многие десятки километров. В эти складки вовлечены как верхнерифейско-кембрийские, так и подстилающие более древние слои. По мере

движения к оси прогиба, как будет описано ниже при характеристике структуры Хубсугульского прогиба, эти напряженные складки сменяются более спокойными, в том числе и брахиструктурами. Таким образом, характер складчатости верхнерифейско-кембрийских слоев в осевой части прогиба несколько отличен от дислокаций подстилающих «зеленосланцевых» толщ и скорее напоминает дислокации карбонатных толщ более древнего цикла.

Конфигурация Хубсугульского прогиба в плане вполне отвечает структурному плану более древних толщ. В то же время, нельзя не заметить и некоторого несовпадения между тем и другим, что выявляется при анализе геологической карты всего региона и выражается в следующем. Хубсугульский прогиб отчетливо воздымается к северу, а по подстилающим «зеленым сланцам» к северу устанавливается погружение. Кроме того, ось прогиба в южной его части меняет меридиональную ориентировку на юго-юго-восточную, в то время как подстилающие толщи сохраняют меридиональное простирание. Все эти данные указывают на некоторое структурное несоответствие между отложениями, выполняющими прогиб, и более древними образованиями, а также на некоторую структурную перестройку, имевшую место где-то в верхах рифея.

Следует особо отметить еще один факт, указывающий на проявление тектоно-магматических движений в основании комплекса отложений, выполняющих Хубсугульский прогиб. Он состоит в том, что в составе базальных конгломератов этих отложений изобилуют гальки гранитоидов, абсолютный возраст которых составляет 823 млн. лет (сообщение № 521 Л. В. Фирсова, лаборатория абсолютного возраста ИГиГ СО АН СССР).

В целом, констатируя проявления верхнерифейских движений, нужно отметить, что сформированный ими структурный план в значительной мере наследовал прежний структурный план. Верхнерифейско-кембрийские прогибы развивались, примерно, в тех же рамках, что и прогибы предшествовавшего этапа развития. Это подтверждается приуроченностью Хубсугульского верхнерифейско-кембрийского прогиба к Шишхидгольскому, выполненному зеленосланцевыми толщами среднего (?) рифея.

Тувино-Монгольский массив был показан А. А. Богдановым на тектонической карте СССР масштаба 1 : 10 000 000 (1961) как крупная структура, охватывающая Восточную Туву, юго-восточную часть Восточного Саяна, хр. Хамар-Дабан, Прихубсугулье и отнесен к областям ранней консолидации в системе палеозойских складчатых сооружений Южной Сибири — Северной Монголии. Н. С. Зайцев (1964), понимавший массив в несколько более узких рамках, полагал, что он сформировался в позднем докембрии, но затем вошел в область кембрийской складчатости. А. Д. Смирнов относил территорию массива к областям рифейской складчатости, а Г. А. Кудрявцев (1965) и Л. П. Зоненшайн (1968) — к областям байкальской складчатости, регенерированным в раннекаледонское время. По существу, все указанные авторы исходили из противопоставления Тувино-Монгольского массива окружающим районам, либо по времени консолидации, либо по характеру, мощностям и дислоцированности кембрийских (позднекембрийских — раннекембрийских) толщ, либо, наконец, по присутствию или отсутствию этих толщ. Новые данные, полученные за последние годы, свидетельствуют о том, что такое противопоставление было во многом ошибочным. Они сводятся к следующему: а) в западной (Владимирский и др., 1966) и центральной (Ильин, Журавлева, 1968) частях массива установлены позднекембрийские и кембрийские толщи; б) эти толщи мало отличаются по характеру дислоцированности от одно-возрастных толщ смежных зон; в) мощности этих толщ в пределах массива не уступают их мощностям в смежных зонах, а иногда превышают их (Ильин, 1972).

Нельзя не отметить и ряд особенностей отложений конца докембрия — начала кембрия в Тувино-Монгольском массиве. Прежде всего они выражаются в чрезвычайно широком развитии карбонатных формаций и незначительном — вулканогенных, которые проявляются лишь по периферии массива.

Позднедокембрийские — кембрийские и подстилающие их более древние протерозойские толщи, как указывалось выше, образуют в Тувино-Монгольском массиве единый разрез. Они представляют геосинклинальный этап развития этого массива. Структурное, литологическое, формационное единство всего этого разреза указывает на то, что завершающая складчатость, в результате которой массив был консолидирован, имела место где-то в кембрии, вероятно, в среднем. Тем самым, по возрасту завершающей складчатости Тувино-Монгольский массив не отличается от смежных тектонических зон. Основным по времени этапом развития массива является рифейский. По характеру формаций предкембрийский — кембрийский этап развития аналогичен более древнему рифейскому этапу. Поэтому термин «массив», возможно, не является вполне удачным для рассматриваемой территории. Однако он уже стал привычным и вряд ли стоит заменять его новым, имея в виду широкое распространение здесь древних докембрийских толщ, слабо развитых в соседних зонах. Неоспорим также и тот факт, что территория, отвечающая массиву, несомненно испытала некоторую консолидацию уже в рифее, что не установлено для соседних зон.

#### СТРУКТУРА БАССЕЙНА

Хубсугульский бассейн, или Хубсугульский прогиб, протягивается на расстояние около 300 км при максимальной ширине в средней части на параллели сомона Улан-Ула около 120 км (рис. 4). В этой средней части прогиб наиболее хорошо сохранился, в то время как на юге, в южной периферической части он в значительной мере занят крупными массивами палеозойских гранитов. На севере, в сложно построенной области сочленения меридиональных структур Прихубсугуля с субширотными структурами Восточного Саяна и Западного Хамар-Дабана прогиб расчленен разломами на серию блоков, причем, позднедокембрийские — кембрийские толщи сохранились лишь в отдельных относительно опущенных блоках, например в Ухагольском<sup>1</sup>. По этим отдельным блокам контур прогиба можно проследить на север до осевой части Восточного Саяна, где его непосредственным продолжением является Боксон-Сархойский прогиб (Зайцев, Ильин, 1970а).

Современная структура прогиба в целом отвечает синклинорию. По его бортам в виде узких полос, прерывающихся разломами, протягивается дархатская серия, а обширные внутренние части синклинория заняты карбонатными породами хубсугульской серии. Краевые зоны запрокинуты в сторону центральной части структуры (рис. 5). В этом же направлении, к центру прогиба, навстречу друг другу надвинуты рифейские образования, обрамляющие прогиб с обеих сторон. По мере движения от бортов прогиба к его внутренним частям напряженные линейные дислокации сменяются более простыми, среди которых заметное место занимают брахискладки (рис. 6). В общем, внутренняя часть прогиба представляется в виде серии блоков различной величины, формы и ориентировки. Соседние блоки зачастую совершенно не увязываются друг с другом по их внутренней структуре. Одни из них отвечают брахисинклиналям, другие — моноклиналям, в третьих улавливаются вытянутые складки, близкие к линейным, и т. д.

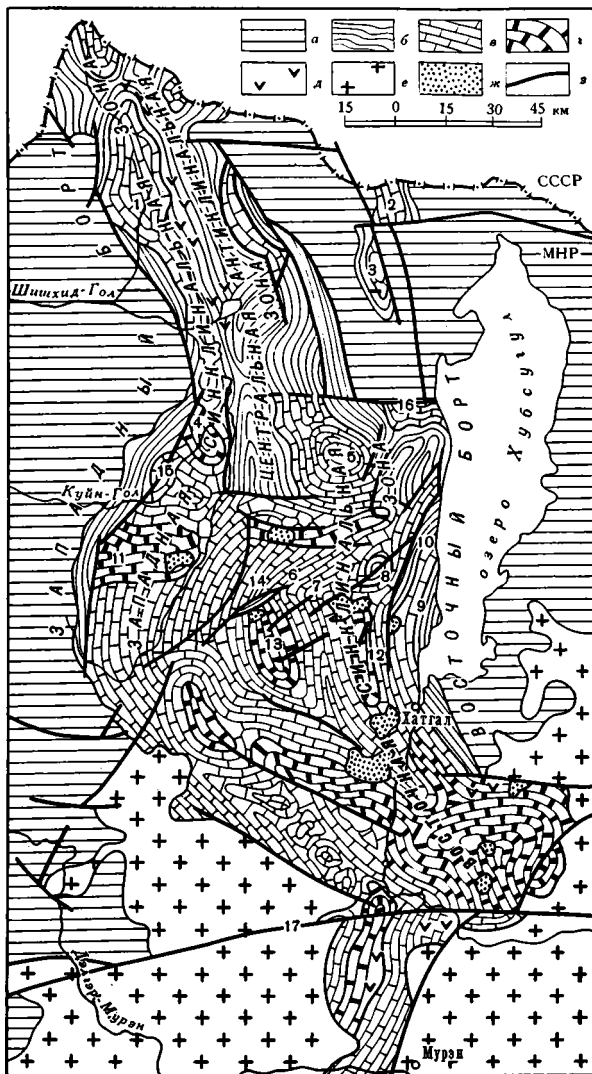
<sup>1</sup> Ухагольский синклинорий, по Н. С. Ильиной (1958).

Рис. 4. Тектоническая схема Хубсугульского фосфоритового бассейна

- а — доверхнерифейский структурный комплекс;
- б — д — верхнерифейско-кембрийский структурный комплекс:
- б — дархатская серия,
- в — нижняя часть хубсугульской серии,
- г — верхняя часть хубсугульской серии,
- д — эффузивные фации хубсугульской серии;
- е — средне- и верхнепалеозойские гранитоиды;
- ж — верхнепалеозойские щелочные породы;
- з — разломы.

Цифрами на схеме обозначены складки и разломы, упоминаемые в тексте:

- 1 — Тэнгисинская синклираль,
- 2 — Ухагольский блок,
- 3 — Ламбиштигский блок,
- 4 — Доднурская синклираль,
- 5 — Нижнеарасанская синклираль,
- 6 — Алхайнская антиклиналь,
- 7 — синклираль Ундур-Уряни,
- 8 — Арасанская антиклиналь,
- 9 — Хэсэнская синклираль,
- 10 — Монгольская антиклиналь,
- 11 — блок Бош-Даг,
- 12 — Яматуинская синклираль,
- 13 — Урундущкая синклираль,
- 14 — Восхатский грабен,
- 15 — Западнодархатская зона разломов,
- 16 — Дэштуинский сброс,
- 17 — Цаганульский сброс



В поперечном сечении синклинория выделяется пять зон. К краевым зонам относятся западный и восточный борты прогиба. По оси синклинория намечается центральная антиклинальная зона, выраженная лишь в северной его части. Между нею и бортами прогиба располагаются синклинальные зоны: западная и восточная. По мере погружения центральной антиклинальной зоны в южном направлении окаймляющие ее синклинальные зоны сливаются одна с другой, так, что на параллели сомона Улаи-Ула и южнее в поперечном сечении синклинория выделяются две узкие прибортовые зоны и широкая недифференцированная осевая зона.

Подавляющее большинство месторождений и проявлений фосфоритов, располагаясь на периферии Хубсугульского прогиба, локализованы по западному и восточному бортам. Интенсивная дислоцированность слоев по обоим бортам прогиба определяет довольно крутые углы падения фосфоритоносных пачек, а часто и запрокинутое их залегание. Обилие разломов в бортовых частях прогиба усложняет структуру месторождений. Некоторые из месторождений охватывают несколько смежных тектонических блоков, которые структурно трудно увязываются друг с другом. Так,



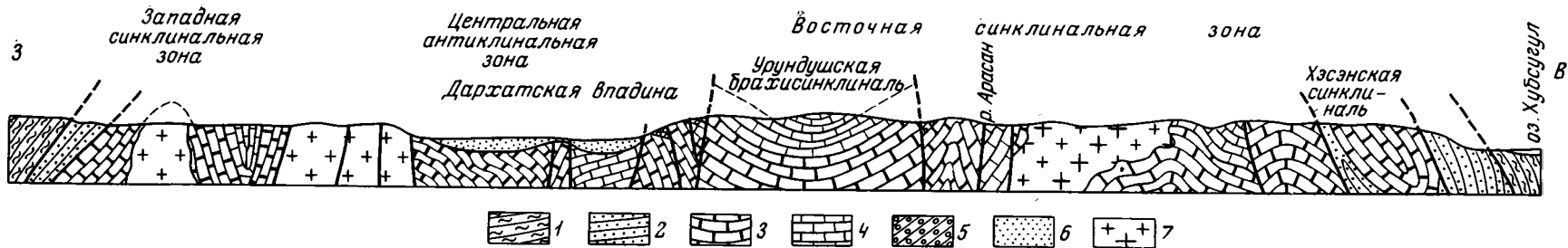


Рис. 5. Геологический разрез через Хубсугульский прогиб на параллели сомона Улан-Ула

1 — среднерифейская окинская свита; 2 — верхнерифейская дарзатская серия; 3 — хубсугульская серия, нижняя часть (верхний рифей, венд); 4 — хубсугульская серия, верхняя часть (кембрий); 5 — юрские отложения; 6 — неоген-четвертичные отложения; 7 — гранитоиды



Рис. 6. Схема строения Хубсугульского прогиба в поперечном разрезе

Условные обозначения см. на рис. 5

на Цаганнурском месторождении, в одном из двух соседних блоков, разделенных разрывами, слои залегают субгоризонтально (южный участок), а в другом — падают под углом  $70^\circ$  (центральный участок). Но местами при отсутствии поперечных разломов фосфоритоносная пачка непрерывно протягивается на несколько десятков километров, как, например, на Хубсугульском месторождении.

Западный борт прогиба выражен в виде узкой полосы, сложенной породами дархатской серии. По западному борту господствуют узкие, опрокинутые к востоку, меридионально вытянутые складки с углами падения слоев на крыльях  $60-70^\circ$ . Позднедокембрийские — кембрийские толщи западного борта граничат с более древними по Западно-Дархатской зоне разломов, представляющей собой систему крутых взбросов. Местами взбросы образуют серию тектонических чешуй, в строении которых участвуют зеленосланцевая окинская свита и терригенная дархатская серия. Плоскости взбросов и породы, слагающие сами тектонические чешуи, наклонены к западу под крутыми углами. Опрокидывание к востоку характерно для западного борта. Наиболее четко оно выражено в низовьях р. Тэнгисин-Гол, где крутые падения к западу-юго-западу характерны и для «зеленых» сланцев, и для вышележащих терригенных и карбонатных пород дархатской и хубсугульской серий.

Восточный борт прогиба по общему стилю строения весьма сходен с западным. Здесь также господствуют субмеридионально ориентированные структурные элементы. В пределах восточного борта, на участке между р. Арасан (Арсайн-Гол) и оз. Хубсугул четко выделяются две линейные сопряженные друг с другом складки: Хэсэнская синклиналь и Монголинская антиклиналь. Хэсэнская синклиналь выполнена доломитами и известняками низов хубсугульской серии, к которым приурочена фосфоритоносная пачка основного, Хубсугульского, месторождения бассейна. В ядре Монголинской антиклинали выходят песчаники и алевролиты дархатской серии. Обе складки запрокинуты к западу, так что падение слоев восточное с углами около  $60-70^\circ$ . В субмеридиональном направлении вытягиваются и разрывы, относящиеся, видимо, к взбросам. Они контролируют распределение верхнепалеозойских щелочных интрузий, к ним же приурочены излияния эоплейстоценовых базальтов, особенно обильных по разлому, который наследуется долиной р. Монголин-Ясуту-Гол. С этой же системой взбросов совпадает западное ограничение оз. Хубсугул. Южнее, у южной оконечности озера меридиональное простирание прогиба меняется на северо-западное. На юге сохраняется запрокидывание слоев в сторону осевой части прогиба. Очень отчетливо оно выражено в районе к юго-востоку от г. Хатгал, где «зеленые» сланцы окинской свиты, песчаники и глинистые сланцы дархатской серии, а также карбонатные породы хубсугульской серии падают под углом  $70-75^\circ$  к восток-северо-востоку, будучи опрокинутыми к оси прогиба.

Центральная антиклинальная зона скрыта на большей части ее протяжения под мощными кайнозойскими осадками Дархатской впадины. В северной ее части, на левобережье р. Тэнгисин-Гол эта зона представлена довольно узкой симметричной антиклинальной складкой, на крыльях которой слои падают под углами  $50-70^\circ$ . Южнее антиклинальная зона прослеживается по отдельным останцовым возвышенностям, изобилующим в Дархатской впадине и сложенным либо породами дархатской серии, либо приуроченными к ним гранитоидами. В южном направлении зона ступенчато погружается. Есть основания предполагать, что на южном погружении антиклинальная зона состоит из серии блоков, скрытых под кайнозойскими осадками впадины, причем в каждой их паре блок, расположенный южнее, опущен относительно более северного блока. Широтная ориентировка разломов, ограничивающих блоки, выявляется по соответствующей вытянутости некоторых элементов бортов Дархатской впа-

дины, образованных этими же разломами. К числу их относятся, например, широтные разломы, лежащие южнее сомона Ринчин-Лхумбэ. Для южной части зоны, судя по наблюдениям отдельных останцов во впадине, линейные дислокации не характерны.

Западная синклиналильная зона представляет собой сравнительно узкую полосу, лежащую между западным бортом и центральной антиклиналильной зоной. Этой зоне отвечают карбонатные толщи хубсугульской серии. Наиболее опущенные участки зоны фиксируются по выходам нижнекембрийских известняков, составляющих верхнюю часть хубсугульской серии. На севере зоны отчетливо выделяется крупная Тэнгисинская брахисинклиналиль с осями, равными 30 и 15 км, с длинной осью вытянутой меридионально. Сравнительно простая конфигурация складки в плане несколько не вяжется с довольно большой крутизной падения слоев. По-видимому, это обусловлено последующими движениями по разрывам, которые разбивают складку на несколько блоков. Западное крыло опрокинута так, что доломиты низов хубсугульской серии падают круто к западу; по восточному крылу падения западные, более пологие. К югу Тэнгисинская антиклиналиль заметно сужается, так что на параллели горы Ринчин-Лхумбэ-Ула остается лишь очень узкая сжатая синклиналильная складка, которая далее к югу вновь погружается, образуя довольно широкую Доднурскую синклиналиль. К этой складке приурочена Доднурская группа месторождений и фосфатопроявлений.

Южная часть рассматриваемой зоны представляет собой серию блоков. Насколько можно судить по отдельным изолированным друг от друга останцовым выходам отложений хубсугульской серии в западной части Дархатской впадины структура соседних блоков вполне автономна. К северу от сомона Улан-Ула выделяется крупный блок Бош-Даг, внутреннее строение которого синклиналильное. Ось синклиналили ориентирована широтно, ядро ее выполнено кембрийскими известняками. Южнее располагается блок, структура которого отвечает антиклиналили, опрокинутой к востоку. Она ориентирована меридионально, в ее ядре выходят черные углеродисто-кремнистые сланцы, возможно, относящиеся к дархатской серии. Северо-восточнее, в блоке, который в значительной мере занят щелочными интрузивными породами, ориентировка слоев северо-восточная. Для всех блоков характерно крутое залегание слоев и обилие разноориентированных разломов.

Восточная синклиналильная зона лежит к востоку и югу от западной, располагаясь кулисообразно по отношению к последней. Она занимает наиболее обширную по площади часть Хубсугульского прогиба и, судя по широкому распространению кембрийских известняков, образует наиболее прогнутую его часть. Границы ее с соседними структурами зачастую определяются разломами. На западе и востоке — это системы крутых взбросов меридионального простирания. На севере выделяется зона Дэштинского сброса — широтного разрыва, перпендикулярного разрывам, ограничивающим Хубсугульскую и Дархатскую впадины. Зона Дэштинского сброса ограничивает с севера месторождение Улэин-Даба и характеризуется интенсивным проявлением динамометаморфизма, с развитием в сланцах окинской свиты таких минералов, как кианит и ставролит. На юге наблюдается система параллельных друг другу разломов, видимо, сбросового типа, вытянутых с северо-запада на юго-восток в соответствии с общим простиранием Хубсугульского прогиба в южной его части. С этими разломами ассоциируют многочисленные массивы щелочных пород.

Разломы южной части восточной зоны разделяют довольно узкие блоки, вытянутые также с северо-запада на юго-восток. Одни блоки несколько опущены, либо подняты относительно других, судя по тому, что в них развиты разные горизонты хубсугульской серии. Одним из характерных элементов южного ограничения прогиба является Цаганнульский разлом.

В составе позднекембрийских — раннекембрийских отложений к югу от разлома в периферической южной части прогиба, хотя и сохраняется господство карбонатных пород, но заметное значение приобретают эффузивно-туфогенные. В частности, в разрезе кембрия здесь появляются граувакки и спилиты.

В целом восточная синклиналильная зона представляет собой систему блоков, граничащих по разломам. Характер дислокаций в разных блоках различный. На севере выделяется крупный блок, расположенный в опущенном крыле широтного Дэштуинского сброса. Площадь блока составляет несколько сот квадратных километров; внутренняя его структура — брахисинклиналиная, приближающаяся к чашеобразной. В центральной части этой Нижнеарасанской брахисинклинали, по разломам на поверхность выведены довольно низкие горизонты хубсугульской серии. По периферии складки устанавливаются падения слоев к центру с довольно значительной крутизной (30—40°). Местами углы падения достигают 50°. Как и в Тэнгисинской синклинали, большая крутизна падения обусловлена, по-видимому, подвижками по разломам, позднейшими по отношению ко времени возникновения складки. Первоначальная, более простая форма складки сравнительно хорошо сохранилась в Урундушской синклинали, занимающей водораздельную часть хр. Хардыл-Сардык. Эта складка имеет плоскую блюдцеобразную форму, с диаметром около 15 км, с углами падения от нескольких градусов до 10—12°. В соседнем к востоку блоке вырисовывается Яматуинская синклинали, вытянутая субмеридионально. По форме эта складка приближается к линейной.

Между рассмотренными блоками располагается несколько довольно узких, разнообразно ориентированных блоков, сложенных самыми различными горизонтами хубсугульской серии. В некоторых из них устанавливаются широтные линейные, но невыдержанные по простиранию складки с крутопадающими в обе стороны слоями. В других намечаются фрагменты сложных складок с прихотливыми очертаниями слоев в плане. Некоторые блоки сложены моноклинально падающими слоями (гора Дэлгэр-хан, правобережье р. Ара-Босхатуин-Гол и др.).

В общем, если структура отдельных блоков расшифровывается довольно определено, то общая картина строения всей восточной синклиналильной зоны остается еще не вполне ясной. В немалой степени это обусловлено недостаточно детальной изученностью, однообразием карбонатных толщ центральной части Хубсугульского прогиба, а также чрезвычайно неблагоприятным и тяжелым для геологических исследований альпийским рельефом. Последнее обстоятельство затрудняет, в частности, геологическое дешифрирование аэрофотоснимков. Весьма отчетливо вырисовывается лишь одна закономерность — уменьшение интенсивности дислокаций по мере движения с востока, от восточного борта прогиба на запад, к его осевой зоне. Следуя в этом направлении от Хэсэнской синклинали к Урундушской брахисинклинали, можно видеть, как линейные узкие сжатые запрокинутые складки сменяются линейными симметричными, затем брахискладками, заметно вытянутыми в меридиональном направлении, а затем — обычными изометричными в плане брахискладками. Таково в общих чертах строение прогиба.

#### ВЕРХНЕРИФЕЙСКО-КЕМБРИЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ БАССЕЙНА

Разрез верхнерифейско-кембрийских отложений ХФБ отчетливо распадается на две части. Нижнюю представляет дархатская серия, верхнюю хубсугульская (Ильин, Журавлева, 1968). Первая, примерно, соответствует сархойской свите Боксон-Сархойского прогиба, вторая — боксонской свите в их первоначальном широком объеме (Ильина, 1958). Дархатская

серия не содержит фосфоритов. Однако она тесно связана с фосфоритопосной хубсугульской серией, образуя вместе с ней единый цикл осадко-накопления.

Обе серии рассматриваются применительно к трем зонам: западному и восточному бортам и осевой зоне. Первая и вторая пространственно совпадают с одноименными зонами, выделяющимися в поперечном сечении бассейна и описанными выше, третья отвечает центральной антиклинальной зоне и смежным с ней частям синклиналичных зон.

Кроме этих зон, обуславливающих продольную зональность бассейна, приходится особо выделять специфическую южную периферическую его часть, в пределах которой указанные зоны не дифференцированы сколь-нибудь отчетливо. Периферическую южную часть вместе с центральной, северной и южной частями можно рассматривать в качестве элементов поперечной зональности бассейна (см. рис. 1).

### Дархатская серия

По западному борту дархатская серия прослеживается с севера на юг от среднего течения р. Тэнгисин-Гол к оз. Дод-Нур и далее по западному обрамлению Дархатской впадины (рис. 7). В одном из типичных разрезов, наблюдавшихся по южным склонам горы Ринчин-Лхумба-Ула, мощность серии составляет около 3500 м (рис. 8, I). В ее основании выделяется пачка конгломератов, в составе галек которых преобладают «зеленые» сланцы подстилающей окинской свиты. Иногда они уступают место галькам кварца, кремней и других стойких пород. Довольно обычны гальки светлых лейкократовых биотитовых гранитов, абсолютный возраст которых составляет 823 млн. лет. Конгломераты отличаются от вышележащих слоев интенсивной окварцованностью и поэтому исключительной крепостью. Выше они сменяются гравелитами, а затем светлыми кварцевыми песчаниками, хорошо сортированными, «чистыми», состоящими на 90—92% из кремнезема. Выше следуют более тонкообломочные породы, в частности алевролиты, сохраняющие преимущественно кварцевый состав. В средней части разреза располагается линзовидное тело, сложенное сиреневыми, зеленоватыми и малиновыми туфами и лавами липаритового и дацитового состава, а также туфопесчаниками. В верхних горизонтах серии, состоящих из черных рассланцованных алевролитов и глинистых сланцев, появляются тонкие прослои кремней, а также линзы ярко окрашенных с южной стороны глинистых известняков и доломитов.

В более южных районах западного борта характер разреза сохраняется; повсюду выдерживается пачка базальных конгломератов, содержащих гальки гранитов. Эти конгломераты протягиваются и на север к верховьям р. Тэнгисин-Гол, где основная часть разреза серии сложена вулканогенными породами кислого состава.

В осевой зоне, на левобережье р. Тэнгисин-Гол, на серо-зеленые хлоритовые и белые альбит-серицитовые сланцы окинской свиты с перерывом, но без видимого углового несогласия ложатся светло-серые волнисто-полосчатые флюидалльные порфиры, содержащие редкие вкрапления ярко-розового полевого шпата. Здесь же, в основании разреза встречаются горизонты ярко-красных и бордовых дацитовых порфиритов. Выше следуют желтоватые, бурые, лиловые и ярко-зеленые липаритовые порфиры, иногда имеющие характерное сферолитовое сложение. Встречаются также андезитовые порфириты и туфы, а иногда туфобрекчии. Верхним горизонтам отвечают кирпично-красные кварцевые порфиры и туфы. Эта толща эффузивов и туфов отличается отсутствием видимой слоистости, пестрыми яркими окрасками и слабой измененностью пород. Мощность ее составляет около 2500 м. В хр. Восточный Саян дархатской серии (сархойской свите) отвечают разнообразные по составу вулканогенные

породы, слагающие мощную, преимущественно зеленоцветную слоистую толщу.

По восточному борту дархатская серия прослеживается также в пределах довольно узкой полосы от водораздела Восточного Саяна, вдоль западного берега оз. Хубсугул и далее в южное Прихубсугулье. В Восточном Саяне она ложится на более древние толщи с базальными конгломератами в основании; здесь эта серия сложена различными терригенными породами, к которым местами примешиваются довольно разнообразные по составу эффузивы и туфы. Характерна верхняя пестроокрашенная часть разреза, состоящая из тонкорассланцованных алевролитов и глинистых сланцев с прослоями и линзами ярких, желтых с поверхности доломитов. Южнее эффузивы встречаются очень редко, в виде маломощных линзовидных тел.

Полный и типичный для восточного борта разрез можно наблюдать на меридиональном участке течения р. Арасан. Дархатская серия имеет здесь трехчленное строение<sup>1</sup> (рис. 8, 8).

Нижняя часть разреза сложена зеленовато-серыми тонколистоватыми карбонатно-хлоритовыми, серицит-хлоритовыми сланцами по песчаникам, реже конгломератам, пронизанными обохренными прожилками и жилами кварца.

Средняя часть представлена однообразными зеленоватыми полимиктовыми песчаниками с карбонатным цементом, местами рассланцованными, местами довольно массивными, очень прочными и светлыми кварцевыми песчаниками. Встречаются прослой гравелитов и мелкогалечных конгломератов, а также единичные горизонты лав и туфов кислого состава (рис. 9).

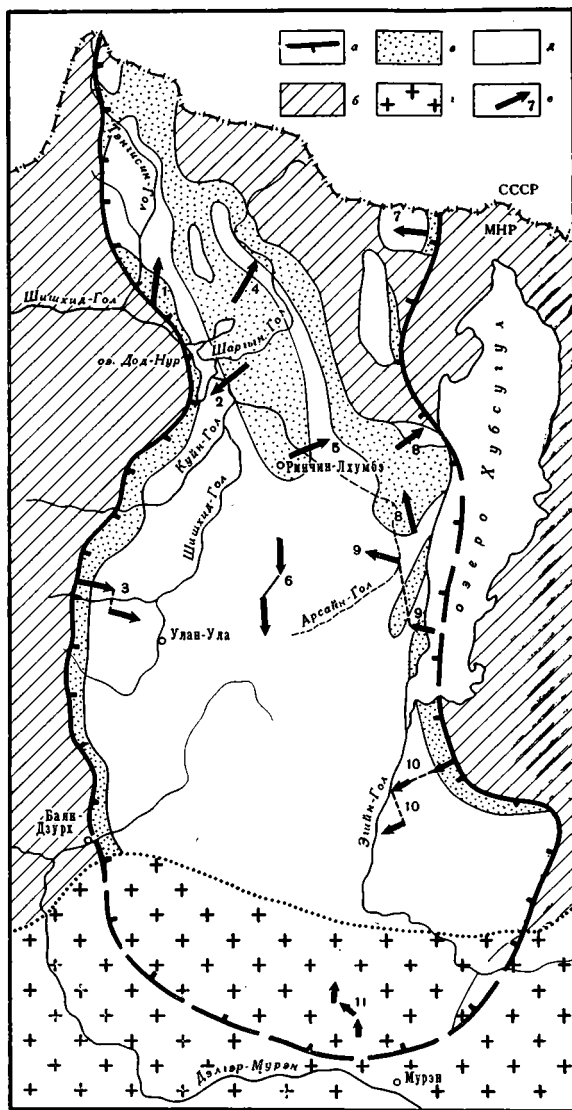


Рис. 7. Схема расположения разрезов верхнерифейско-кембрийских отложений Хубсугульского фосфоритоносного бассейна

а — граница бассейна; б — довернерифейские отложения; в — дархатская серия; г — палеозойские гранитоиды; д — хубсугульская серия; е — разрезы и их номера (1 — Тэнгисинская синклиналь, 2 — Доднурская синклиналь, 3 — западная часть Дархатской впадины, 4 — центральная антиклинальная зона, 5 — Нижнеарасанская синклиналь, 6 — хр. Хардыл-Сардык, 7 — хр. Восточный Саян, 8 — западное побережье оз. Хубсугул, 9 — Хсэанская синклиналь, 10 — истоки р. Эгийн-Гол, 11 — район севернее г. Мурэн)

<sup>1</sup> В этом участке А. С. Киселевым в 1958 г. рассматриваемые отложения были описаны под именем арасанской свиты.

Верхняя часть отличается преобладанием тонкообломочных терригенных пород, тонкой слоистостью, пестрыми окрасками и появлением карбонатных пород. Основная роль принадлежит рассланцованным серым алевролитам, которые часто перемежаются (10—30 см) с черными глинистыми сланцами. В самых верхах появляются пачки до 50—70 м мощности бурых, вишневых и бордовых рассланцованных алевролитов, переслаивающихся с ярко-зелеными алевролитами. Здесь же встречаются горизонты и линзы оранжевых и ярких рыжих доломитов. Карбонатные породы, кроме того, образуют в алевролитах включения округлой и угловатой формы, варьирующие по размерам от нескольких сантиметров до 2—3 м. На выходах мелкие карбонатные включения выпадают, образуя пустоты в породах (пачка «дырчатых» сланцев, или тиллитоподобных пород). Примечателен однообразный (доломитовый) состав этих включений. Пачка «дырчатых» сланцев обычно приурочена к самым верхам разреза. Она подстилает карбонатные породы хубсугульской серии, т. е. располагается в непосредственной близости от фосфоритоносной пачки.

Общая мощность приведенного разреза составляет около 3000 м, на долю каждой из трех его частей приходится примерно поровну.

Южнее отложения дархатской серии по большей части скрыты под водами озера и доступны наблюдениям лишь в районе г. Хатгал и к югу от него. В низах разреза здесь вновь встречаются конгломераты с галькой гранитов, большая же его часть состоит из рассланцованных песчаников и алевролитов (рис. 8, 10). Лишь при большом навыке эти породы можно отличить от подстилающих зеленых сланцев окинской свиты.

В более южных районах, в частности в южной периферической части прогиба, отложения дархатской свиты или ее возрастные аналоги выделяются лишь условно. По всей видимости, к ней следует относить терригенные, преимущественно песчаниковые толщи с прослоями кремней, известняков и доломитов, наблюдающиеся в 10—20 км к югу от сомона Цаган-Ула и в 40—50 км к северо-западу от г. Мурэн и т. д.

В целом, на большей части ХФБ дархатская серия представлена терригенными, преимущественно песчано-алевролито-сланцевыми породами. Характерны базальные конгломераты, а также светлые кварцевые песчаники. Такие терригенные толщи развиты к югу от линии оз. Дод-Нур — пер. Улаин-Даба. К северу от этой линии, т. е. на южном склоне Восточного Саяна, терригенные породы сочетаются в разрезах с эффузивами кислого и среднего состава — разнообразно и пестро окрашенными, преимущественно свежими, массивными. В некоторых же участках, как, например, в среднем течении р. Тэнгисин-Гол, вблизи границы с Восточно-Тувинской зоной, разрезы сплошь состоят из эффузивов.

### **Фосфоритоносная хубсугульская серия**

В хубсугульской серии сосредоточены фосфориты ХФБ. Эта серия объединяет мощный комплекс карбонатных пород. Она широко распространена и чрезвычайно характерна для района. Разрез ее распадается на пять свит (снизу вверх): доднурскую, хармаинскую, босхатскую, хоридулинскую и яматуингольскую (Ильин и др., 1970). Две верхние свиты охарактеризованы кембрийской фауной, остальные — онколитами и строматолитами венда и рифея.

В пределах всего обширного Хубсугульского прогиба очень редки такие участки, в которых можно было бы наблюдать всю серию в едином разрезе. Как правило, какая-либо часть ее выпадает вследствие многочисленных разрывных нарушений. В осевой части в единых разрезах наблюдаются преимущественно верхние свиты, по бортам — нижние.

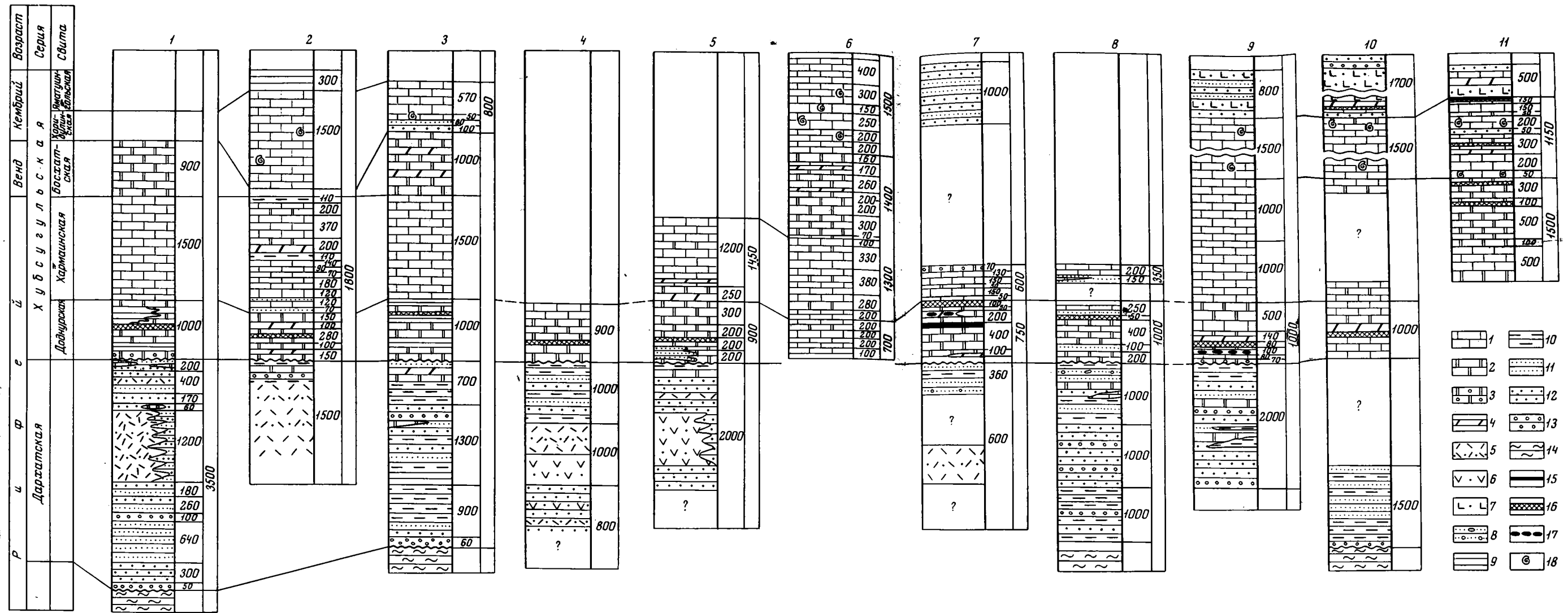


Рис. 8. Разрезы верхнерифейских — кембрийских отложений Хубсугульского фосфоритоносного бассейна (расположение разрезов показано на рис. 7)

1 — известняки; 2 — доломиты; 3 — конгломератовые и брекчиевые доломиты; 4 — кремни; 5 — эффузивы и туфы кислого состава; 6 — эффузивы и туфы среднего состава; 7 — эффузивы и туфы основного состава; 8 — сланцы и алевриты с линзами и включениями доломитов;

9 — глинистые сланцы, филлиты; 10 — рассланцованные алевриты; 11 — алевриты, песчаники; 12 — гравелиты; 13 — конгломераты; 14 — серпигитовые, хлоритовые сланцы; 15 — аллиты; 16 — фосфориты; 17 — железо-марганцовые руды; 18 — остатки археоциат и трилобитов



Хубсугульская серия подвержена определенным фаціальным изменениям, благодаря чему разрезы прибортовых зон литологически довольно значительно отличаются от разрезов осевой зоны. Маркирующими опорными уровнями, которые используются для сопоставления разрезов карбонатных толщ, являются два: 1) кровля дархатской серии, 2) основание археоциатовых кембрийских известняков. При сопоставлении соседних разрезов использовались также маркирующие, четко маркируемые горизонты, как, например, мощные пачки доломитов, выдерживающиеся на десятки километров, сравнительно хорошо обнаженные и выделяющиеся как на аэрофотоснимках, так и на местности благодаря яркой белой окраске.

Дархатская и хубсугульская серии литологически в общем резко отличаются одна от другой. Однако границу между ними провести подчас довольно трудно, так как в пограничной части разреза карбонатные и терригенные породы переслаиваются друг с другом. Такая картина наблюдается по восточному борту бассейна, например, в районе Хубсугульского месторождения. Ориентируясь на фосфоритоносную пачку, присутствующую на обоих крыльях Хэсанской синклинали и фиксирующую несомненно один и тот же стратиграфический уровень, а также на появление характерных брекчиевидных доломитов, основание хубсугульской серии проводится по подошве этих доломитов, выше которых терригенные породы встречаются лишь эпизодически. В таком случае на восточном крыле Хэсанской синклинали в составе дархатской серии оказывается два-три прослоя доломитов, мощностью 10—20 м каждый, а на западном — по меньшей мере две мощные (100—150 м) пачки карбонатных пород. Далее к западу, в глубь ХФБ, на западном крыле куполовидной Арасанской антиклинали, ниже фосфоритоносной пачки и брекчиевидных доломитов, среди «дырчатых» сланцев и рассланцованных зеленоватых и бурых алевролитов дархатской серии находится 150-метровая пачка белых доломитов и узорчатых черных известняков, а еще ниже — 300-метровая пачка кремнистых белых доломитов. Таким образом, мощные карбонатные пачки среди пестроцветных терригенных отложений являются характерным и выдержанным элементом разреза верхов дархатской серии. Отсутствие же таких карбонатных пачек в самых восточных разрезах (по берегу озера), по-видимому, следует объяснять местным позднейшим размывом, предшествовавшим формированию хубсугульской серии. Аналогичным образом размыв в основании хубсугульской серии выявляется и по западному борту. Тем самым приходится заключить, что хубсугульская серия ложится с перерывом и местным размывом, который захватывает лишь самые верхи дархатской серии. Амплитуда размыва уменьшается в направлении от бортов ХФБ к его осевой зоне.

Брекчии и конгломераты карбонатного, преимущественно доломитового, состава отмечаются почти повсеместно как по восточному, так и по западному бортам прогиба. Они хорошо выражены в районе Хубсугульского месторождения и далее к северу на Чжиглигском фосфатопроявлении. По западному борту доломитовые брекчии встречаются в пределах Тэнгисинской синклинали, а также южнее, в районе Цаганпурского месторождения. Рассматриваемые брекчии и конгломераты тесно ассоциируются в разрезе с «дырчатыми» сланцами, встречающимися в смежных частях обеих серий. В общем, в пограничной части разреза дархатской и хубсугульской серий заключена масса грубообломочных образований, указывающих на перерыв и размыв пород дархатской серии в предхубсугульское время. В нижней части хубсугульской серии отчетливо обособлен характерный комплекс пород, охватывающий помимо доломитов и известняков, кремни, фосфориты, железо-марганцевые руды и аллиты.

Карбонатные породы хубсугульской серии классифицируются по Г. С. Вишнякову на четыре известных типа. Отнесение к тому или иному



Рис. 9. Выходы туфов нижней части дархатской серии. Левый берег р. Арасав, в среднем течении

типу почти во всех случаях выполнено по данным карбонатных (химических) анализов, либо по качественным химическим реакциям, проводившимся в полевых маршрутах.

По западному борту, на севере, отложения хубсугульской серии выполняют ядро Тэнгисинской синклинали. В этом трудно доступном и слабо изученном районе развита лишь нижняя «докембрийская» часть серии, состоящая из трех свит (рис. 8, 1).

В основании нижней, доднурской свиты наблюдаются доломитовые грубообломочные конглобрекчии, состоящие из крупных (10–15 см), слабо окатанных обломков светлых доломитов, сцементированных более темноокрашенным доломитовым же цементом. Как обломки, так и особенно цемент содержат обильные кремнистые стяжения, прожилки, гнезда кремней. Выше этого базального горизонта, располагается пачка серых либо черных тонко расланцованных алевролитов и мелкозернистых песчаников, мощностью около 50 м. Затем следуют доломиты, либо известняки. Первые наблюдались по восточному борту Тэнгисинской синклинали, вторые — по западному. По восточному крылу, а также на участке северного замыкания Тэнгисинской синклинали широко распространены мощные (до 200–300 м), но невыдержанные по простиранию, пачки известковистых песчаников, содержащих отдельные, сравнительно тонкие прослои доломитов. В составе доднурской свиты, в средней части ее разреза, ниже пачки известковистых песчаников, довольно часто встречаются фосфатсодержащие породы, залегающие либо среди доломитов, либо песчаников. В отличие от более южных районов, где фосфориты и фосфатсодержащие породы сконцентрированы в сравнительно маломощной, четко выраженной в разрезе пачке, здесь они широко разбросаны по разрезу.

Южнее, в Доднурской синклинали одноименная свита имеет мощность около 800 м и состоит исключительно из доломитов, содержащих отдельные горизонты кремней (рис. 8, 2). К низам ее приурочена фосфоритоносная пачка Цаганнурского месторождения. Исследованиями З. А. Журав-

левой в доломитах обнаружена так называемая микропроблематика II комплекса (см. ниже). Следующая, хармаинская, свита представлена в основном известняками, среди которых встречаются довольно мощные (100—200 м) пачки рассланцованных алевролитов и черных глинистых сланцев. В известняках встречается микропроблематика III комплекса. Мощность этой свиты достигает 1700 м. Босхатская свита в Доднурской синклинали отсутствует, будучи срезанной разломами. По этим разломам с доднурской или хармаинской свитами контактируют белые либо узорчатые массивные известняки хоридулинской свиты, в изобилии содержащие остатки археоциат (см. ниже). Мощность хоридулинской свиты — до 1500 м. Выше ее, на левобережье р. Хугэйн-Гол (р. Куйн-Гол) можно встретить переслаивающиеся песчаники, алевролиты и известняки, принадлежащие яматуингольской свите.

В горах Тэмен-Султу, находящихся примерно в 30 км южнее Цаганурского месторождения, наблюдались белые сахаровидные, реже узорчатые известняки, массивные, либо неяснослоистые, образующие скалистые труднодоступные гребни на лесистых, в общем, довольно сглаженных хребтах. Эти известняки чрезвычайно сходны с археоциатовыми, хотя остатков кембрийских организмов в них не найдено. Проследивая их к северу, к долине р. Хугэйн-Гол, либо к югу, к р. Шишхид-Гол, можно убедиться, что в обоих направлениях они переходят в известняки, изобилующие археоциатами, что делает весьма вероятным их кембрийский возраст. В низах известняковой толщи заключена мощная фосфоритовосная пачка, подробно рассматриваемая ниже (рис. 10).

Далее к югу, на останковых возвышенностях южной оконечности Дархатской впадины и по ее горному обрамлению можно наблюдать довольно полный разрез хубсугульской серии. Доднурская свита, как и на севере, слагается доломитами, вмещающими прослой и пачки песчаников и глинисто-кремнистых сланцев, мощностью до 200 м. В этом районе не обнаруживается четко выраженной фосфоритовосной пачки, хотя прямые и косвенные признаки фосфатсодержащих пород в составе доднурской свиты имеются и здесь. Хармаинская и босхатская свиты сложены соответственно известняками и доломитами, изобилующими онколитами.

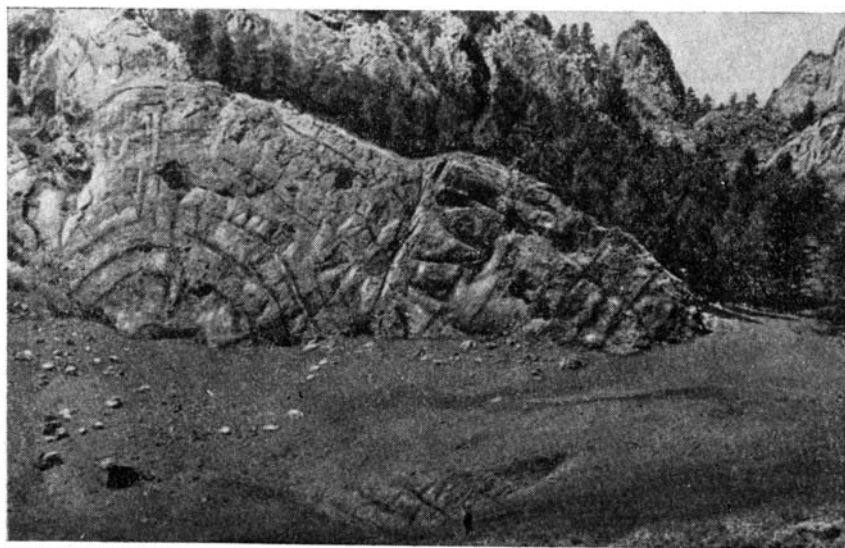


Рис. 10. Известняки хоридулинской свиты нижнего кембрия в горах Тэмен-Султу

Хоридулинская свита, согласно лежащая на босхатской, разделяется на две части. Верхняя сложена известняками. Нижняя часть, обнаженная на небольшом меридионально вытянутом холме у слияния рек Мунгургаин-Гол и Гуны-Гол, замечательна появлением терригенных пород — темно-серых плитчатых мелко- и среднезернистых, реже гравелистых, полимиктовых песчаников и алевролитов, рассеянных узкими, глубоко проникающими клиновидными трещинами усыхания, заполненными песчано-карбонатным детритусом. Мощность этих необычных для хоридулинской свиты обломочных пород, содержащих линзы археоциатовых известняков, достигает 250—300 м.

В осевой зоне, которую можно охарактеризовать на примере района брахисинклинали Урундуши-Ула, хубсугульская серия слагается почти нацело карбонатными породами. Подстилающая ее дархатская серия в большинстве случаев здесь глубоко погружена. В районе горы Урундуши-Ула достоверно наблюдаются две непрерывные последовательности — два разреза карбонатных пород, разделяющихся узким глубоким Босхатским грабеном, заполненным юрскими конгломератами. Целесообразно привести эти разрезы в деталях, так как они послойно охарактеризованы органическими остатками и дают полное представление о строении и составе хубсугульской серии осевой части ХФБ. Первый разрез расположен к северу от грабена, второй — к югу.

К северу от Босхатского грабена (гора Ундур-Уряни; рис. 8, б) наблюдается (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Темно-серые афанитовые известняки . . . . .	20
2. Черные мелкозернистые известняки с отдельными пластами черных крупнозернистых антракоцитовых известняков, мощностью 8—10 м . . . . .	70
3. Известняки, аналогичные слою 1 . . . . .	15
4. Черные мелкозернистые известняки с пластами афанитовых в верхах и низах . . . . .	180
5. Серые, на выветрелой поверхности белые, плотные, афанитовые известняки . . . . .	20
6. Серо-черные пятнистые известняки. Пятнистое сложение пород, четко видимое лишь на выветрелой поверхности, обусловлено неравномерным распределением тонкого глинистого материала, которым обогащены одни участки (пятна диаметром 1—2 см) и обеднены другие (Онколиты <i>Osagia libidinosa</i> Z. Zhur., <i>O. tenuilamellata</i> Reitl., <i>O. columnata</i> Reitl.) . . . . .	200
7. Светло-серые доломиты, образующие маркирующий горизонт, очень четко выраженный на местности и аэрофотоснимках . . . . .	около 200

Общая мощность слоев 1—7 — 700 м.

Доломитовый горизонт 7 прослеживается в субширотном направлении на десятки километров и маркирует довольно узкую антиклинальную складку Алхаин-Гоцзогор, погружающуюся к западу.

По крыльям антиклинали Алхаин-Гоцзогор и синклинали Ундур-Уряни, а также на замыканиях этих складок отчетливо видно, как светлые доломиты перекрываются темными известняками. Выше доломитового горизонта разрез непрерывно продолжается.

	Мощность, м
8. Темно-серые до черных мелкозернистые известняки то однородного, то пятнистого сложения, массивные, либо неяснослоистые . . . . .	200
9. Пятнистые известняки двух разновидностей: в одних — на темно-сером фоне выделяются светлые пятна, в других, наоборот, на светлом фоне — темно-серые, почти черные пятна. На свежем сколе обе разновидности не различимы друг от друга . . . . .	250—280
10. Черные пятнистые известняки с отдельными невыдержанными прослоями светло-серых доломитов мощностью от 0,5 до 10 м. В основании этой пачки — пласт светло-серых почти белых доломитов мощностью до 30—40 м, отчетливо дешифрирующийся на аэрофотоснимках (Онколиты <i>Osagia aculeata</i> Z. Zhur., формы из групп <i>Asterosphaeroides</i> Reitl., <i>Radiosus</i> Z. Zhur. . . . .	380

	Мощность, м
11. Черные доломитовые известняки, иногда несколько окремненные, в которых отмечен прослой, мощностью 3 м, серых известковистых доломитов с отдельными кремнистыми включениями . . . . .	330
12. Черные мелкозернистые известняки . . . . .	100

Общая мощность толщи (слои 8—12) достигает 1300 м.

К югу от Босхатского грабена, в центральной части брахисинклинали Урундуши-Ула, поднимаясь к вершине горы Урундуши-Ула от дна долины р. Ара-Босхатуин-Гол, на протяжении около 1200 м по вертикали можно видеть непрерывный разрез мощной толщи карбонатных пород полого, под углом около 15°, падающей к югу. В основании видимого разреза здесь располагаются:

	Мощность, м
13. Темно-серые битуминозные массивные доломиты . . . . .	15
14. Выше следуют темно-серые известковистые доломиты с угловатыми включениями черных кремней размером от долей сантиметров до 15—20 см . . . . .	40
15. Серые тонкослоистые доломиты . . . . .	8
16. Светлые брекчиевидные доломиты . . . . .	10
17. Серые массивные доломиты . . . . .	300
18. Светло-серые, кремневые, бледно-зеленоватые афанитовые известняки	200
19. Светло-серые массивные доломиты, повсеместно насыщенные включениями, прожилками, инкрустациями кремней . . . . .	200
20. Черные полосчатые кремни . . . . .	10
21. Светло-серые массивные доломиты . . . . .	50
22. Полосчатые серые доломиты, насыщенные неправильными стяжениями кремня . . . . .	200

Среди доломитов встречаются онколитовые разности с *Vesicularites bothrydioformis* (Krasnop.), *Concretus* Z. Zhur., *Amblioglamellatus horridus* Z. Zhur.

23. Серые окремненные доломиты с тонкими прослоями черных тонкопосчатых кремней, мощностью 10—20 см . . . . .	170
24. Черные мелкозернистые известняки . . . . .	20
25. Серо-зеленоватые афанитовые известняки . . . . .	15
26. Черные мелкозернистые известняки . . . . .	15
27. Серые доломиты с линзами и прослоями черных кремней . . . . .	160

Общая мощность (слои 13—27) — 1400 м. Выше следуют исключительно известняки.

	Мощность, м
28. Серые известняки с тонкими прослоями более светлых доломитов и линзами известковых конгломератов . . . . .	200
29. Серые и светло-серые комковатые известняки с тонкими прослоями доломитистых известняков и известковистых доломитов. В верхах пачки — остатки археоциат: <i>Archaeolynthus</i> sp., <i>Ajacycyathus</i> sp., <i>Robustocyathus</i> sp., <i>Nochoroicyathus howelli</i> (Vol.) и онколиты — <i>Amganella</i> Reitl., <i>Calcisphaera stellata</i> Korol., <i>Nubercularites catagraphus</i> Reitl., <i>Botomiella</i> Reitl., <i>Segmentatus</i> Korol., <i>Osagia senta</i> Z. Zhur., <i>Incrastus</i> Korol. . . . .	200
30. Серые афанитовые и белые мелкозернистые сахаровидные известняки с <i>Ajacycyathus</i> ex gr. <i>khemtschekensis</i> (Vol.), <i>Robustocyathus</i> sp., <i>Nochoroicyathus</i> ex gr. <i>mariinskii</i> Zhur. . . . .	250
31. Светло-серые афанитовые известняки с узорчатым рисунком на выветрелой поверхности. Остатки археоциат: <i>Dictyocyathus</i> sp., <i>Robustocyathus</i> sp., <i>Kaltatocyathus</i> sp. n., <i>Tumuliolynthus</i> sp., <i>Ajacycyathus</i> sp., <i>Capsulocyathus</i> sp. . . . .	150
32. Светлые до белых зернистые и афанитовые археоциатовые известняки с <i>Nochoroicyathus</i> sp. n. (ex gr. <i>mariinskii</i> Zhur.), <i>Robustocyathus</i> sp. n., <i>Ajacycyathus</i> sp., ex gr. <i>salebrosus</i> (Vol.), A. sp. <i>Tumuliolynthus</i> sp. (ex gr. <i>karakolensis</i> Zhur.), <i>Dictyocyathus</i> sp. n., D. sp., <i>Protophretetra bipartita</i> Vol. . . . .	400
33. Белые афанитовые известняки . . . . .	400

Общая мощность разреза (слои 28—33) — около 1500 м.

На участке синклинали Урундуши-Ула два описанных разреза, как уже отмечалось выше, изолированы от другого. Однако в 20 км восточнее, на

южном крыле синклинали Ундур-Уряни видно, что доломиты (§ 13) второго разреза залегают на толще черных известняков первого разреза (§ 12). Тогда слои 28—33 относятся к хоридулинской свите, 13—28 — к босхатской, 8—12 — к хармаинской и 1—7 — к доднурской.

Отметим три характерные особенности разреза — абсолютное господство карбонатных пород и отсутствие терригенных, незначительное развитие доломитов и отсутствие фосфоритов в доднурской свите. В районе брахисинклинали Урундуши-Ула отсутствуют отложения наиболее верхней яматуингольской свиты. Они наблюдаются несколько южнее, где сложены переслаивающимися известняками, песчаниками и сланцами, мощностью около 1000 м.

Общая мощность хубсугульской серии в осевой зоне прогиба достигает 6000 м.

По восточному борту, в районе Ухагольского месторождения, наблюдается лишь нижняя «докембрийская» часть серии, состоящая из двух толщ — нижней карбонатной, в которой заключены фосфориты, и верхней терригенной. Общая их мощность около 2600 м. Здесь встречаются строматолиты, отсутствующие в более южных районах ХФБ.

В 50—60 км южнее, в районе месторождения Улеин-Даба сохранилась лишь нижняя доднурская свита, примечательная широким развитием терригенных пород, а также известняков. Основная роль и здесь принадлежит доломитам.

Далее к югу, на обширной территории Хубсугульского месторождения имеется полная последовательность всех пяти свит, составляющих хубсугульскую серию. По остаткам археоциат и трилобитов *Bulajaspis taseevica* Rep., обнаруженным З. А. Журавлевой в долине р. Арасан, устанавливается нижнекембрийский возраст хоридулинской свиты. Однозначно выявляется, что фосфоритоносные горизонты лежат в нижней части хубсугульской серии, заведомо ниже фаунистически доказанных нижнекембрийских отложений. На более западных участках месторождений, тяготеющих к осевой зоне ХФБ, доломиты уступают место известнякам, на востоке, наоборот, преобладают доломиты. Примесь тонких терригенных компонентов в карбонатных породах более значительна на востоке и ничтожна на западе.

В южной части восточного борта, в бассейне верхнего (меридионального) течения р. Эгийн-Гол, вскрываются преимущественно верхние горизонты хубсугульской серии, сложенные различными известняками, зачастую археоциатовыми, принадлежащими хоридулинской свите. Среди них в отдельных небольших блоках, например Манханулинском, изредка встречаются и более низкие толщи хубсугульской серии, представленные, в основном, известняками, несущими горизонты фосфоритов.

Лежащая выше яматуингольская свита охватывает тонко переслаивающиеся терригенные породы — песчаники, алевролиты, реже конгломераты с галькой разнообразных карбонатных пород низов хубсугульской серии. Местами довольно существенное значение приобретают вулканогенные породы, как, например, это имеет место в 10—13 км юго-восточнее г. Хатгал, где можно наблюдать спиллитовые диабазы с характерной шаровой отдельностью, туфы основного состава и туфопесчаники.

Для периферической южной части прогиба типичен разрез у перевала Улани-Джурюджи в 20 км к северо-востоку от г. Мурэн (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Яснослоистые полосчатые мраморизованные известняки с подчиненными маломощными прослоями доломитов . . . . .	500
2. Доломиты светлые массивные, часто оолитовые с тонкими прослоями кремней, среди которых встречаются фосфатсодержащие разности с 2—3% P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	1000
3. Афанитовые серые известняки . . . . .	20
4. Зернистые, более темные водорослевые известняки . . . . .	30

	Мощность, м
5. Чередующиеся водорослевые и археоциатовые известняки, обнаруженные здесь впервые М. Ф. Нейбург еще в 1924 г. (Вологдин, 1940)	15
6. Черные, серые и белые узорчатые археоциатовые известняки и детритусовые археоциатовые известняки	10
7. Светлые волнисто-слоистые археоциатовые известняки, содержащие тонкие прослои кремнистых фосфатсодержащих брекчий	15
8. Серые пятнистые известняки. На светлом основном фоне этих пород видны более темные сантиметровые пятна, содержащие тонкую смесь терригенного материала	200

К известнякам слоя 8 относятся остатки трилобитов, обнаруженные Н. С. Зайцевым и Н. В. Покровской, у сомона Алаг-Эрдэнэ: *Bulajaspis taseevica* Rep., *V. vologdini* Rep., *Proerbia prisca* Lerm., *Sayanella poletaevae* Pokr., *Inouyina quadratica* Polet., *Shivelicus parvus* Pokr, характеризующие алданский и низы ленского яруса.

9. Чередование тонко полосчатых известняков и доломитов с участием кремнистых фосфатсодержащих брекчий	30
10. Желтовато-серые кварцевые песчаники	50
11. Пятнистые известняки с остатками водорослей и археоциат, а также трилобитов из семейств Dinesidae и Ptychoparidae ленского яруса	200
12. Черные мелкозернистые слоистые известняки	150
13. Белые, мелкобугристые на выветрелой поверхности доломиты	150
14. Светлые зернистые известняки с тонкими прослоями кварцевых песчаников и кремнистых фосфатсодержащих пород	150
15. Толща тонкозернистых кремнистых алевролитов, чередующихся с линзами и туфами. Довольно многочисленны тонкие прослои черных кремней, с которыми соседствуют известняки и доломиты	500

Толща кремнистых алевролитов отличается чрезвычайно плохой обнаженностью и характерным тонким равномерно полосчатым рисунком на аэрофотоснимках. Благодаря этому рисунку она всегда безошибочно узнается визуально. Такой же характерный рисунок наблюдается по левому необнаженному борту, р. Холигцатуин-Гол, где в небольших свежих промоинах встречаются выходы тонко рассланцованных кремнистых туфоалевролитов, зачастую обнаруживающих положительную реакцию на фосфор с молибденовокислым аммонием, песчаников, а также грязно-зеленых измененных диабазовых порфиритов и альбитофиров. Заметное место принадлежит карбонатным породам, образующим пачки, мощностью до 70 м, хорошо дешифрирующиеся на аэрофотоснимках. Они представлены черными глинистыми известняками, покрытыми с поверхности тонкой белесой корочкой, темными бурыми афанитовыми, местами водорослевыми известняками, тонкополосчатыми известняками с тонкими миллиметровыми прослоечками кремней.

Севернее, у сомона Алаг-Эрдэнэ Н. С. Зайцевым и Н. В. Покровской в известняках обнаружена *Tonkinella* sp. nov., *Oryctocara* sp., *Oryctocephalops* sp., *frishnenfeldi* Lerm. амгинского яруса среднего кембрия.

Кремнистые породы всегда ассоциируются с карбонатными и часто обнаруживают то или иное содержание фосфатного материала (до 6%  $P_2O_5$ ). Они разбросаны по всему разрезу, невыдержаны и маломощны.

Мощность эффузивно-терригенно-карбонатной толщи не менее 1500 м.

Нижняя часть приведенного разреза (слои 1—2) отвечает босхатской свите, средняя часть изобилующая остатками археоциат (слои 3—10) — хоридулинской, а верхняя (слои 11—15) — яматуингольской.

Резюмируя приведенные данные, следует отметить, что в осевой зоне ХФБ сосредоточены чисто карбонатные разрезы. По бортам в них появляются прослои и пачки терригенных пород. Доломиты максимальным развитием пользуются по бортам прогиба. В осевой зоне почти на всех стратиграфических уровнях господствуют известняки, среди которых доломиты встречаются лишь в виде отдельных более или менее мощных пачек. Эти карбонатные разрезы на севере бассейна замещаются карбонатно-терригенными, а на юге в них появляются вулканогенные образования.

## О возрасте дархатской и хубсугульской серий

В породах хубсугульской серии, как показано выше, содержатся разнообразные ископаемые органические остатки. В хоридулинской и яматуингольской свитах наиболее часто встречаются остатки археоциат и водорослей. Обломочки трилобитов часто наблюдаются в шлифах известняков хоридулинской и яматуингольской свит, макроскопически же видимые остатки трилобитов пока обнаружены лишь в нескольких пунктах. Часть из них находится на юге бассейна, вблизи сомона Алаг-Эрдэнэ (см. выше), другая часть — на западе Хубсугульского месторождения. По трилобитам, как заключает Н. В. Покровская, устанавливается нижнекембрийский (алданский ярус) возраст хоридулинской свиты и ниже-среднекембрийский — яматуингольской (ленский и амгинский ярусы). Хоридулинская свита изобилует остатками археоциат. Они часто встречаются по западному борту ХФБ в Дархатской котловине, где в целом ряде мест видно, что археоциатовые известняки лежат значительно выше по разрезу, чем основная фосфоритоносная пачка. Они обнаружены и в осевой зоне бассейна. По восточному борту слои с археоциатами также значительно удалены вверх по разрезу от фосфоритовых залежей.

Очень широко развиты верхние горизонты хубсугульской серии в южной периферической части бассейна, где комплекс археоциат хоридулинской свиты оказывается наиболее разнообразным. Здесь обнаружены *Zonacyathus poletaevae* (Vol.), *Ajacyathus* sp., *A. sibiricus* (Toll.), *A. microporus* Zhur., *Gortonyathus* sp. n., *Robustocyathus macrospinosus* Zhur., *R.* sp., *Leptosocyathus* sp., *Taylorcyathus* sp., *Coscinocyathus* sp. n., *Dokidocyathus tuvaensis* Roz., *Szeczyathus cylindricus* Vol., *Asterocyathus* sp. n., *Coscinocyathus dianthus* Born., *Capsulocyathus irregularis* (Vol.), *C.* sp., *Protopharetra* sp., *Fransuasaecyathus* sp. n., *Nochorocyathus* sp. ex gr. *mariinskii* Zhur., *Tumulocyathus* sp., *Compositocyathus* cf. *fratulensis* Zhur., *Carpicyathus* sp., *Forinosocyathus* sp., *Clathricoscinus* sp. n., *Orbicyathus mongolensis* Vol., *Archaeojungia* ex gr. *naletovi* (Vol.), *A.* sp., *Kaltatocyathus* sp., *Dokidocyathella sanashtyngolensis* (Koz.), *Loculicyathus membranivestites* Vol., *Tersia* sp., *Rhabdocyathella* sp., *Gegeleticyathus* sp. n., *Cyclocyathellitae*. В яматуингольской свите, в верховьях р. Улгэн-Сайр, встречены *Ethmophyllum* ex gr. *ratum* Vol., *Flindersicyathus* sp.

Археоциаты хоридулинской свиты, по заключению И. Т. Журавлевой, соответствуют стратиграфическому интервалу, обнимающему так называемые ербинские слои боградского горизонта — санаштыкгольский горизонт нижнего кембрия. В отдельных местонахождениях комплексы археоциат ограничены более узкими возрастными рамками и отвечают низам либо верхам санаштыкгольского горизонта, камешковскому горизонту и т. п. Однако во всех случаях археоциаты определяют возраст хоридулинской свиты в пределах верхов алданского — низов ленского яруса нижнего кембрия. Фауна яматуингольской свиты характеризует более высокие горизонты ленского яруса (обручевский горизонт) и амгинский ярус среднего кембрия. И. Т. Журавлева подчеркивает большое сходство археоциатовых ценозов ХФБ и шивелигского опорного разреза в хребте Восточный Танну-Ола (Тува), в котором низы кембрия также не содержат фауны (Зайцев, 1960; Журавлева и др., 1967).

Не исключено, что нижняя граница кембрия в Хубсугульском прогибе опускается ниже подошвы хоридулинской свиты и к кембрию здесь еще может быть отнесена какая-то часть подстилающих отложений хубсугульской серии, например верхи босхатской свиты, с которыми хоридулинская свита тесно связана.

В нижней части хубсугульской серии, включающей три свиты, встречаются, местами в изобилии, остатки онколитов. Послойное распределение их приведено выше в разрезе осевой зоны ХФБ. З. А. Журавлева считает,



что формы, обнаруженные в босхатской свите, относятся к юдомскому комплексу (проблематика IV комплекса), в хармаинской свите — к верхнему рифею (проблематика III комплекса), в фосфоритоносной доднурской свите — к среднему рифею (проблематика II комплекса), причем в последней встречаются и нижнерифейские формы.

В отличие от онколитов, широко развитых по всей территории ХФБ, строматолиты встречаются здесь очень редко. Они достоверно установлены лишь на северо-востоке бассейна и более часто встречаются в Боксон-Сархойском прогибе. В восточной части последнего, ниже бокситового горизонта известны находки *Collenia undosa* Wolcott, *Conophyton lituus* Masl., а непосредственно под этим пластом — *Boxonia gracilis* Kor. (Семихатов, Серебряков, 1967). На южном участке Ухагольского месторождения в 1970 г. Н. С. Зайцев обнаружил в доломитах, непосредственно подстилающих главную фосфоритоносную пачку, строматолиты, определенные И. Н. Крыловым как *Jurusania cylindrica* Krylov (Волков и др., 1972). Эта форма известна из катавской свиты Южного Урала, отвечающей низам верхнего рифея (катавский горизонт), из деминской свиты Полюдова кряжа и из верхней толщи лахандинской свиты Учуро-Майского района. По мнению Крылова, это соответствует примерно 900 млн. лет, т. е. основанию верхнего рифея. Из этого же южного участка Ухагольского месторождения известны находки *Luella Vologdin* и *Johella Vologdin*, на основании которых А. Г. Вологдин коррелирует нижнюю часть хубсугульской серии района Ухагольского месторождения с верхними слоями свиты Цзин-лин синия Китая (третья сверху свита).

Резюмируя приведенные данные об органических остатках, можно прийти к выводу о широком стратиграфическом диапазоне хубсугульской серии. Яматуингольская и хоридулинская свиты относятся к кембрию: первая — к верхам нижнего и низам среднего, вторая — к нижнему. Босхатскую свиту, тесно связанную с хоридулинской в единых и непрерывных разрезах и содержащую так называемый IV комплекс проблематики, по всей видимости, следует считать вендской. Верхним рифеем можно датировать хармаинскую и фосфоритоносную доднурскую свиту, допуская, вслед за В. В. Хоментовским, что среднерифейские формы проблематики часто «проходят» в верхний рифей.

Каких-либо прямых данных о возрасте дархатской серии нет, если не считать определения абсолютного возраста галек гранитов, содержащихся в ее базальных слоях, равного 823 млн. лет. Исходя из этой цифры, указывающей лишь на нижний предел возраста дархатской серии, и учитывая какую-то длительность перерыва в основании серии, в течение которого размывались граниты, можно было посчитать, что дархатская серия захватывает лишь самые верхи рифея. Если же отдавать предпочтение приведенным выше данным по онколитам и строматолитам, то для дархатской серии следует предполагать среднерифейский возраст. Располагающиеся ниже окинская и муренская свиты, составляющие древнее обрамление ХФБ, также содержат остатки онколитов и, судя по этому, не выходят за пределы рифея.

Возраст фосфоритов определяется возрастом различных свит хубсугульской серии. Главная фосфоритоносная пачка, заключенная в доднурской свите, значительно древнее горизонтов известняков, охарактеризованных археоциатами и трилобитами. Для нее наиболее вероятен верхнерифейский возраст. Что же касается бедных фосфоритов и фосфатсодержащих пород, встречающихся на более высоких стратиграфических уровнях хубсугульской серии и сосредоточенных в подавляющем большинстве случаев в южной периферической части прогиба, то возраст их определяется по остаткам археоциат и трилобитов, заключенных в соседних с ними слоях известняков, как ниже- и, возможно, среднекембрийский.

Тот очевидный факт, что ХФБ и Тувино-Монгольский массив находятся, с одной стороны, в непосредственной близости от края Сибирской платформы, а с другой, — вблизи типичных геосинклинальных зон Центрально-Азиатского пояса, заставляет обратиться к рассмотрению верхнерифейско-кембрийских отложений этих территорий. Смежной окраинно-платформенной структурой является Присаянский прогиб, а соседними геосинклинальными зонами — Восточно-Тувинская, Идэрская и Джидинская зоны.

Присаянскому прогибу посвящена обширная геологическая литература. В строении его участвуют карагасская, оселочная, мотская и другие свиты, представляющие единый, полого дислоцированный структурный комплекс и охватывающие по возрасту верхи рифея, венд и низы кембрия. Эти свиты слагаются преимущественно терригенными, в меньшей степени карбонатными породами и эвапоритами. Нижняя свита этого комплекса — карагасская — лежит на более древних образованиях с резким угловым несогласием и базальными конгломератами. О. П. Алексева и Д. В. Титов (1958) приводят целый ряд признаков, характеризующих породы этой свиты как типичные отложения мелководного бассейна. Е. В. Павловский (1958) указывает, что источники сноса обломочного материала в карагасское время располагались к юго-западу, т. е. в области современного Присаянского выступа фундамента платформы.

В составе карагасской и оселочной свит имеются небольшие по масштабу фосфатопроявления, представленные либо фосфатсодержащими песчаниками и алевролитами, либо брекчиями с фосфатным цементом. Те и другие небогаты по содержанию полезного компонента. Э. А. Еганов (1968), описывая эти проявления, выделяет их в особую группу химически перетолженных древних фосфоритов, возникших при выветривании пород с повышенным содержанием фосфора.

В пределах Тувино-Монгольского массива, помимо ХФБ, верхнерифейско-кембрийские отложения, как уже отмечалось, развиты в Центрально-Сангиленском и Боксон-Сархойском прогибах. В нагорье Сангилен фаунистически охарактеризованный нижний кембрий установлен в грубообломочной толще, составляющей верхи мощной терригенной серии, занимающей узкую осевую зону на западе Сангиленского синклинория (Рогов, Копылова, 1969). Более низкие горизонты этой серии, вероятно, выходят за пределы кембрия. Примечателен грубообломочный состав этих позднекембрийских — кембрийских отложений, их крутые дислокации, практически не отличающиеся от дислокаций подстилающих более древних докембрийских слоев, а также приуроченность их к окраинной части Тувино-Монгольского массива, прилегающей к соседней Восточно-Тувинской зоне.

В Боксон-Сархойском прогибе, находящемся на юго-востоке Восточного Саяна, к верхнерифейско-кембрийскому комплексу относятся сархойская и боксонская свиты, также многократно охарактеризованные в литературе. Одна из последних сводок по этому комплексу принадлежит М. А. Семихатову и С. Н. Серебрякову (1967).

Сархойская свита ложится с размывом на разные верхнепротерозойские (рифейские), преимущественно зеленосланцевые и карбонатные толщи, но не переходит на более древние толщи, широко развитые в юго-восточной части Восточного Саяна. Свита слагается либо вулканогенными породами кислого и среднего состава, песчаниками и алевролитами (западная часть прогиба), либо песчаниками, алевролитами и аргиллитами при резко подчиненной роли эффузивов (восточная часть прогиба).

М. А. Семихатов и Н. С. Серебряков понимают боксонскую свиту в

более узком стратиграфическом объеме по сравнению с первоначальным объемом этой свиты (Ильина, 1958), относя к ней лишь слои, лежащие ниже основания кембрия. Подошва боксонской свиты местами маркируется конгломератами, либо конгломерациями. В структурном отношении она согласна с сархойской свитой. Ведущую роль в составе ее играют доломиты.

К лежащей выше хужиртайской свите относится толща однообразных светлых тонко- либо неяснослоистых известняков, содержащих остатки археоциат. Разрез венчается матгатгольской свитой, к которой принадлежит сложный комплекс терригенных, карбонатных и вулканогенных пород.

М. А. Семихатов и Н. С. Серебряков отмечают, что в известняках хужиртайской свиты установлены археоциаты базаихского, камешковского и санаштыкгольского горизонтов, или алданского и ленского ярусов нижнего кембрия. Они допускают кембрийский возраст также и для верхней части верхней подсвиты боксонской свиты. Основную же нижнюю часть боксонской свиты, по данным изучения строматолитов, онколитов и абсолютного возраста, они относят к вендскому или юдомскому комплексу. К этому же комплексу, по их мнению, принадлежит и сархойская свита. Как отмечалось выше, в боксонской свите стали известны строматолиты верхнего рифея, что, вероятно, свидетельствует о ее более широком возрастном диапазоне.

Что касается фосфоритоносности района, то, кроме Ухагольского месторождения, лежащего в смежных частях Боксон-Сархойского и Хубсугульского прогибов, имеются лишь мелкие, но довольно многочисленные проявления убогих фосфатсодержащих доломитов, песчаников и алевролитов. Эти проявления Э. А. Еганов находит сходными по условиям образования и характеру фосфоритов с проявлениями фосфатсодержащих пород карагасской и оселочной свит Присяянского прогиба. Подобные проявления, кстати сказать, свойственны обоим периферическим частям ХФБ — южной и северной и имеют очень мало общего с крупными скоплениями богатых фосфоритов центральной части ХФБ.

В Восточно-Тувинской зоне широко развит сложный комплекс терригенно-вулканогенных отложений, относимый к кембрию (Кудрявцев, 1965). На этой обширной территории выделяется несколько структурно-фацальных подзон. Непосредственно у границы с Тувино-Монгольским массивом лежит обширная Кахемская подзона, на территории которой В. Б. Агентов (Агентов и др., 1966) выделяют две свиты: нижнюю — туматтайгинскую и верхнюю — тапсинскую. В нижней свите господствуют различные эффузивные породы — спилиты, базальтовые порфириды, альбитизированные миндалекаменные порфириды, альбитофиры, туфы, мощность которых достигает 3000—3200 м. В верхней свите (до 3700 м) эффузивы преимущественно кислого и среднего состава переслаиваются с песчаниками, алевролитами, глинистыми сланцами; довольно существенную роль играют известняки. Местами встречаются мощные (до 500 м) толщи кремней или кварцитов.

В хамсаринской подзоне, лежащей севернее, эффузивные образования вытесняют все другие породы, обуславливая появление разрезов, сложенных почти исключительно вулканогенными, слабо измененными породами разного состава — базальтовыми и андезитовыми порфиридами, спилитами, альбитофирами, кварцевыми порфирами.

На востоке и юго-востоке Восточно-Тувинской зоны господствуют терригенные породы, причем, местами значительное развитие приобретает конгломераты. Намечается два таких участка, лежащих у границ Тувино-Монгольского массива, — Шурмакский, прилежащий к Сангиленской части массива, и Бусэингольский, окаймляющий с запада Хубсугульскую его часть. Судя по такому положению участков и специфическому составу

обломочного материала, конгломераты формировались в результате разрушения поднятий, располагавшихся на территории Тувино-Монгольского массива.

Фаунистические остатки нижнего кембрия в Восточно-Тувинской зоне сосредоточены лишь в верхней части рассмотренного разреза — в тапсинской свите (Кудрявцев, 1965). Аналогичное распределение органических остатков имеет место и в хр. Восточный Танну-Ола, где ниже фаунистически охарактеризованных слоев располагаются мощные толщи немых эффузивных и терригенных пород. В восточной части зоны, по С. В. Потапову, под археоциатовыми слоями также располагается мощная немая толща, тесно связанная по характеру пород с фаунистически охарактеризованными кембрийскими слоями. Таким образом, широко развитые в Восточно-Тувинской зоне древние толщи содержат остатки нижнекембрийской фауны лишь в своих верхах. Лежащие ниже немые толщи, связанные непрерывно в разрезах с кембрийскими, видимо, уходят за пределы кембрия и являются позднекембрийскими.

В Восточно-Тувинской зоне неизвестно месторождений фосфоритов в рассмотренных древних толщах. Единственное исключение составляют фосфатсодержащие кремни и брекчиевидные кремнистые породы, обнаруженные нами в 1953 г. в составе своеобразной кремнистой пачки, включающей пласты гематитовых кварцитов и относящейся к тапсинской свите. Это проявление находится на левобережье р. Малый Енисей, в нескольких километрах северо-западнее прииска Карабельдыр. Каких-либо количественных данных по нему получено не было, но сравнительно детальные работы, проведенные в связи с поисками железистых кварцитов, позволяют быть уверенными в том, что сколько-нибудь крупных скоплений фосфоритов здесь не имеется. Это проявление и по возрасту, и по ассоциации фосфатсодержащих пород с железистыми кварцитами сходно с известными Малохинганскими фосфатопроявлениями (Тамбовцев, 1959).

За последнее время (Лапин, 1970) получены интересные данные по химизму эффузивных пород Тувы. Оценивая различные по составу древние вулканогенные породы с точки зрения содержания фосфорного ангидрида, можно заметить следующее. В кислых разностях оно наиболее низкое и устойчивое, составляя от 0,03 до 0,1%, в средних повышается до 0,2%, а в основных колеблется в очень широких пределах — от 0,05 до 1—2%, причем, низкие значения встречаются редко. В целом, увеличение содержания фосфорного ангидрида с повышением основности пород выражено вполне однозначно.

В отдельных участках Восточно-Тувинской зоны основные породы преобладают, что обуславливает очень высокий литогеохимический фон фосфора. На таком фоне следовало бы ожидать появления рудных концентраций фосфора, например типа Тамалыкского в Батеневском кряже. Отсутствие их в Туве объясняется, видимо, недостаточной изученностью территории в отношении фосфоритов.

В Идэрской зоне, чрезвычайно сходной с Восточно-Тувинской, В. А. Благонравовым описываются различные вулканогенные породы кислого состава, включающие линзы археоциатовых известняков в верхах разреза. Нижние их горизонты, вероятно, выходят за пределы кембрия.

В Джидинской зоне, непосредственно южнее ХФБ, по данным геологов чехословацкой геологической экспедиции Я. Немчока, С. Гладика, Д. Кубины (1964—1966 гг.), кембрий представлен также преимущественно вулканогенными породами. Подчиненную роль играют различные кластические (песчаники) и карбонатные (известняки) породы. К низам толщи карбонатных пород северо-западнее г. Мурэн приурочены залежи осадочных гематитовых руд.

В 50 км южнее г. Мурэн, примерно на продолжении осевой зоны Хубсугульского прогиба, основная роль в разрезах древнейших отложений

принадлежит кератофирам, диабазам, порфирирам и туфам. Широко развиты различные терригенные породы: граувакковые песчаники, гравелиты, конгломераты, а также кремнисто-глинистые сланцы. Лишь изредка здесь можно встретить карбонатные породы, образующие линзы или прослойки. В них в 1971 г. Н. С. Зайцевым впервые были обнаружены остатки археоциат.

В общем, верхнерифейско-кембрийские отложения, одновозрастные фосфоритоносным толщам ХФБ, широко развиты во всех соседних с ними зонах. По южной окраине Сибирской платформы они представлены преимущественно терригенными полого дислоцированными толщами. Южнее, в Боксон-Сархойском прогибе им соответствуют карбонатные осадки, более мощные и сложно дислоцированные, и, что более существенно, вулканогенные образования, по-видимому, субаэрального происхождения. Еще далее к югу, в периферической южной зоне ХФБ эффузивы становятся более разнообразными. Среди них появляются типичные спилитовые лавы, сочетающиеся с кремнями и известняками. Еще более мощны и разнообразны вулканогенные породы Идэрской и особенно Джидинской зон. В последней они насыщены многочисленными телами гипербазитов.

Заключая характеристику верхнерифейско-кембрийских отложений районов, смежных с ХФБ, отметим два важных момента.

1. Рассмотренные зоны, существенно отличаясь одна от другой, обнаруживают в то же время тесную связь между собой благодаря появлению в пограничных частях зон участков, промежуточных по характеру отложений. Одним из них является не упоминавшийся ранее небольшой Манский прогиб в Восточном Саяне. Благодаря отсутствию эффузивов в составе рифейско-кембрийского комплекса этот прогиб сближается с Присаянским, а по обилию карбонатных пород, их мощностям и значительной дислоцированности ближе стоит к Боксон-Сархойскому прогибу. В качестве другого подобного участка можно назвать небольшой Сагансарский прогиб в Восточном Саяне, являющийся, по выражению Л. П. Зоненшайна, «мостиком» между Присаянским и Хубсугульским прогибами. Третий участок выделяется в пограничной части Тувино-Монгольского массива и Джидинской зоны (район г. Мурэн). По обилию карбонатных пород он напоминает Тувино-Монгольский массив, а по широкому развитию вулканогенных пород — Джидинскую зону. Такие участки промежуточных фаций, приуроченные к пограничным частям зон, указывают на постепенный характер изменений верхнерифейско-кембрийских отложений и тесную связь различных зон друг с другом.

2. В каждой из зон фаунистически доказанные нижнекембрийские толщи надстраиваются вниз по разрезу мощными отложениями, выходящими за пределы кембрия и являющимися, вероятно, вендскими и верхнерифейскими. По характеру отложений обе части разрезов — предкембрийская и кембрийская — аналогичны. Так, в Тувино-Монгольском массиве той и другой соответствуют толщи карбонатного состава, в Восточно-Тувинской зоне — преимущественно вулканогенного состава. Другими словами, характер осадкоотложения в каждой из зон в общих чертах сохранялся одним и тем же на протяжении всего верхнерифейско-раннекембрийского этапа.

### ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ БАССЕЙНА

Тектонический анализ верхнерифейско-кембрийских формаций юга Сибири — Севера Монголии был выполнен недавно Л. П. Зоненшайном (1970). Проследивая с севера на юг смену одних формаций другими, он выделяет три тектонические области: внешнюю (платформенную), промежуточную и внутреннюю (эвгеосинклиналиную). Первую представляет Присаянский прогиб, ко второй относятся прогибы, находящиеся в преде-

лах Тувино-Монгольского массива, третья охватывает Восточно-Тувинскую, Идэрскую и Джидинскую зоны. Приведенная выше характеристика верхнерифейско-кембрийских отложений этих зон показывает чрезвычайно тесную связь их друг с другом, что заставляет говорить о постепенном переходе с севера на юг, от типично платформенных условий к геосинклинальным (эвгеосинклинальным).

Хубсугульский фосфоритоносный бассейн располагается в пределах промежуточной области, которая по одним признакам может быть отнесена к миогеосинклинальным, по другим же не отвечает содержанию этого термина. М. А. Семихатов включает Боксон-Сархойский прогиб в состав миогеосинклинального пояса, окаймлявшего в верхнем рифее — кембрии Сибирскую платформу с юга, полагая, что нахождение эффузивов в этом прогибе, на продолжении входящего угла Алтае-Саянской эвгеосинклинали, или, точнее, Восточно-Тувинской области не противоречит его миогеосинклинальной природе. Следуя этим доводам, также миогеосинклинальным следует считать и Хубсугульский прогиб. Л. П. Зоненшайн причисляет Хубсугульский прогиб к внешним, или регенерированным геосинклинальным прогибам, подчеркивая, что природа его не отвечает тому содержанию, которое следует вкладывать в термин «миогеосинклиналь».

Рассматриваемый прогиб действительно обладает двойственными признаками. Широкое развитие карбонатных формаций сближает его с миогеосинклиналями. Но он значительно удален от края платформы и совсем не лишен магматических проявлений, что считается противопоказанным для миогеосинклиналей. Вопрос о тектонической природе прогиба нельзя решать изолированно от других частей Тувино-Монгольского массива, например от лежащего западнее Шишхидского синклиория, в котором различные магматические процессы проявились весьма полно. Тем самым вся территория массива вряд ли может быть причислена к миогеосинклинальным зонам. Так или иначе, следует заключить, что Хубсугульский прогиб сформировался в некоторой промежуточной по тектоническому режиму области, лежащей во внешней, более стабильной части Центрально-Азиатского геосинклинального пояса между типичными эвгеосинклинальными зонами этого пояса и Сибирской платформой. В тектоническом отношении Хубсугульский прогиб имел мало общих черт с платформой, а, как будет показано ниже, был изолирован от платформенного бассейна и палеогеографически. Таким образом, если иметь в виду два основных типа тектонических структур — геосинклинальные и платформенные, — то Хубсугульский прогиб следует отнести к первым.

Древние фосфориты известны в данном районе, помимо ХФБ, и в двух других тектонических областях — в собственно платформенной и эвгеосинклинальной. В первом случае они встречаются в обширных плоских слабо дифференцированных мелководных бассейнах, во втором — в прогибах, выполненных в существенной мере вулканогенными образованиями. Однако эти проявления по масштабу несравнимы с ХФБ. Приуроченность крупных скоплений древних фосфоритов к промежуточным или миогеосинклинальным зонам типична и для других регионов. Она ярко выступает в Каратау (Беспалов, 1963), Южном Китае и Индокитае (Гатинский и др., 1972).

#### ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ БАСЕЙНА И СМЕЖНЫХ С НИМ РАЙОНОВ В ВЕРХНЕМ РИФЕЕ — КЕМБРИИ

Хорошо известно, что палеогеографическая обстановка является одним из важнейших факторов, регулирующих размещение фосфоритов. Палеогеография ХФБ времени накопления основной фосфоритоносной пачки реконструируется довольно определенно, исходя из различных данных, которые были получены при изучении бассейна и излагается при рассмотрении условий фосфатонакопления.

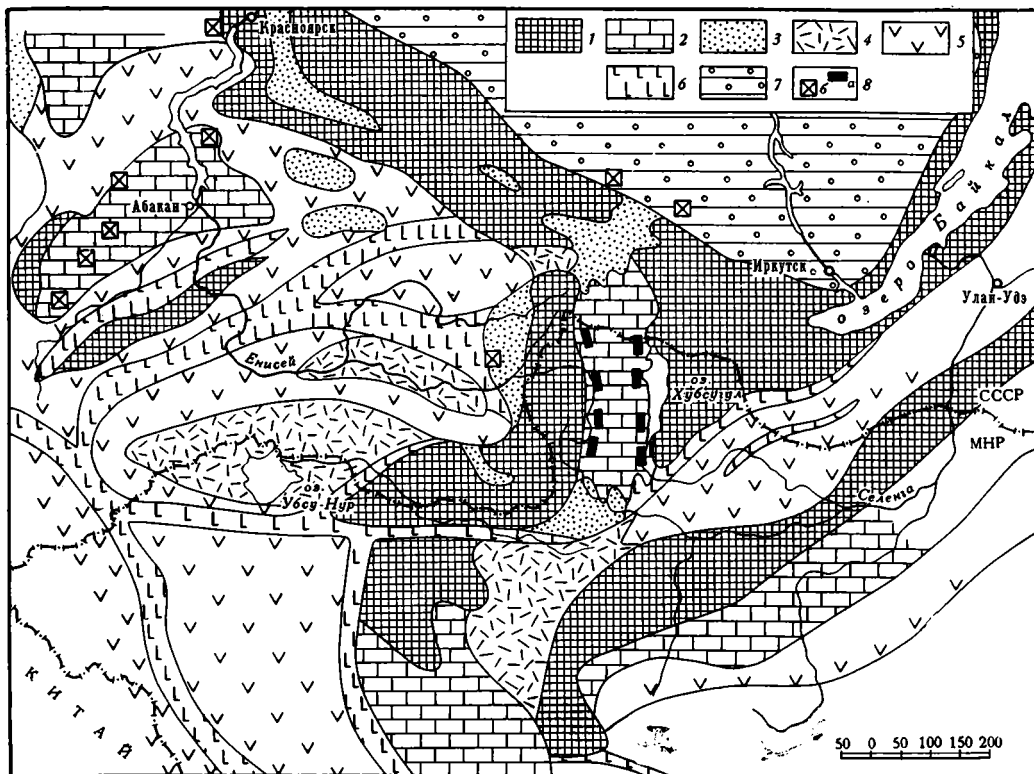


Рис. 11. Литолого-фациальная схема верхнего рифея — нижнего кембрия

1 — суша; 2—7 — области развития отложений: 2 — карбонатных, 3 — терригенных и эффузивных, 4 — преимущественно эффузивов кислого состава, 5 — преимущественно эффузивов среднего состава, 6 — преимущественно эффузивов основного состава, 7 — красноцветных терригенных и карбонатных отложений, эвапоритов; 8 — фосфоритовые залежи: а — крупные, б — небольшие

Для решения генетических и иных вопросов было бы интересно знать палеогеографию эпохи фосфатонакопления также и для соседних с ХФБ районов. Но рифейско-кембрийские отложения этих районов трудно сопоставимы с фосфатоносными толщами, выполняющими бассейн. Найти в разрезах этих отложений уровень, отвечающий фосфоритоносной пачке ХФБ, практически нельзя, и поэтому непосредственно нельзя судить о том, какова была палеогеография смежных районов в эпоху фосфатонакопления. Можно обратиться к каким-то другим стратиграфическим уровням, выделяющимся в рифейско-кембрийском разрезе и прослеживающимся как в ХФБ, так и за его пределами. Предпринимая подобные попытки, приходится иметь в виду и общую картину литолого-фациальных изменений рифейско-кембрийских отложений всего региона.

Одним из «сквозных» стратиграфических уровней, фиксирующихся по всему региону, является так называемый археоциатовый, отвечающий верхам алданского — низам ленского ярусов нижнего кембрия. Ориентируясь на этот уровень, можно утверждать, например, что монотонным карбонатным осадкам Хубсугульского прогиба соответствуют вулканогенные толщи Восточно-Тувинской зоны или поднятые участки суши на месте современной Присаянской полосы выходов фундамента платформы. Но можно ли эти выводы распространить и на предшествовавшее время, т. е. на венд — верхний рифей и, в частности, на время формирования основной фосфоритоносной пачки? Полученный в предыдущем разделе вывод о

близости условий осадконакопления для нижнекембрийского и предкембрийского этапов в каждой из зон позволяет ответить на поставленный вопрос утвердительно.

Таким образом, в верхнем рифее — кембрии существовал морской бассейн, покрывавший южную окраину платформы и северную часть складчатого пояса. В пределах этого обширного бассейна выделяется три области — северная, крайняя (платформенная), отвечающая Присаянскому прогибу, средняя (промежуточная), соответствующая Тувино-Монгольскому массиву, и южная (эвгеосинклинальная), охватывающая Идэрскую, Джидинскую и Восточно-Тувинскую и другие зоны.

В Присаянье располагался широкий плоский недифференцированный окраинноплатформенный прогиб, ограниченный с запада, юга и востока цепью Енисейско-Саянских и Байкальских поднятий. Этими поднятиями окраинноплатформенная часть бассейна в значительной мере была изолирована от южной, приходящейся на геосинклинальный пояс (рис. 11).

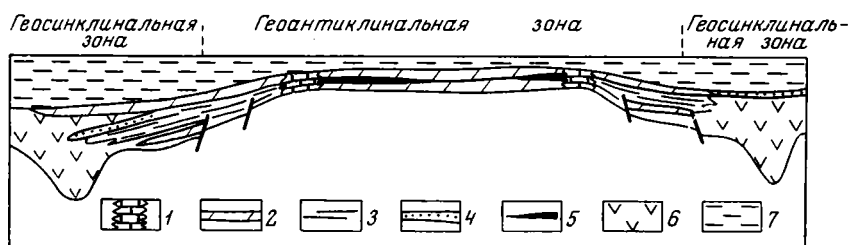


Рис. 12. Поперечный литолого-фациальный профиль Шорско-Батеневского фосфоритового бассейна и соседних зон (из работы В. И. Фоминского, 1970)

1 — рифогенные известняки; 2 — доломиты и известняки; 3 — кремнистые сланцы; 4 — кварциты; 5 — фосфоритовая пачка; 6 — вулканогенные породы; 7 — гидросфера

В геосинклинальном поясе обширный морской бассейн покрывал Восточно-Тувинскую, Идэрскую и Джидинскую зоны. Интересно рассмотреть характер распространения остатков археоциат по площади в Туве. Они встречаются здесь настолько часто, что однозначно выявляется картина сплошного повсеместного распространения нижнекембрийских отложений. Аналогичная картина вероятна для Идэрской и Джидинской зон. Более того, сплошное поле развития этих же отложений вырисовывается далеко на запад от Тувы и на юг от Идэрской и Джидинской зон. Отсюда следует, что морской бассейн распространялся сплошь на обширные пространства всего Центрально-Азиатского геосинклинального пояса.

Всеми исследователями признается, что эта геосинклинальная часть бассейна была дифференцирована на относительно поднятые и опущенные участки. К числу первых обычно относят такие, в которых обособляются карбонатные осадки. Примером их может служить Шорско-Батеневская или Центрально-Монгольская зоны. Участки развития вулканогенных толщ обычно считаются относительно опущенными. Примером их являются Северо- и Южноминусинская зоны, описанные А. А. Моссаковским (1963). Предполагается, что участки поднятий окаймлялись по бортам полосами развития рифов (Фоминский, 1970). Непосредственно за рифовой полосой карбонатные толщ поднятий замещаются вулканогенными образованиями прогибов (рис. 12). Существенно важно то, что в современной структуре в таких местах наблюдается сплошное непрерывное развитие кембрийских отложений, или, другими словами, участки, подобные Шорско-Батеневскому, не были ни в коей мере изолированы от основного морского бассейна.

В пределах рассматриваемой геосинклинальной части бассейна, по видимому, имелись участки суши; однако, судя по сплошному распростра-



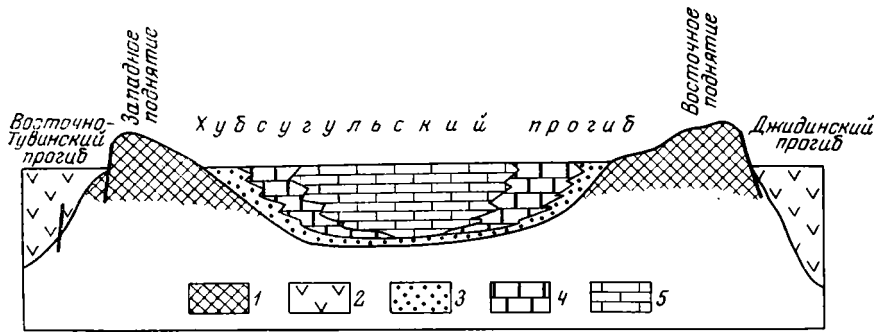


Рис. 13. Поперечный литолого-фациальный профиль через Хубсугульский фосфоритоносный бассейн и соседние зоны

1 — области суши; 2—5 — области накопления осадков: 2 — вулканогенных, 3 — доломитов и песчаников, 4 — доломитов и фосфоритов, 5 — известняков

нению кембрийских осадков, они не были сколько-нибудь обширными. Вероятно, они представляли собой непродолжительное существовавшие острова небольших размеров. Более обширные участки суши вырисовываются лишь по периферии этого бассейна, в пределах Тувино-Монгольского массива, так как только в этих периферических частях появляются грубообломочные осадки верхнего рифея — нижнего кембрия, выдержанные на большие расстояния. Эти осадки, видимо, и фиксируют крупные участки Тувино-Монгольского массива, размывавшиеся в верхах докембрия — начале кембрия.

Переходя к характеристике палеогеографии территории Тувино-Монгольского массива, следует прежде всего подчеркнуть, что отложения «археоциатового уровня» представлены здесь далеко не повсеместно. Наряду с такими участками, как ХФБ, где находки археоциат встречаются еще более часто, чем в соседних вулканогенных зонах, обособляются и такие районы, в пределах которых достоверно установлено их отсутствие. Характерно, что именно по периферии этих районов в соседних зонах локализуются грубообломочные осадки. В том случае, если в соседних зонах кембрийские слои выражены в карбонатных фациях, то в карбонатных породах увеличивается содержание нерастворимого остатка, известняки сменяются доломитами и т. д.

Следует отметить еще одно важное обстоятельство. В Тувино-Монгольском массиве и в соседних зонах кембрийские и предкембрийские слои

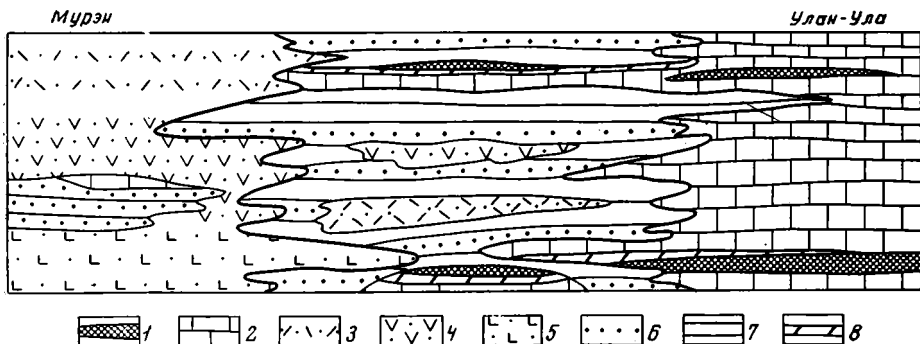


Рис. 14. Продольный литолого-фациальный разрез через Хубсугульский фосфоритоносный бассейн

1 — фосфоритоносная пачка, 2 — карбонатные породы. Эффузивы и туфы (3—5); 3 — кислого состава, 4 — среднего состава, 5 — основного состава; 6 — алевролиты, песчаники; 7 — глинистые сланцы, филлиты; 8 — кремни

дислоцированы совместно с более древними, образуя с ними единые структурные формы. Известно, что среди этих форм преобладают узкие сжатые складки с круто наклоненными крыльями. При таких дислокациях и совместной складчатости предкембрийские — кембрийские и более древние образования имели бы равные шансы на встречаемость в современном эрозионном срезе. Отсутствие же кембрийских и предкембрийских отложений в отдельных районах Тувино-Монгольского массива, сложенных более древними образованиями, скорее всего следует интерпретировать как первичное явление, т. е. считать, что эти районы были участками поднятой суши, на которой кембрийские и предкембрийские осадки не формировались. Отчетливо выступают три таких участка (рис. 11):

1. Енисейско-Саяно-Байкальская зона поднятий, прослеживающаяся по выходам древнейших образований Восточного Саяна и Прибайкалья. Одним из элементов этой обширной зоны, вероятно наиболее южным элементом, было осевое Саянское поднятие, разграничивавшее Хубсугульский и Боксон-Сархойский прогибы.

2. Западное поднятие, лежавшее к западу от Хубсугульского прогиба.

3. Восточное поднятие, располагавшееся к востоку от Хубсугульского прогиба.

Западное и Восточное поднятия в период формирования основной фосфоритоносной пачки представляли собой невысокую выровненную сушу и служили боковыми ограничениями ХФБ соответственно от Восточно-Тувинской и Джидинской зон.

На юге, в своей южной периферической части Хубсугульский прогиб или ХФБ широко раскрывался в сторону основного Центрально-Азиатского геосинклинального бассейна, сливаясь с последним, примерно, на параллели г. Мурэн. Наоборот, от платформенного Присаянского прогиба он был в значительной мере изолирован.

Размеры древнего бассейна в плане составляют  $120—150 \times 280—300$  км. Окаймляющие его по обоим бортам участки суши обеспечивали некоторую изоляцию бассейна фосфатонакопления от «океана», простиравшегося южнее, западнее и восточнее (рис. 13). В этом следует видеть основное принципиальное отличие бассейнов, подобных ХФБ, от других, внешне сходных с ним открытых бассейнов, например Шорско-Батеневского. В пределах ХФБ фосфатонакопление происходило на фоне карбонатной седиментации, наиболее «чистой» в центральной его части. На южной периферии ХФБ она постепенно сменяется вначале карбонатно-вулканогенной, а далее — «чисто» вулканогенной (рис. 14). Аналогичное замещение карбонатных осадков вулканогенными имеет место и на северо-западе бассейна.

Намечающаяся палеогеографическая картина дает возможность сделать два важных вывода о характере ХФБ.

1. Фосфоритоносный бассейн был ограничен по обоим его бортам поднятиями, несколько изолирован от основного морского бассейна и отличался сравнительно небольшими размерами.

2. Фосфоритоносный бассейн обнаруживает тесные палеогеографические связи с геосинклинальным Центрально-Азиатским бассейном и, наоборот, — значительную изоляцию от платформенного бассейна.

## МЕСТОРОЖДЕНИЯ ФОСФОРИТОВ И ФОСФАТОПРОЯВЛЕНИЯ

На территории ХФБ к настоящему времени известны следующие месторождения фосфоритов: Хубсугульское, Ухагольское, Улеин-Даба, Манхан-Ула, Бэрхиму-Ула, Цаган-Нур, Хогоргаин. Помимо этих месторождений имеются многочисленные фосфатопроявления, из которых к наиболее перспективным, либо наиболее интересным в отношении каких-либо геологических особенностей относятся: Дэртруг, Хармаин, Чжиглиг, Усть-Хабхаин, Бага-Цаган-Гол, Тэмен-Султу, Улани-Джорюлджи и ряд других (рис. 15). Общее число обнаруженных месторождений и проявлений равно 30.

Фосфориты приурочены к хубсугульской серии, подавляющее большинство проявлений и все месторождения относятся к нижней или главной фосфоритоносной пачке, принадлежащей к доднурской свите (нижний стратиграфический уровень). Помимо этой пачки фосфориты, вернее фосфатсодержащие породы, встречаются в других свитах хубсугульской серии, преимущественно в двух верхних — хоридулинской и яматуингольской. Это — пачки верхнего стратиграфического уровня.

При описании месторождений и фосфатопроявлений фосфориты именуются в соответствии с классификацией, приведенной в разделе о вещественном составе. Вкратце она сводится к следующему. Выделяются две генетические группы фосфоритов: хомогенные и обломочные. Хомогенные фосфориты разделяются на две подгруппы: афанитовые и зернистые. Афанитовые фосфориты, в свою очередь, объединяют две разновидности. В первой фосфат слагает прослойки или полоски, во второй — неправильные по форме и разнообразные по величине выделения. Зернистые фосфориты подразделяются на крупно- и мелкозернистые. Обломочные фосфориты также включают две подгруппы: песчаниковые и грубообломочные. Песчаниковые фосфориты по составу нефосфатных обломков делятся на кварцевые, полимиктовые и карбонатные, а грубообломочные — на гравелитовые, конгломератовые и брекчиевые. По химическому составу выделяются карбонатные, кремнисто-карбонатные и кремнистые фосфориты (Гиммельфарб и др., 1969). В первых содержание нерастворимого остатка менее 15%, во вторых — от 15 до 22%, в третьих — более 22%.

### ЗАПАДНЫЙ БОРТ БАСЕЙНА

Месторождения фосфоритов и фосфатопроявления сконцентрированы в северной и средней частях западного борта и неизвестны в южной части, в значительной степени занятой обширными массивами палеозойских гранитоидов. Большинство их находится в окрестностях оз. Дод-Нур.

### Доднурская группа месторождений и фосфатопроявлений

Фосфатопроявления и месторождения фосфоритов доднурской группы расположены в окрестностях обширного живописного оз. Дод-Нур, из

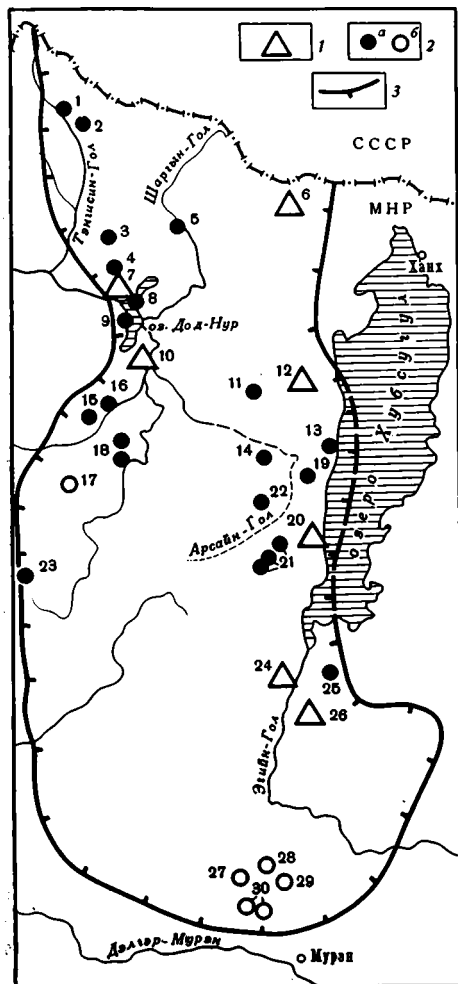


Рис. 15. Схема расположения месторождений фосфоритов и фосфатопоявлений 1 — месторождения; 2 — фосфатопоявления (а — связанные с нижней пачкой, б — с верхней пачкой); 3 — границы бассейна. Цифрами обозначены месторождения и фосфатопоявления: 1 — Дартругское, 2 — Таргалуинское, 3 — Среднетенгисинское, 4 — Уцзэгинское, 5 — Усть-Хабхаинское, 6 — Ухагольское, 7 — Хогорганское, 8 — Восточно-Доднурское, 9 — Хармаинское, 10 — Цаганнурское, 11 — Маратуинулинское, 12 — Улейндабанское, 13 — Чжиглигское, 14 — Харагольское, 15 — Хугеингольское, 16 — Баянгольское, 17 — Тэменсултинское, 18 — Дархатская группа, 19 — Хараусугольское, 20 — Хубсугульское, 21 — Арасанская группа, 22 — Багацагангольское, 23 — Хунх, 24 — Бэрхимулинское, 25 — Хурэннуринское, 26 — Манханулинское, 27 — Хитагингольское, 28 — Холигдатуинское 1, 29 — Холигдатуинское 2, 30 — Уланидюрюлджинское

которого вытекает р. Шипхид-Гол, или Малый Енисей. Отдельные месторождения и фосфатопоявления изолированы друг от друга либо четвертичными базальтовыми покровами, либо отложениями древнего эоплейстоценового — четвертичного Дархатского озера, либо оз. Дод-Нур.

В Доднурскую группу входят:

1) Цаганнурское месторождение, расположенное между озерами Дод-Нур и Цаган-Нур, и состоящее из северного, западного, центрального и южного участков;

2) Хогорганское месторождение, расположенное к северу от озера Дод-Нур;

3) Хармаинское проявление, лежащее на западном берегу оз. Дод-Нур;

4) Восточное Доднурское проявление, находящееся на восточном берегу оз. Дод-Нур;

5) Уцзэгинское проявление, лежащее на водоразделе рек Уцзэгин и Хогоргаин. Все они группируются в виде единой полосы, шириной около 10 км, вытянутой с юга на север на расстояние около 40 км (рис. 16).

Рельеф в районе месторождений — останцово-холмистый. Относительные превышения составляют не более 150—200 м. Отдельные невысокие сглаженные хребтики разделены широкими плоскодолиными долинами; вверх по этим долинам далеко заходят отложения современного озера и рыхлые толщи древнего Дархатского озера, реликтом которого является оз. Дод-Нур. Склоны хребтиков закрыты делювиальными наносами, что ухудшает и без того слабую обнаженность района. Район, прилегающий к оз. Дод-Нур, легко доступен, экономически освоен и обжит. Непосредственно по нему проходит автодорога к рыбзаводу, расположенному на оз. Дод-Нур.

Стратиграфия хубсугульской серии. Доднурская свита на северном участке Цаганнурского месторождения состоит почти исключительно из доломитов (снизу вверх):

1. Доломиты темно-серые с множеством тонких (30—40 см) прослоев кремней, конгломератовидные внизу, чрезвычайно тонкослоистые выше. В нижней части встречаются также пачки «дырчатых» сланцев	150
2. Доломиты светло-серые, среднеслоистые, с остатками онколитов, относящимися ко II комплексу микропроблематики	100
3. Доломиты серые, тонкослоистые, иногда полосчатые, чаще массивные, с редкими прослоями кремней, мощностью в несколько десятков сантиметров. В верхней части пачки тонкослоистых доломитов располагается фосфоритоносная пачка Цаганнурского месторождения (см. ниже)	280
4. Доломиты тонкополосчатые с многочисленными прослоями и двумя пластами кремней в основании и кровле пачки, мощностью соответственно 15 и 30 м	100
5. Доломиты с тонкими прослоями кремней	150

Общая мощность доднурской свиты около 800 м.

По разрезу доднурской свиты, на участке Хогоргаинского месторождения, проводилась детальная карбонатометрия, в результате которой установлено, что а) в нижней части господствуют магнезиальные карбонатные породы, б) первые прослои известняков появляются значительно выше фосфоритоносной пачки, в) выше по разрезу известняки также резко подчинены доломитам и обнаружены лишь в составе двух маломощных пачек. К северу заметно уменьшается роль кремней в разрезе. На участке Хогоргаинского месторождения они сохраняются только как маломощные прослои, а далее к северу встречаются лишь в виде желваков и неправильных выделений, разнообразных по форме и величине.

Выше лежит хармаинская свита общей мощностью 1700 м.

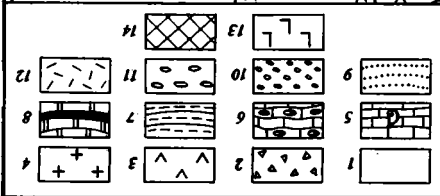
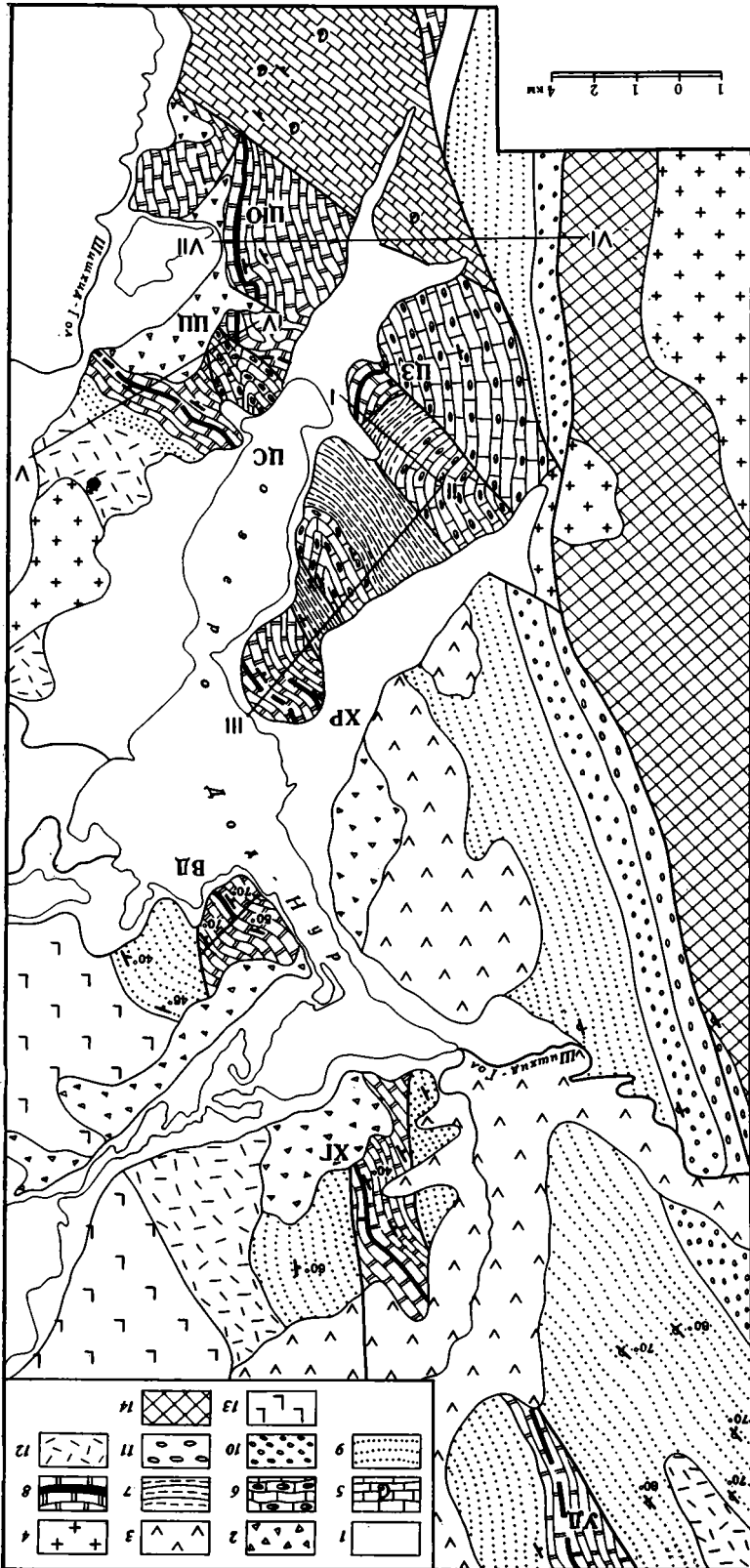
6. Темно-серые до черных тонко рассланцованные алевролиты	70
7. Серые полосчатые, пятнистые и брекчиевидные известняки, чередующиеся с черными известняками	120
8. Черные мелкозернистые известняки с тонкими прослоями черных сланцев по алевролитам	120
9. Известняки грубослоистые, черные и серые, с онколитами III комплекса	250
10. Известняки черные с редкими прослоями алевролитов	90
11. Известняки серые, неяснослоистые	140
12. Сланцы глинисто-серицитовые	110
13. Доломиты с прослоями кремней	200
14. Известняки черные, тонкослоистые	370
15. Известняки, доломитистые известняки	200
16. Сланцы глинисто-серицитовые	110

Породы 6—11 слоев относятся к нижней подсвите, а 11—16 — к верхней.

Выше следует хоридулинская свита, контактирующая с более низкими горизонтами хубсугульской серии по разломам, сложенная исключительно известняками: белыми и узорчатыми, реже черными дресвянистыми. В известняках, по существу на любом участке, можно обнаружить остатки археоциат.

**Магматизм.** Непосредственно на участке Цаганнурского месторождения расположен небольшой шток щелочных гранитов и граносиенитов девонского интрузивного комплекса. Более древние нижнепалеозойские комплексы локализуются в рифейских толщах к западу от оз. Дод-Нур. Кайнозойские базальты, развитые в районе, приурочены к меридиональным разломам, протягивающимся вдоль западного борта Хубсугульского прогиба.

**Структура.** Несмотря на очень широкое развитие различных покровных отложений, общая структура района вырисовывается вполне однозначно. Она определяется развитием более древних толщ в западной и восточной частях района и более молодых — в центральной меридио-



нальной зоне. Таким образом,— это крупная узкая синклинали складка, погружающаяся как к северу, к Тэнгисинской синклинали, так и к югу по направлению к центральной части Хубсугульского прогиба.

В северной части района синклиналь запрокинута к востоку, так что слои падают к западу под углами 60—80°. В южной части картина более сложная. От основного меридионального разлома, ограничивающего с востока хубсугульскую серию, ответвляются многочисленные разрывы, тянущиеся к юго-востоку. Благодаря этим разрывам образуется сложная система блоков, слагающихся различными свитами хубсугульской серии. Соседние блоки структурно не всегда увязываются друг с другом, располагаясь довольно беспорядочно. Единственная закономерность состоит в том, что по направлению к югу от Хармаинского проявления появляются все более высокие горизонты хубсугульской серии. Простирание слоев почти во всех блоках выдерживается в северо-западных румбах. Падения в большинстве случаев — юго-западные под углами порядка 50—70°. Выделяется блок южного участка Цаганнурского месторождения, характеризующийся очень пологими залеганиями слоев.

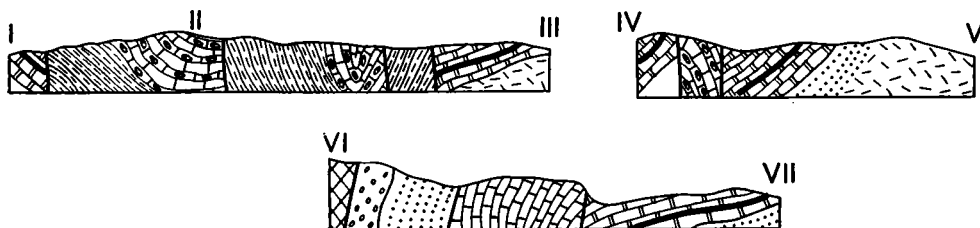
### Фосфатность

Фосфориты и фосфатсодержащие породы заключены среди отложений доднурской свиты. По большей части они сосредоточены в основной пачке, приуроченной к низам этой свиты, а в северной половине района встречаются, кроме того, и значительно выше по ее разрезу. Как основная фосфоритоносная пачка, так и фосфатсодержащие горизонты более высокого стратиграфического уровня в разных участках района значительно меняются по мощности, насыщенности фосфатом, внутреннему строению и другим признакам.

Цаганнурское месторождение охватывает довольно значительную площадь, являясь наиболее крупным в Доднурской группе. Предполагается, что повсюду на площади этого месторождения представлена одна и та же фосфоритоносная пачка. Положение ее в разрезе достоверно определяется лишь на северном участке.

Рис. 16. Геологическая карта района доднурской группы месторождений и фосфатопоявлений

Кайнозойские образования (1—3): 1 — озерные и аллювиальные, 2 — делювиально-пролювиальные, 3 — базальты; 4 — палеозойские гранитоиды. Хубсугульская серия (5—8): 5 — известняки хоридулинской свиты, 6 — верхняя часть хармаинской свиты, известняки, 7 — нижняя часть хармаинской свиты, известняки, глинистые и кремнистые сланцы, 8 — доломиты доднурской свиты, фосфоритоносная пачка. Дархатская серия (9—13): 9 — кварцевые песчаники, 10 — гравелиты, 11 — конгломераты, 12 — дациты, липариты, 13 — порфириды, диабазы; 14 — серицит-хлоритовые сланцы окинской свиты. Буквами обозначены: УД — Удзагинское проявление, ХГ — Хогоргаинское месторождение, ВД — Восточно-Доднурское проявление, ХР — Хармаинское проявление. Цаганнурское месторождение (участки): ЦС — северный, ЦЗ — западный, ЦЦ — центральный, ЦЮ — Южный



Из-за плохой обнаженности на Цаганнурском месторождении нигде не наблюдалась подфосфатная пачка, которая, судя по высыпкам, здесь несомненно есть и сходна по составу с аналогичной пачкой Хубсугульского месторождения (см. ниже). Что касается пород, лежащих непосредственно выше фосфоритоносной пачки, то, судя по наблюдениям на основном, южном, участке месторождения, они представлены черными слоистыми бесфосфатными кремнями, мощностью не менее 10 м. Севернее, особенно на Хогоргаинском месторождении, пачки кремней в кровле фосфоритов отсутствуют.

На северном участке месторождения имеются как хомогенные тонкослоистые карбонатные фосфориты, так и обломочные (гравелитовые) массивного сложения. В первых одни прослоечки толщиной от 0,5 до 2—3 мм состоят из доломита, лишённого фосфата, другие из фосфата, третьи — из доломита, в котором рассеяны мелкие фосфатные зерна. В гравелитовых фосфоритах фосфатные обломки «плавают» в известняковом цементе.

На центральном участке канавами вскрыт полный разрез фосфоритоносной пачки, который изображен на рис. 17. Продуктивная пачка состоит из шести пластов фосфоритов, мощностью от 2 до 9 м, разделенных черными, слабо фосфатными доломитами, в меньшей степени кремнями и черными углеродисто-кремнистыми сланцами. Фосфориты центрального участка сравнительно с другими частями месторождения отличаются тонкослоистым сложением. Различные прослоечки, толщиной 0,5—2 мм, имеют фосфатный, доломитовый, либо смешанный фосфатно-доломитовый состав.

Наиболее часто встречаются карбонатные фосфориты, в которых фосфат образует мелкие (0,1—0,2 мм) выделения неправильной формы, заключенные в доломите. Иногда размеры этих выделений увеличиваются до 1—2 мм, причем сохраняется их совершенно неправильная форма.

Довольно обычны также полосчатые разновидности, которые состоят на 80—90% из фосфатного материала. Тонкими доломитовыми прослоечками фосфат разделяется на довольно выдержанные полоски, толщиной до 2—3 см. Эти фосфатные полоски имеют волокнистое сложение, заметное благодаря тому, что они обогащены органическим веществом лишь в отдельных тончайших прослоях.

Реже чем карбонатные разновидности встречаются кремнистые, представленные также несколькими разновидностями. Характерны мелкозернистые кремнистые фосфориты, состоящие из мелких (0,1 мм) однородных по размеру зернышек черного фосфата, пропитанного органическим веществом; зерна равномерно и часто рассеяны в кремнистой бесфосфатной тонкослоистой массе, содержащей мелкие обломочки кварца. В других разновидностях кремнистых фосфоритов фосфатные зерна более крупные с внутренним концентрическим строением; в существенной мере они замечаются агрегатом вторичного кварца.

Фосфориты центрального участка наиболее богаты. Так, по четвертому и шестому горизонтам (пластам) содержание  $P_2O_5$  составляет соответственно 27,8 и 26,1% при мощности 8,4 и 6,9 м. Эти наиболее мощные и богатые пласты характерны также очень низкими значениями нерастворимого остатка (по пятому пласту оно составляет всего 2,5%). Полное отсутствие обломочного материала и, наоборот, присутствие кварцевого агрегата внутри фосфатных выделений и полосок позволяет считать, что нерастворимый остаток приходится именно на эти выделения.

На центральном участке имеются вторичные фосфориты. Они наблюдаются, в частности, близ устья одной из промоин в виде жилообразной залежи, мощностью около 1 м, вмещающей полого падающими карбонатными фосфоритами третьего (снизу) девятиметрового пласта. Вторичные фосфориты — это коричневато-серые тонкопористые неслоистые по-



роды однородного сложения, развивающиеся, по-видимому, вдоль трещины, круто секущей первичные фосфориты.

Фосфоритоносная пачка вытянута субмеридионально, довольно круто падая к западу. Продуктивность ее, определяемая как произведение средневзвешенного содержания  $P_2O_5$  по всей пачке на суммарную мощность фосфоритовых пластов, составляет 30 т  $P_2O_5/m^2$ .

Южный участок Цаганнурского месторождения, в котором сосредоточены его основные запасы, располагается в непосредственной близости от центрального. Однако по характеру фосфоритов и внутреннему строению продуктивной пачки эти два участка существенно отличаются друг от друга (рис. 17).

Фосфоритоносная пачка на южном участке протягивается с севера на юг, полого падая «в склон», т. е. на запад. Исключительно широким распространением здесь пользуются полосчатые карбонатные фосфориты. Фосфатные (монофосфатные) полосы толщиной от нескольких миллиметров до 1—2 см имеют очень резкую подошву и неровную, иногда расплывчатую, кровлю, постепенно переходя вверх, в соседние доломитовые полосы, насыщенные выделениями фосфата неправильной формы. Фосфатные полосы содержат тончайшие, но выдержанные прослойки доломита. В других разностях монофосфатные полосы очень редки. Фосфат насыщает доломитовые полосы, которые отличаются одна от другой по величине фосфатных зерен (выделений).

Характерные разности отмечены в двух верхних пластах. Они представлены брекчиевидными карбонатными фосфоритами, не содержащими обломков кремней, и слоистыми карбонатными фосфоритами, в которых фосфатные прослои имеют неровную ребристую поверхность, напоминающую мелкую водную рябь. Эти черные фосфатные полосы разделяются светлыми, зернистыми, карбонатными.

Между пластами фосфоритов залегают карбонатные породы, довольно резко контактирующие с фосфоритами. Массовая карбонатметрия показывает, что они представлены исключительно доломитами. Судя по наблюдениям на южном участке, намечается тесная корреляция между доломитовым составом карбонатных пород, разделяющих фосфоритовые слои, и магниезальным составом карбоната самих фосфоритов. Доломиты, разделяющие пласты фосфоритов, слоисты, часто тонкослоисты.

На южном участке сконцентрированы довольно богатые фосфориты. В нижних пластах содержание  $P_2O_5$  близко к 30%; в более мощных верхних — около 20%. Наиболее мощный средний пласт (~11 м) состоит из фосфоритов, имеющих 25,4%  $P_2O_5$ . Продуктивность пачки составляет около 33 т  $P_2O_5/m^2$ .

Прогнозные запасы по двум участкам — центральному и южному — составляют 216 млн. т руды с содержанием  $P_2O_5$  от 19 до 30% при среднем содержании около 25% (блоки подвешены до уровня оз. Дод-Нур).

На Хогоргаинском месторождении доднурская свита выполняет меридионально вытянутый грабен, к западу и востоку от которого выходят породы дархатской серии. Фосфоритоносная пачка простирается с северо-запада на юго-восток, падая к юго-западу под углами 30—40°, и прослеживается на расстояние до 4 км. На севере она скрывается под базальтами, выполняющими долину р. Хогоргаин-Гол, а на юге — под озерными отложениями.

Фосфоритоносная пачка хорошо обнажена. Она подстилается характерной подфосфатной пачкой, которая встречается на многих других месторождениях и фосфатопоявлениях бассейна. Подфосфатная пачка отличается тонкой слоистостью и красноватыми окрасками. Она состоит из желтых, коричневатобурых и красноватых тонкоплитчатых тонкопористых пород типа мергелей и доломитистых мергелей, содержащих  $P_2O_5$  в количестве до нескольких процентов.

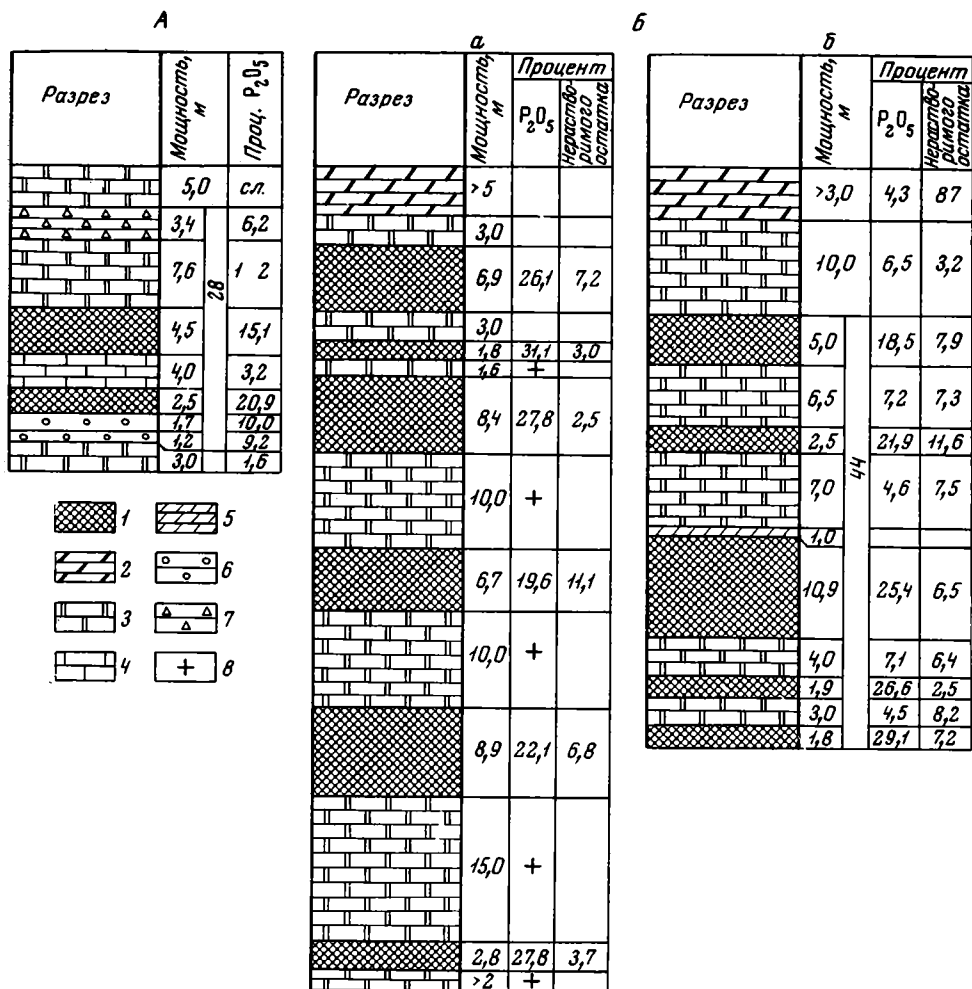


Рис. 17. Стрoение фосфоритонoснoй пачки Хармайнскoгo прoявлeния и Цaгaннурскoгo мeстoрoждeния

А — фосфaтoпрoявлeниe Хармайн, Б — Цaгaннурскoе мeстoрoждeниe. Учaстoк: а — цeнтрaльнoй, б — южнoй

1 — oснoвнoе гoризoнтe фoсфoритoв; 2 — крeмни; 3 — дoлoмиты; 4 — изнeстняки; 5 — oпoкoвиднoе пoрoдe; 6 — грaвeлитoвe и кoнглoмeрaтoвe фoсфoриты; 7 — брeкчeиe фoсфoриты; 8 — пoлoжитeльнaя кaчeствeннaя рeакциe нa фoсфoр

Разрeз фoсфoритoнoснoй пачки выглeдит тaк:

	Мощность, м
1. Фoсфoриты пoлoсчaтe, кaрбoнaтнe (27,4% P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> ) . . . . .	3
2. Дoлoмиты фoсфaтoсoдeржaщиe (P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> нe бoлee 1—3%) с тoнкими прoслoями крeмнeй и трeхмeтрoвoм плaстoм бeдных брeкчeиe фoсфoритoв . . . . .	18
3. Фoсфoриты брeкчeиe, грoбoблoмчoннe . . . . .	11—12

Фoсфoриты слoя 3 сoстoят из oблoмкoв чeрных фoсфaтoсoдeржaщиx крeмнeй рaзнoбрaзнoй фoрмы и вeличинe, oкрyглых включeний фoсфaтa и дoлoмитoвoгo, прaктичeски бeсфoсфaтнoгo, цeмeнтa. Сoдeржaниe P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> ширoкo вaрируeт oт пeрвoх прoцeнтoв дo 12—15%. Фoсфoриты oбрaзуют плaсты мoщнoстью oт 0,5 дo 3—4 м, мeжду кoтoрыми лeжaт свeтлe тoнкoслoистe дoлoмиты, мeстaми дaющиe пoлoжитeльнyю рeакциe нa фoсфoр.

4. Доломиты с выделениями кремня неправильной формы, изредка несущие небольшое количество мелких фосфатных включений . . . . .	80
5. Характерный горизонт, содержащий карбонатные, песчаниковые и гравелитовые фосфориты, чередующиеся с доломитами . . . . .	20

Имеется две разновидности гравелитовых фосфоритов, связанные друг с другом постепенными переходами. В одной из разновидностей среди обломочков гравийной размерности встречаются кремни, доломиты, фосфориты, а изредка и кварц. Обломочки хорошо окатаны и сортированы; они «плавают» в доломитовом цементе. В другой разновидности обломки более сгружены и однообразны по составу, состоя лишь из фосфатного материала и черных кремней. Они отличаются слабой окатанностью и худшей сортировкой. В этих породах в отдельных участках имеются тонкие фосфатные полоски, сохранившие параллельную друг другу ориентировку. Содержание фосфорного ангидрида в первой разновидности не более 5—7%, а во второй поднимается до 15—18%.

Песчаниковые фосфориты по составу близки к второй разновидности гравелитовых, они состоят из мелких черных обломков фосфатного материала, довольно равномерно распределенных в карбонатном цементе. В отличие от доломитового цемента других разновидностей, в песчаниковых фосфоритах цемент часто бывает известковым.

Общая мощность основной пачки около 90 м, из которых, как отмечалось, примерно половина падает на среднюю часть, сложенную доломитами, практически бесфосфатными. Продуктивность пачки достигает 16 т  $P_2O_5/m^2$ .

Выше основной пачки имеется вторая, отделенная от нее 400-метровой толщей карбонатных пород — доломитов внизу и доломитов, содержащих подчиненные горизонты известняков сверху. Местами эти карбонатные породы обнаруживают положительную реакцию на фосфор (1%  $P_2O_5$ ), однако фосфоритов среди них не обнаружено. Мощность второй пачки около 30—40 м; она выражена в разрезе очень нечетко. В нижней ее части установлены доломиты, содержащие до 7%  $P_2O_5$ , в верхней канавой вскрыты более богатые гравелитовые и брекчиевые фосфориты (17—21%  $P_2O_5$ ), мощностью до 2 м.

Таким образом, на Хогоргаинском месторождении фосфориты установлены как в нижней, так и в верхней частях доднурской свиты, а фосфатсодержащие доломиты встречаются в еще более широком диапазоне, общая мощность которого составляет 500—600 м.

*Восточное Доднурское проявление* во многом аналогично Хогоргаинскому месторождению. Здесь также выделяются характерные «дырчатые» сланцы, примерно в 100 м выше которых появляются фосфориты. Среди фосфоритов встречаются лишь брекчиевые, гравелитовые и песчаниковые разновидности. Характерны брекчиевые фосфориты с розоватой выветрелой поверхностью и песчаниковые с белесой поверхностью. Розоватые обломки принадлежат фосфоритам, белесые — фосфатсодержащим доломитам. Цемент пород — карбонатный, преимущественно доломитовый. В составе пачки установлено два пласта фосфоритов — нижний с содержанием  $P_2O_5$  20,1% и мощностью 3—5 м и верхний, соответственно 5% и 4 м. Судя по обломкам, на задернованном склоне имеются и другие пласты фосфоритов, однако среди них, по-видимому, совершенно отсутствуют полосчатые разновидности, известные севернее (Хогоргаинское месторождение) и южнее (Цаганнурское месторождение).

*На Хармаинском проявлении* фосфориты отмечаются на двух уровнях, разделенных друг от друга 200-метровой толщей доломитов. Положение их в разрезе доднурской свиты определить трудно, так как здесь нигде не выходит дархатская серия. Нижний уровень представляет пласт песчаниковых и гравелитовых фосфоритов (~10%  $P_2O_5$ ) мощностью всего около 1 м. Фосфориты верхнего уровня можно наблюдать на правом скло-

не долины р. Хармаин-Гол у автодороги, где обнажается пачка, мощностью около 30 м, состоящая из пластов фосфоритов, разделенных доломитами. В этой пачке представлено много разновидностей фосфоритов. Встречаются хемогенные полосчатые карбонатные фосфориты, хотя преобладают разности с переотложенным фосфатным материалом.

Среди фосфоритов выделяется несколько разновидностей, тесно связанных между собой:

А. Ближе всего к полосчатым стоят фосфориты, в которых фосфатные полоски как бы перебиты и их фрагменты смещены друг относительно друга, сохраняя при этом прежнюю ориентировку. Одни из фрагментов имеют совершенно прямоугольные очертания ( $2 \times 5$  см), другие наоборот, значительно округлены и напоминают вытянутые линзы. Мелкие обломочки песчаной размерности, возникшие при «округлении» больших обломков, находятся здесь же, насыщая карбонатный (доломитовый) цемент породы. Каких-либо иных обломков, кроме фосфатных, в породе нет.

Б. Конглобрекчиевые фосфориты с обломками, разнообразными по составу, размерам и форме. Наиболее крупные обломки — кремней и доломитов, причем первые угловаты, а вторые — значительно округлены. Обломки фосфоритов также имеют округлую форму. Имеются фрагменты фосфатных полосок с угловатыми очертаниями. В доломитовом цементе этих пород фосфатного материала очень мало, чем они отличаются от предыдущей разновидности.

В. Песчаниковые фосфориты встречаются в виде тонких прослоев среди более грубообломочных и содержат мелкие фосфатные обломки и зерна, скрепленные известковым цементом.

Г. Гравелитовые фосфориты состоят из разных по составу обломков, имеющих округлую форму. Содержание фосфорного ангидрида максимально в разновидности «А» (21%), минимально — в «Г» (6–7%). Фрагмент разреза фосфоритоносной пачки фосфатопроявления Хармаин изображен на рис. 18.

На Уцзэгинском проявлении, наиболее северном в Доднурской группе, фосфоритоносные отложения перекрыты мощными ледниковыми наносами. Здесь удается наблюдать лишь небольшой фрагмент разреза, отвечающий, по-видимому, низам доднурской свиты. В уступе цокольной террасы р. Уцзэгин-Гол обнажены (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Доломиты, вмещающие тонкие прослои гравелитовых карбонатных фосфоритов, мощностью 0,2 м, содержащих 7% $P_2O_5$ . . . . .	10
2. Фосфориты гравелитовые и брекчиевые, карбонатные . . . . .	0,5
3. Фосфориты брекчиевые, карбонатные, в которых помимо угловатых кремнистых, имеется масса округлых фосфатных обломков, что обуславливает более высокое содержание фосфора (9,2% $P_2O_5$ ) . . . . .	1,5
4. Доломиты полосчатые, с прослоями алевролитов . . . . .	10
5. Доломиты с прослоями песчаников, мощностью до 1 м . . . . .	7
6. Фосфориты брекчиевые, карбонатные, состоящие из крупных уплощенных вытянутых обломков фосфата, кремня, доломита (7,5% $P_2O_5$ ) . . . . .	7

Рис. 18. Фрагмент разреза продуктивной пачки фосфатопроявления Хармаин

1—5 — фосфориты: 1 — полосчатые, 2 — полосчатые брекчированные, 3 — конгломератовые, 4 — гравелитовые, 5 — песчаниковые; 6 — доломиты

Рис. 19. Схема строения фосфоритоносной пачки района озера Дод-Нур в продольном разрезе

1 — 4 — фосфориты: 1 — полосчатые, 2 — песчаниковые, 3 — конгломератовые, 4 — брекчиевые; 5 — кремни; 6 — доломиты. Буквенные обозначения см. рис. 16

Рис. 20. Схема геологического строения фосфатопроявления Тэмен-Султу

1 — белые известняки; 2 — пятнистые серые известняки; 3 — доломиты; 4 — водораздельная линия хребта; 5—7 — горизонты фосфатсодержащих пород: 5 — нижний, 6 — средний, 7 — верхний

Разрез	Мощность, м	Процент		
		$P_2O_5$	Нерастворимый остаток	
	0,5	2,5	17,1	1,74
	0,7			
	0,7			
	0,6	5,4	20,8	4,12
	0,6			
	0,5	1,7	5,8	1,12
	0,6			
	0,5			
	0,6	1,2	12,1	4,71
	0,6			
	0,6	6,7	15,7	

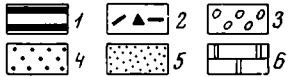


Рис. 18

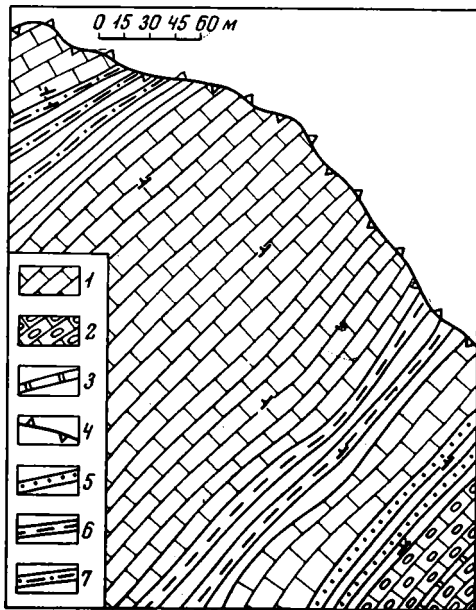
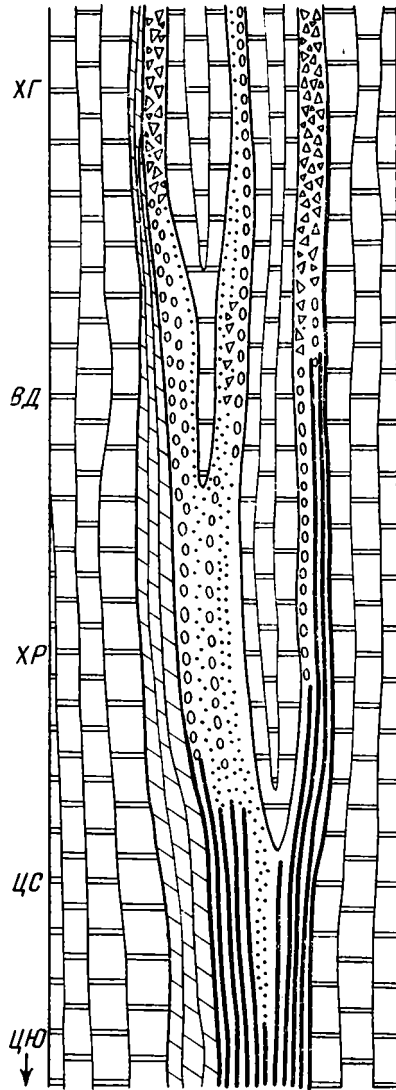
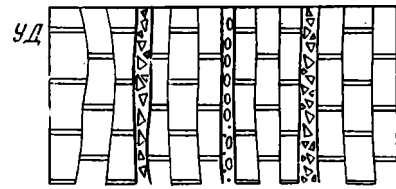


Рис. 20



Положение разреза

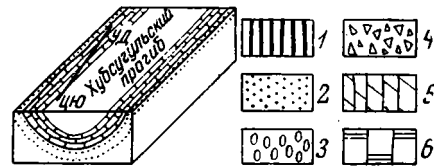
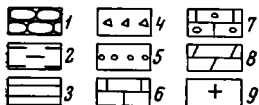


Рис. 19

Горизонт	Разрез	Мощность, м	Процент		
			$P_2O_5$	Нерастворимого остатка	
Верхний		2	+		
		2	14,7	55,3	
		10			
			+		
		3	30	9,0	55,1
		2		7,9	65,1
		3		5,5	65,7
		2		8,5	70,2
		2		8,5	66,7
		2		13,3	55,7
		2		7,3	57,8
	Средний		200	+	
			+		
		1	22	5,5	64,4
Нижний		20			
		2		1,5	4,7
			+		
		2		4,8	7,1
		2		+	4,9
		1,5		2,6	12,6
		1,5		3,2	15,3
		20			
		2		7,6	61,7
		2		10,9	67,1
	2		11,5	61,0	
			+		



Видимая мощность разреза — 36 м.

Судя по обломкам фосфоритов, встречающимся на склоне, они имеются и выше по разрезу. Однако чрезвычайно слабая обнаженность участка не позволяет оценить ни их мощность, ни положение в разрезе.

Брекчиевые фосфориты Узэгинского проявления представляют собой существенно карбонатную (доломитовую либо известняковую) породу, в которую включены обломки черных фосфатсодержащих кремней и фосфоритов, причем кремни обычно преобладают, обуславливая невысокие содержания фосфорного ангидрида (в данном прослое 6,5%). Обломки кремня «плавают» в доломитовом цементе; они ориентированы совершенно беспорядочно; форма и размеры их самые разнообразные, фосфатный материал в цементе развит очень слабо.

В целом, в рассматриваемом районе фосфоритонасные отложения удается проследить по простиранию на протяжении 40 км и заметить, что они подвержены значительным изменениям (рис. 19). Изменения в характере доднурской свиты сводятся к увеличению роли терригенных пород в направлении с юга на север. На юге эти породы практически отсутствуют, а на севере составляют не менее 30% от общей мощности разреза. В том же направлении несколько меняется и состав карбонатных пород — от доломитовых на известняковые. Довольно ощутимо выражены также различия в количестве и мощности горизонтов кремней. Если маломощные прослой кремней и различные по форме выделения кремнистого материала встречаются более или менее равномерно на всем рассматриваемом расстоянии, то более мощные горизонты кремней имеются лишь на юге и отсутствуют на севере.

Изменения фосфоритонасной пачки можно свести к изменению ее продуктивности. На юге эта величина достигает 33 т, а на севере падает до 2—3 т  $P_2O_5/m^2$ . На юге фосфориты сконцентрированы в единственной фосфоритонасной пачке, мощностью 70—100 м, а на севере разбро-

Рис. 21. Разрез фосфоритонасной пачки фосфатоявления Тэмев-Султу

1 — песчаники; 2 — алевролиты; 3 — углеродистокремнистые сланцы; 4 — брекчии; 5 — гравелиты; 6 — светлые известняки; 7 — черные известняки; 8 — кремни; 9 — положительная качественная реакция на фосфор

саны в разрезе, мощностью по меньшей мере 200—250 м. Единая фосфоритоносная пачка южных участков к северу «расщепляется» на многочисленные более тонкие горизонты фосфатсодержащих пород. Одновременно с этим происходят резкие изменения самих фосфоритов. Это сказывается, с одной стороны, в смене богатых фосфоритов к северу более бедными, а с другой, в смене полосчатых, либо генетически родственных им других разновидностей фосфоритов брекчиевыми и гравелистыми, в которых фосфатный материал переотложен и которые обогащены терригенными компонентами. Эти обломочные фосфориты отличаются от хемогенных полосчатых и по составу карбонатных компонентов, так как в первых эти компоненты кальцитовые, а во вторых — доломитовые.

### Дэртругское и другие фосфатопоявления северо-запада бассейна

На северной оконечности западного борта находятся *Дэртругское* и *Таргалулинское* проявления. Они расположены на южных отрогах Восточного Саяна, удалены от других месторождений и проявлений ХФБ и очень слабо изучены. Фосфориты и фосфатсодержащие породы, приуроченные здесь также к доднурской свите, находятся в интервале от 200 до 400 м от ее основания. Выше и ниже фосфоритоносного интервала лежат доломиты, содержащие, в отличие от других районов ХФБ, довольно многочисленные и мощные прослои известковистых песчаников и алевролитов. В верхах свиты песчаники и алевролиты доминируют.

Фосфориты и фосфатсодержащие доломиты встречаются спорадически на протяжении около 200 м по мощности, не образуя сколько-нибудь ясно ограниченной продуктивной пачки. Они маломощные (0,5 м) и небогаты фосфором (до 10%, редко до 18%  $P_2O_5$ ); представлены песчаниковыми разностями, либо фосфатсодержащими доломитами, образующими тонкие прослои, невыдержанные по простиранию.

*Хабхаинское* проявление расположено на правом берегу р. Шаргын-Гол у выхода ее в широкую Дархатскую котловину, находясь особняком от всех других проявлений. Здесь обнаружены обломки богатых полосчатых кремнистых и карбонатных фосфоритов (32—37%  $P_2O_5$ ), а также фосфатсодержащих доломитов. Судя по тому, что участок расположен в непосредственной близости от контакта с дархатской серией, фосфоритоносная пачка принадлежит низам доднурской свиты. Коренные выходы фосфоритов вскрыть не удалось из-за большой мощности наносов. Вполне вероятно, что при детальном разведочном изучении здесь будут обнаружены крупные залежи фосфоритов.

### Фосфатопоявления Дархатской котловины

*Хугейнгольское* проявление и *Дархатская группа* проявлений расположены в бассейне низовьев р. Хугэйн-Гол. Часть этих проявлений (см. рис. 15, 15, 16) лежит в предгорьях, другая часть (рис. 18, см. рис. 15) — на останцовых возвышенностях, выступающих на дне Дархатской котловины. Все проявления принадлежат доднурской свите, так как везде можно наблюдать, что из-под фосфоритов выходят породы дархатской серии. Проявление 16 (см. рис. 15) представляет собой серию крутопадающих пластов и линз брекчиевидных кремнистых фосфоритов, залегающих в толстослоистых доломитах. Контакты их с вмещающими доломитами постепенные. Наблюдается по меньшей мере около 20 таких линзовидных залежей фосфоритов, мощностью от 0,5 до 4,5 м каждая. Взятые вместе, они намечают фосфоритоносную пачку, мощностью около 70 м. Фосфориты небогаты по качеству, максимальное содержание  $P_2O_5$ , установленное в одном из пластов, составляет всего 14,7% на мощность 1,2 м. Линзы невыдержаны и прослеживаются лишь на первые сотни метров.

Проявление 15 (см. рис. 15) более интересно. Здесь среди тонкослои-

стых доломитов обнаружены обломки богатых полосчатых кремнистых фосфоритов, содержащих от 25 до 31%  $P_2O_5$ . Данных о параметрах пачки нет.

Проявление 18 (см. рис. 15) объединяет несколько небольших участков, на которых развиты доломиты и кремни доднурской свиты; фосфат обнаруживается преимущественно в кремнях, реже в доломитах, количество его не превышает первых процентов. Размеры выходов пород, содержащих фосфат, ничтожны. Они практически совершенно не протягиваются по простиранию. Характерно, что фосфатом заражена значительная по мощности часть разреза доднурской свиты (400 м). Проявления 15 и 16 расположены в интенсивно нарушенной зоне, представляющей собой серию тектонических чешуй как крупных, так и более мелких, формирующих здесь западный борт ХФБ. Это обстоятельство в сочетании с очень слабой обнаженностью не позволяет судить ни о масштабе фосфоритовых залежей, ни о строении продуктивной пачки, ни о ее поведении в пространстве. Можно предполагать, что в проявлении 15 продуктивная пачка обладает принципиально такими же свойствами, как и в лежащем поблизости южном участке Цаганнурского месторождения.

Совсем другими представляются участки развития фосфатсодержащих кремней (см. рис. 15, 18), где нет богатых фосфоритов и где продуктивная пачка совершенно не индивидуализирована в разрезе. Проявления 15 и 18 занимают различное положение в пределах бассейна: первое лежит далее от осевой зоны бассейна, второе — ближе к ней. Сравнение двух этих проявлений характеризует те резкие изменения, которые испытывает продуктивная пачка вкост простирания. Они очень сходны с изменениями по восточному борту ХФБ, где и рассматриваются.

*На фосфатопроявлении Тэмен-Султу* в отличие от всех фосфатопроявлений и месторождений западного борта, достоверно связанных с нижней частью разреза хубсугульской серии, стратиграфическое положение фосфоритоносной пачки неясно. Продуктивная пачка этого проявления отличается также обилием терригенных пород, большой мощностью и специфическим характером самих фосфоритов.

Фосфатопроявление Тэмен-Султу располагается по южному склону хребта, спускающегося в Дархатскую котловину примерно в 30 км к северо-западу от сомона Улан-Ула. Этот невысокий хребет плохо обнажен, причем, если карбонатные породы, подстилающие и покрывающие фосфоритоносную пачку, еще наблюдаются в отдельных коренных выходах, то сами фосфоритоносные горизонты повсюду задернованы. На залесенном северном склоне отсутствуют не только выходы, но и высыпки.

В общих чертах участок Тэмен-Султу построен очень просто (рис. 20). Здесь развита довольно однообразная толща карбонатных пород, моноκлинално падающих к северо-западу под крутыми углами. Из-под фосфоритоносной пачки выходит, по меньшей мере, полукилометровая толща известняков, среди которых выделяется несколько разновидностей, чрезвычайно сходных с археоциатовыми известняками, широко развитыми в нескольких километрах к юго-западу. Отсюда вполне вероятным можно считать нижнекембрийский возраст фосфоритоносной пачки, хотя отсутствие кембрийской фауны непосредственно в районе фосфатопроявления оставляет место для сомнений.

Фосфориты и фосфатсодержащие породы в отличие от других проявлений вмещаются известняками. Они «растянуты» по стратиграфическому разрезу на расстояние около 200 м. Весь этот интервал можно рассматривать как единую фосфоритоносную пачку. Состоит она из трех горизонтов фосфатсодержащих пород и разделяющих их известняков, в которых изредка также встречаются тонкие прослои фосфатсодержащих пород карбонатного, либо терригенного состава (рис. 21).

Нижний горизонт, мощностью 20 м, образован черными песчанковыми фосфоритами, фосфатсодержащими алевролитами, белыми извест-



няками с редкими крупными (0,2—0,3 см) выделениями фосфата. Фосфориты и фосфатсодержащие песчаники, как и алевролиты, отличаются очень неравномернозернистым сложением, плохой сортировкой, угловатой формой более крупных обломков, в том числе и монофосфатных. Фосфатные обломки густо пропитаны органическим веществом, иногда сконцентрированным в виде дендритов.

Средний горизонт, мощностью также около 20 м, состоит из черных мажущих плитчатых углеродисто-кремнистых фосфатсодержащих сланцев и черных тонкопористых известняков. Во всех этих породах имеются зерна черного, либо бурого фосфата угловатой формы, видимо, переотложенные. Возможно, что они происходят из фосфоритов основной нижней продуктивной пачки доднурской свиты, которая широко развита вблизи участка Тэмен-Султу. В верхней части этого горизонта часто встречаются налеты вторичных минералов меди — азурита и малахита.

Верхний горизонт, мощностью около 30 м, отчетливо распадается на три части. В нижней, помимо песчинок фосфата, содержится как зерна фосфата, так и отдельные крупные линзовидные образования, имеющие обломочное происхождение. В средней части господствуют черные кремнистые алевролиты, в которых рассеяны отдельные угловатые зерна пелитоморфного фосфата, явно переотложенного из каких-то местных источников. Встречаются песчаники, в составе которых отмечаются зерна фосфата, различные по размерам, окраске, степени окатанности и т. п. В верхней части неравномернозернистые и гравелистые песчаниковые фосфориты содержат прослойки песчаных фосфатсодержащих известняков. В песчаных фосфоритах зерна фосфата разнородны по размерам, цвету, внутреннему строению.

В каждом из трех горизонтов имеются маломощные пласты бедных фосфоритов (до 15%  $P_2O_5$ ). Отличать их от соседних по разрезу пород можно лишь по содержаниям фосфора, так как те и другие макроскопически совершенно одинаковы. В. П. Соляников, изучавший фосфатопоявление Тэмен-Султу, считает возможным выделять пять пластов кремнистых фосфоритов брекчиевидного сложения и три пласта карбонатно-кремнистых фосфатсодержащих гравелитов и песчаников, мощностью от 1,2 до 8 м. В первых содержание  $P_2O_5$  варьирует в пределах до 15%, при значениях н. о. <sup>1</sup> 60—70%, во вторых — от 1 до 5%, при н. о. — около 20%.

Фосфоритоносная пачка изучена по существу в единственном пересечении по серии канав, пройденных вблизи водораздельной части хребтика. Нигде более она не была обнаружена. Вероятно, что верхняя (кембрийская) фосфоритоносная пачка, в отличие от нижней, протягивающейся на большие расстояния, совершенно не выдержана. Она образует довольно мощные линзовидные залежи, резко выклинивающиеся по простиранию, и выглядит довольно чужеродно на фоне «чисто» известняковых разрезов нижнего кембрия северо-запада Дархатской впадины.

Фосфатсодержащие породы и фосфориты участка Тэмен-Султу представляют значительный интерес на элементы, встречающиеся в ассоциации с фосфором (ванадий, титан, молибден, медь, уран, редкие земли). Установлено, что содержание их здесь значительно выше, чем в фосфоритах, либо фосфатсодержащих породах других участков, связанных с нижней, или главной, фосфоритоносной пачкой.

#### ВОСТОЧНЫЙ БОРТ БАССЕЙНА

Восточный борт бассейна изучен значительно лучше и, по всей видимости, он богаче фосфоритами, по сравнению с западным. Целесообразно рассмотреть вначале Хубсугульское месторождение — наиболее крупное в бассейне и относительно хорошо изученное.

<sup>1</sup> Нерастворимый остаток.

## Хубсугульское месторождение

Хубсугульское месторождение протягивается вдоль западного берега оз. Хубсугул с севера на юг в виде узкой полосы, длиной около 50 км и шириной 10 км. Фосфоритоносная пачка выходит по обоим крыльям Хэсэнской синклинали в виде двух узких меридиональных полос, образующих западный и восточный фланги месторождения (рис. 22). К западу от Хэсэнской синклинали находится Монголинская антиклиналь, ядро которой осложнено продольным субмеридиональным сбросом, ограничивающим месторождение с запада. Фосфоритоносные отложения вскрыты в ряде участков и западнее этого сброса, уже за пределами собственно Хубсугульского месторождения — на западном крыле Арасанской антиклинали.

Физико-географические условия района месторождения довольно суровы и сложны. Восточный его фланг лежит в пределах крутого западного берега озера, дренирующегося многочисленными короткими ручьями, стекающими в озеро (рис. 23). Западный фланг располагается, в основном, в бассейне правых притоков р. Арасан (рис. 24). Восточный и западный фланги разделены высоким хребтом, затрудняющим сообщение между ними. Отметка уреза воды озера составляет 1645 м, а вершины гор, отстоящие от берега всего на 4—5 км, поднимаются до 2700—2800 м, т. е. относительные превышения достигают 1000—1200 м. Лишь нижняя часть склонов, примерно до горизонтали 2200 м, покрыта лесом; выше расположены безлесные вершины — либо плоские, покрытые курумами, либо довольно острые, альпийского типа. На западном фланге рельеф несколько более мягкий.

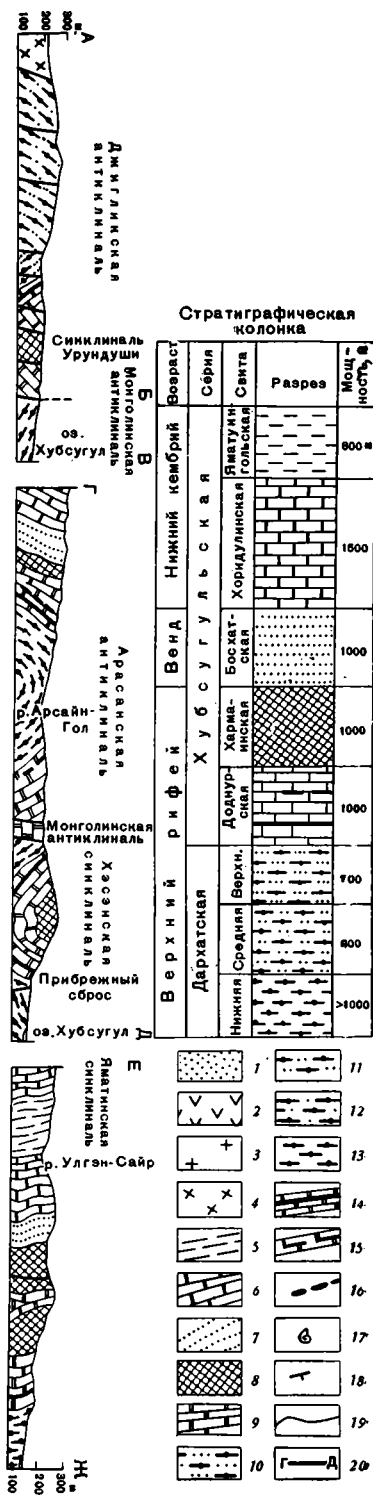
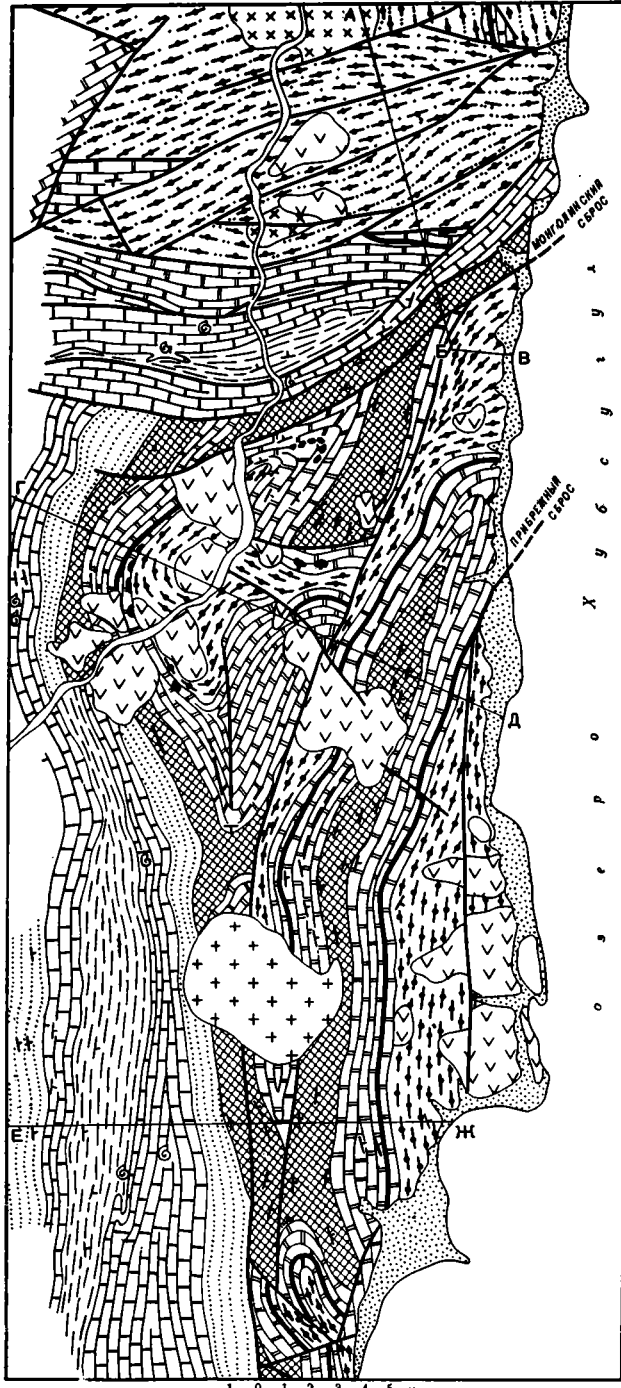
Как по долине р. Арасан, так и по берегу озера возможно движение автомобилей с высокой проходимостью. Однако от восточного фланга к западному можно добраться лишь в обход, либо на юг, через перевал, лежащий в 20 км севернее г. Хатгала, либо на север, через перевал, лежащий на параллели сомона Ринчин-Лхумбэ. Оба перевала тяжелы для автотранспорта. Простейшим способом сообщения между западным и восточным флангом остается лишь вьючный, но и он не всегда возможен, настолько круты склоны хребта, разделяющего р. Арасан и берег озера. Северная часть этого хребта недоступна для вьючного транспорта; на юге с известными трудностями с вьюком можно перевалить из долины крупного правого притока р. Арасан к берегу озера по различным ручьям.

Район месторождения в целом прекрасно обнажен, что, правда, не относится к самой фосфоритоносной пачке, которая очень редко вскрывается в склонах речных долин и задернована на водоразделах.

Месторождение было открыто в 1964 г. Н. А. Доновым и Е. В. Едемским, в 1965—1967 гг. разведывалось под руководством М. М. Музалевского,

Рис. 22. Геологическая карта Хубсугульского месторождения

1 — четвертичные озерные отложения; 2 — кайнозойские базальты; 3 — палеозойские сие-ниты; 4 — палеозойские габбро, пироксениты. Хубсугульская серия (5—9): 5 — песчаники, сланцы, эффузивы и туфы яматуингольской свиты, 6 — известняки хоридулинской свиты, 7 — известняки и песчаники босхатской свиты, 8 — известняки и доломитовые известняки хармаинской свиты, 9 — доломиты доднуурской свиты. Дархатская серия (10—13): 10 — верхняя часть — пестроокрашенные алевролиты, песчаники, доломиты, 11 — средняя часть — песчаники, 12 — нижняя часть — карбонатно-хлоритовые сланцы по алевролитам и песчаникам, 13 — нерасчлененные отложения (песчаники, сланцы); 14 — основная фосфоритоносная пачка низов доднуурской свиты; 15 — фосфориты и фосфатсодержащие породы более высокого стратиграфического уровня; 16 — железо-марганцевые руды и аллиты; 17 — остатки археоциат и трилобитов; 18 — элементы залегания; 19 — границы свит; 20 — линии геологических разрезов



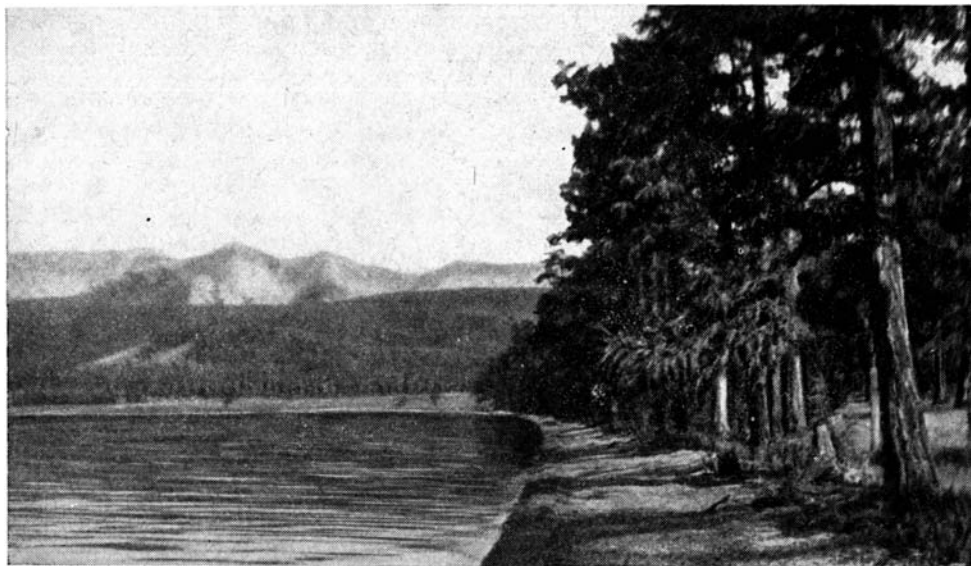


Рис. 23. Один из заливов западного побережья озера Хубсугул. Онголигнурский участок Хубсугульского месторождения

в 1965—1972 гг. изучалось автором. Оно посещалось Б. М. Гиммельфарбом, О. П. Егоровой, Э. А. Егановым и Н. С. Зайцевым.

В 1957—1958 гг. западное побережье оз. Хубсугул изучалось С. А. Киселевым. Согласно геологической карте, составленной им, на территории, лежащей западнее Монголинского сброса, развиты наиболее древние породы, а к востоку — более молодые. К первым относится яматуингольская (песчано-сланцевая) и улгэнсайрская (известняковая) свиты нижнего — среднего кембрия, а ко вторым — арасанская (песчано-алевролитовая) и хэсэнская (известняковая) свиты, датировавшиеся соответственно верхним кембрием и ордовиком. Первооткрыватели месторождения полностью восприняли эти представления, изменив лишь датировку свит: все свиты считались ими кембрийскими. Фосфориты были обнаружены Доновым, Едемским и Музалевским как к востоку от Монголинского сброса в хэсэнской свите, так и к западу, в нижележащей улгэнсайрской. Отсюда, естественно, родился вывод о том, что имеется два стратиграфических фосфоритоносных уровня — нижний, улгэнсайрский, и верхний, хэсэнский, и что на самом месторождении (к востоку от Монголинского сброса) развиты лишь фосфориты верхнего уровня, отвечающего хэсэнской свите.

Б. М. Гиммельфарб и О. П. Егорова (1969), посетившие в 1967 г. месторождение, высказали сомнения в существовании двух фосфоритоносных пачек, указав на то, что, во-первых, улгэнсайрская и хэсэнская свиты стратиграфически идентичны, т. е. все фосфориты принадлежат единственному стратиграфическому уровню, а, во-вторых, арасанская свита является более молодой, чем хэсэнская. Первый их вывод был весьма удачным, чего нельзя сказать о втором, так как синклиальный характер хэсэнской складки неоспорим и, следовательно, арасанская свита, выходящая по крыльям синклинали, является более древней, чем хэсэнская, слагающая ее ядро. Таким образом, последовательности С. А. Киселева и М. М. Музалевского «арасанская свита — хэсэнская свита» соответствует наша: «дархатская серия — доднурская свита». Что касается улгэнсайрской свиты Киселева, то полям ее развития отвечают и хоридулинская свита с остатками фауны алданского яруса, и яматуингольская —

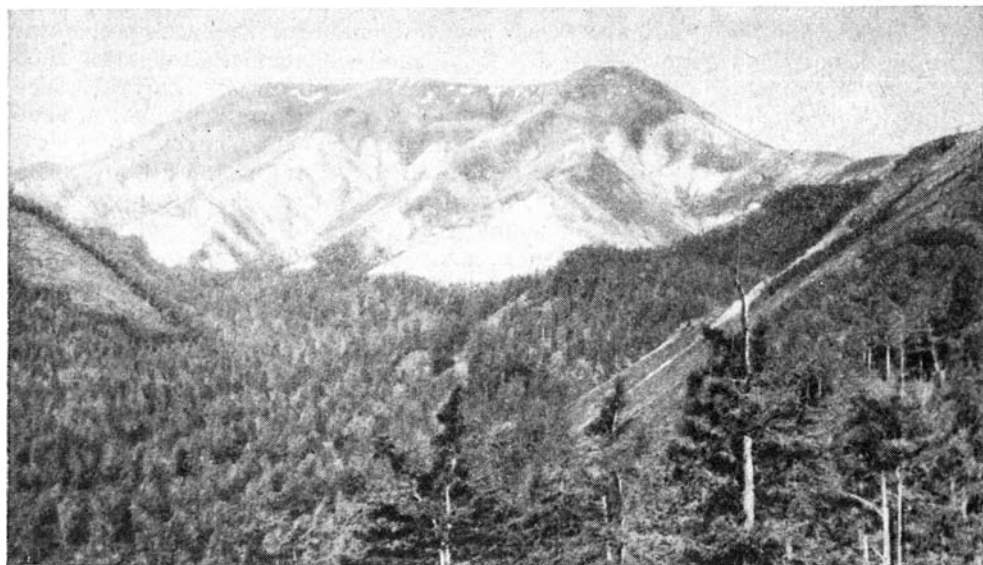


Рис. 24. Урундушский участок Хубсугульского месторождения. На заднем плане — гора Урундуши-Ула, находящаяся в 5—6 км от берега озера Хубсугул и возвышающаяся над урезом воды на 1200 м

с формами ленского яруса, и лежащая много ниже их доднурская свита. Другими словами, улгэнсайрской свите отвечает весь объем хубсугульской серии.

*Стратиграфия  
и возраст фосфоритоносных отложений*

Район месторождения слагается позднедокембрийскими — кембрийскими отложениями, местами перекрытыми кайнозойскими базальтовыми потоками, либо песками и галечниками западного берега озера. Как и в других районах бассейна, эти отложения состоят из двух серий — дархатской и хубсугульской.

Дархатская серия, понимаемая в том же объеме, что и арасанская свита, развита в ядрах Джиглигской, Арасанской и Монголинской антиклиналей. Более низкое стратиграфическое положение дархатской серии по отношению к различным карбонатным толщам однозначно выявляется по северному центриклинальному замыканию Хэсэнской синклинали и на северо-восточном погружении Арасанской синклинали. Исходя из этого, можно считать, что разнообразный комплекс преимущественно терригенных пород дархатской серии лежит повсюду в районе месторождения под карбонатными фосфоритоносными толщами хубсугульской серии. Это полностью подтверждается на соседней с севера территории, где по правому берегу р. Арасан из-под песчано-сланцевых пород дархатской серии обнажаются уже рифейские «зеленые сланцы» окинской свиты. В долине р. Арасан, ниже меридионального участка ее течения, четко видно ядро крупной антиклинальной структуры, погружающейся и замыкающейся к югу, на крыльях которой выходят карбонатные толщи хубсугульской серии. В общем, как в пределах месторождения, так и вокруг него однозначно устанавливаются следующие стратиграфические соотношения: 1) карбонатные фосфоритоносные толщи лежат выше дархатской серии (арасанской свиты), 2) арасанская свита подстилается зеленосланцевыми средне- (?) рифейскими толщами, 3) никаких карбонатных толщ в разрезе ниже арасанской свиты нет.

Существенное место в верхах разреза принадлежит так называемым дырчатым сланцам (50—300 м) или рассланцованным алевролитам, которые на выветрелой поверхности содержат многочисленные отверстия либо углубления от выпавших включений желтых доломитов. Эти характерные породы несколько напоминают тиллиты. Аналогичные породы в виде менее мощных пачек встречаются в низах доднурской свиты. Не менее характерны желтые и ржаво-бурые доломиты, а также обычные серые доломиты, залегающие в виде пачек, прослоев и линз. Различные участки месторождения различаются по количеству прослоев бурых доломитов и их мощности. В целом оба эти показателя увеличиваются с востока на запад.

Хубсугульская серия распространена гораздо шире и обнажена значительно лучше, чем дархатская. Наблюдателю, осматривающему местность с высоты птичьего полета либо от оз. Хубсугул кажется, что весь район месторождения сложен исключительно карбонатными породами.

Общая характеристика серии сводится к следующему. Фосфоритоносная доднурская свита образует нижнюю часть хубсугульской серии и залегает непосредственно на дархатской. Как отмечалось выше, контакт серий проводится по кровле самого верхнего горизонта терригенных пород. Выше контакта повсюду оказываются однообразные толщи карбонатных пород, а ниже — терригенные породы также с довольно мощными прослоями карбонатных. Последние на востоке (восточное крыло Хэсэнской синклинали) представлены тремя-четырьмя пачками, мощностью 20—30 м каждая, в то время как на западе (западное крыло Арасанской антиклинали) прослеживаются пачки, мощностью до 200—300 м. Эти различия, вероятно, следует объяснять тем, что амплитуда размыва в основании хубсугульской серии увеличивается в направлении с запада на восток — от осевой части прогиба к его борту.

Карбонатные породы основания доднурской свиты представлены брекчиевидными и конгломератовидными доломитами. Вскоре вверх по разрезу они сменяются основной фосфоритоносной пачкой, располагающейся в 150—200 м выше по мощности от основания свиты и ассоциирующейся с кремнями. Выше вновь следуют доломиты, которые в отличие от подстилающих продуктивную пачку не имеют брекчиевидного строения, а отличаются тонкими слоистыми текстурами.

В харманской свите господствуют известняки и доломитистые известняки. Среднее содержание MgO по разрезу довольно устойчиво и находится на уровне 1—3%.

Босхатская свита состоит из доломитов и черных мелкозернистых и афанитовых известняков, содержащих мощные линзовидные выклинивающиеся пачки песчаников, рассланцованных алевролитов и глинистых сланцев мощностью до 200 м.

Выше следуют карбонатные породы хоридулинской свиты, довольно широко развитые лишь в периферических — северной и западной — частях месторождения. В составе свиты, в отличие от осевой зоны Хубсугульского прогиба и его западного борта, где исключительное значение имеют известняки, в районе месторождения довольно широко развиты и доломиты. Пачки доломитов, мощностью до 100—150 м, четко дешифрирующиеся на аэрофотоснимках, наблюдались в ядрах Яматинской и Цаганской синклиналей и по западному крылу Арасанской синклинали.

Яматуингольская свита, сложена на юге, в ядре Яматинской синклинали, рассланцованными песчаниками и углеродисто-кремнистыми сланцами, содержащими прослой известняков, а на севере, в Цаганской синклинали — вулканогенными породами.

На обширной территории месторождения продуктивная доднурская свита обнаруживает значительные литолого-фациальные изменения, которые выявляются при сравнении разрезов четырех участков, расположен-

ных примерно на одной субширотной линии, перпендикулярной простиранию бассейна. Крайние участки удалены друг от друга примерно на 20 км.

I участок, самый восточный, относится к восточному крылу Хэсэнской синклинали и располагается на берегу оз. Хубсугул. Он наиболее удален от осевой зоны бассейна. Здесь наблюдается следующий разрез (снизу вверх):

Мощность, м

1. Песчаники и сланцы дархатской серии перекрываются красно-бурыми, желтоватыми и серыми конгломератовидными, либо брекчиевидными доломитами, обломки в которых имеют разную окраску, форму, размер и степень окатанности. Они «плавают» в доломитовом цементе, содержащем глинистую примесь. Местами в доломитах встречаются включения серых кремней, благодаря чему они приобретают очень неровную поверхность, обусловленную выступающими кремнистыми включениями, прожилками, инкрустациями и т. д. . . . .	50—70
2. Черные мелкозернистые плитчатые, пахнущие на сколе известняки, атраконитовые известняки, светлые оолитовые известняки, доломиты с мелкими обломками кремней, тонкие прослой кремней . . . . .	50—80
3. Доломиты брекчиевидные, окремненные . . . . .	40—50
4. Подфосфатная пачка, состоящая из фосфатсодержащих вишнево-красных алевролитов и мергелей . . . . .	20—30
5. Фосфоритоносная пачка (рис. 25) . . . . .	80
6. Кремни надфосфатной пачки (рис. 26) . . . . .	до 30
7. Тонкополосчатые черные известняки, доломиты . . . . .	10
8. Плитчатые черные известковистые доломиты . . . . .	8
9. Тонкоплитчатые глинистые доломитистые известняки и мергели . . . . .	17
10. Черные зернистые известняки . . . . .	8
11. Черные зернистые доломитистые известняки с прослоями более светлых глинистых доломитов и мергелей . . . . .	12
12. Черные доломиты с прослоем известковистых песчаников . . . . .	8
13. Светло-серые зернистые доломитистые известняки . . . . .	20
14. Серые, кремневые, зеленовато-серые тонкослоистые полосчатые глинистые доломиты, выходящие в 4 км западнее берега оз. Хубсугул . . . . .	18
15. Толща светло-серых и белых известняков и известковистых доломитов с конкрециями кремней и черными яйцевидными образованиями кремнистого состава . . . . .	500
16. Далее следует толща карбонатных пород, в составе которой преобладают черные и темно-серые известняки. Доломиты и известковистые доломиты встречаются крайне редко, кремни отсутствуют . . . . .	

Приведенный разрез, исключая наиболее высокую известняковую толщу (16), относится к доднурской свите. Известняковую же толщу, видимо, следует сопоставлять с хармаинской свитой. В целом нижняя часть разреза, в которой заключена продуктивная пачка, характеризуется высокими значениями MgO и нерастворимого остатка, а верхняя — низкими (рис. 27).

II участок расположен в 6—7 км западнее первого, ближе к осевой зоне бассейна. Он относится к западному крылу Хэсэнской синклинали. Доднурская свита покоится здесь на тех же характерных «дырчатых» сланцах. Выше них следует 100—150-метровая пачка доломитов и известняков, затем — подфосфатная пачка, состоящая из желтоватых мергелей и алевролитов, черных плитчатых глинисто-кремнистых сланцев, кремней, а далее — фосфоритоносная пачка. Последняя перекрыта черными бесфосфатными кремнями, значительно более мощными и выдержанными, чем на первом участке. К западу от первого участка, у восточного подножия горы Урундуши-Ула, выделяется еще более мощная, 60—80-метровая пачка черных фосфатсодержащих кремней. Эта пачка, по-видимому, отвечает подфосфатной и фосфоритоносной пачкам II и III участков.

III участок, лежащий в 5 км западнее второго, относится к небольшой антиклинальной складке широтного простирания, в ядре которой выходят «дырчатые» сланцы, а по обоим крыльям — северному и южному — карбонатные породы низов доднурской свиты. На южном крыле (гора Баян-Дзурихэ-Обо) фосфоритоносная пачка лежит на доломитах и перекры-

вается черными кремнями. На северном крыле место фосфоритоносной пачки в разрезе занимает выдержанный горизонт кремней, имеющих конгломератовое сложение. Округлые, реже угловатые выделения пестроокрашенных кремней цементируются также кремнистым материалом. Следуя к западу от горы Баян-Дзурихэ-Обо, по простиранию горизонта кремней, можно наблюдать, как в составе его местами обособляются залежи бурокрасных глинистых гидрогематитовых руд.

IV участок самый западный, находится в 7—8 км от предыдущего, располагаясь по западному крылу Арасанской антиклинали. В нижней части доднурской свиты здесь выделяется 100-метровая пачка доломитов, лежащая на «дырчатых» сланцах. В основании и кровле этой пачки име-

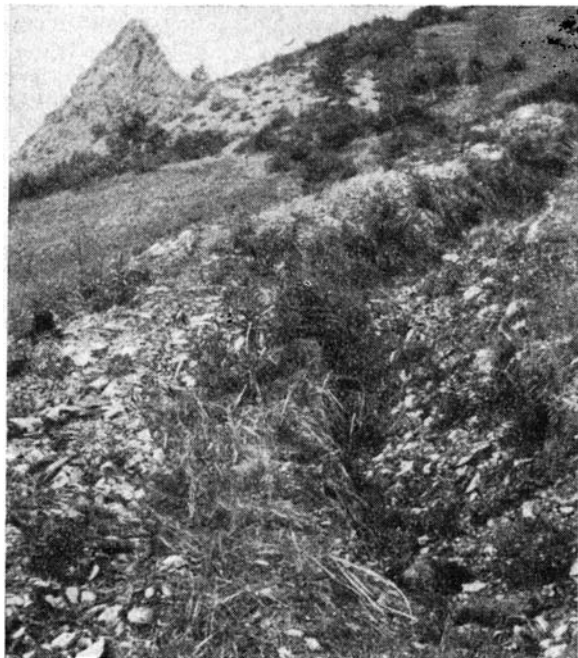
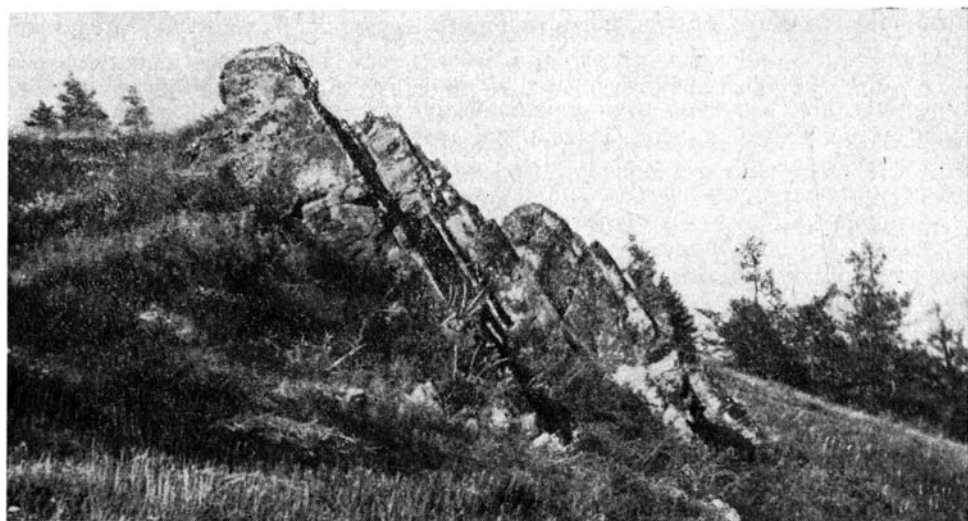


Рис. 25. Урундушский участок. Канавка 16, вскрывающая фосфоритоносную пачку. На заднем плане слева—выходы подфосфатных брекчиевидных доломитов

Рис. 26. Урундушский участок. Выходы черных кремней надфосфатной пачки





ются выдержанные горизонты кремней. Нижний горизонт сложен черными безрудными кремнями, а верхний — пестроокрашенными конгломератовидными рудными. Рудные залежи по простиранию не выдержаны. Мощность их достигает 15–20 м. Строение рудных залежей пока еще слабо изучено. Одна из мощных (15 м) залежей, находящаяся в 5 км западнее устья р. Бага-Цаган-Гол, построена так. В самых верхах ее лежат черные тяжелые пиролюзитовые руды (50%  $MnO$ , 15%  $Fe_2O_3$ ). Ниже следует 7–8-метровая зона сурьмачных существенно гематитовых руд ( $Fe_2O_3$  — 30–35,  $MnO$  — 20–25%) с 3–10-сантиметровыми прослоями черных пиролюзитовых ( $Mn$  — 65–70;  $Fe_2O_3$  — 10%). Ниже выделяется 3–4-метровая зона железистых аллитов ( $Al_2O_3$  — до 36,  $Fe_2O_3$  — 25–30,  $SiO_2$  — 20–25%). Аллиты подстилаются черными сажистыми псиломелановыми и плотными маложелезистыми пиролюзитовыми рудами (3–4 м), которые, в свою очередь, лежат на кремнях, имеющих характерное конгломератное сложение. В другой залежи, изолированной от рассмотренной по простиранию безрудным интервалом, аллитовая зона на раздувается до 7–8 м, а в третьей, по-видимому, выклинивается.

В некоторых разностях марганцевых руд имеются реликты родохрита и манганокальцита, причем содержание  $CO_2$  в них, помимо связанного с магнием и кальцием, составляет 8–9%. Можно полагать, что первичные руды марганца — карбонатные; залежи их расположены в северной части междуречья, а также под окисными рудами р. Бага-Цаган-Гол, являющимися, вероятно, марганцово-железной шляпой.

Фосфоритоносная пачка на IV участке резко уменьшается в мощности, становясь невыдержанной по простиранию и слагаясь бедными кремнистыми фосфоритами. Из нескольких детально изученных разрезов она была установлена лишь в одном, в 4 км западнее

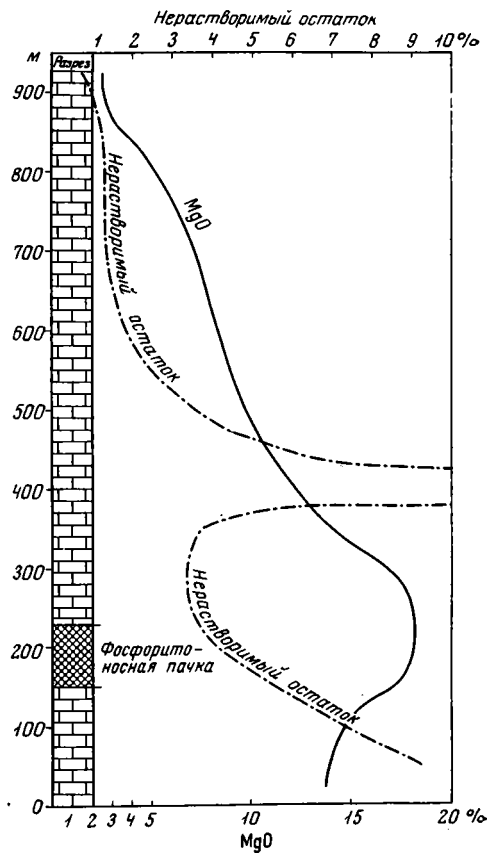


Рис. 27. Графики содержаний нерастворимого остатка и окиси магния в карбонатных породах по стратиграфическому разрезу доднурской свиты. Хубсугульское месторождение, восточный фланг

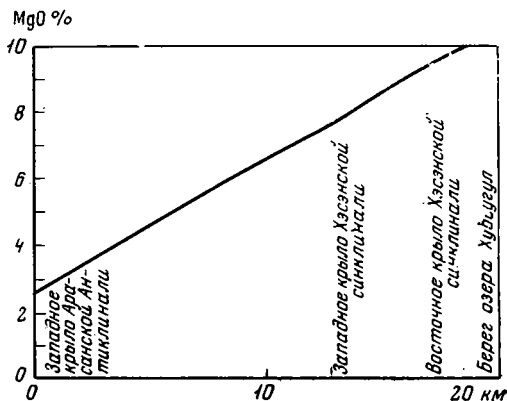


Рис. 28. График средних содержаний окиси магния в породах доднурской свиты по профилю, пересекающему вкост простирания район Хубсугульского месторождения

устья р. Бага-Цаган-Гол. Пачка лежит выше рудных кремней, отделяясь от них 10—15-метровой пачкой доломитов.

Характеризуя в целом поведение нижних продуктивных горизонтов доднурской свиты в пределах рассматриваемой полосы, следует отметить следующее. На всем протяжении от I до IV участков господствующая роль сохраняется за карбонатными породами. Также устойчивыми оказываются пачки кремней, с которыми ассоциируют залежи как фосфоритов, так и руд триады элементов (железо, марганец, алюминий). Мощность кремней в целом увеличивается с востока на запад по направлению к осевой зоне прогиба. В этом же направлении постепенно уменьшаются мощности и вовсе выклиниваются (непосредственно к западу от IV участка) залежи фосфоритов. Здесь же выклиниваются и залежи руд триады, встречающиеся на одном и том же стратиграфическом уровне с фосфоритами и отличающиеся от последних локальным развитием и резкой невыдержанностью по простиранию. На примере III участка видно, что фосфориты и руды триады практически совмещены в пространстве. Если же рассматривать богатые залежи фосфоритов (I и II участки), то они оказываются несколько смещенными относительно руд триады к востоку, т. е. к берегу бассейна.

На всех участках в более высоких горизонтах доднурской свиты господствуют карбонатные породы, причем, чем выше по разрезу и чем ближе к оси бассейна, тем большим становится отношение известняков к доломитам. Применительно к доднурской свите эта закономерность подтверждается следующими количественными наблюдениями. В I, II и IV участках были отобраны пробы карбонатных пород по всей мощности доднурской свиты (~900 м), примерно через каждые 10 м разреза. По результатам анализа проб для каждого участка рассчитано среднее содержание MgO, по которому и построен график (рис. 28). График интерпретируется очень просто: среднее содержание MgO и соответственно роль доломитов в разрезах свиты закономерно и устойчиво уменьшаются в направлении с востока на запад, т. е. к осевой зоне бассейна.

\* \* \*

Непосредственно на территории месторождения неизвестно находок остатков скелетных организмов. Но в ближайших окрестностях остатки нижнекембрийских трилобитов и археоциат встречаются часто. Археоциаты, по определению И. Т. Журавлевой и Ю. И. Воронина, относятся к камешковскому и санаштыкгольскому горизонтам нижнего кембрия. Трилобиты, определенные Н. В. Покровской, также характеризуют горизонты, переходные от алданского яруса к ленскому (см. выше). В известняках нижней части яматуингольской свиты имеются остатки археоциат, относящихся уже к обручевскому горизонту, т. е. к верхней части ленского яруса. Очевидно, объем нижнего кембрия в общем исчерпывается двумя свитами — хоридулинской и яматуингольской, а доднурская, хармаинская и босхатская, лежащие заведомо ниже по разрезу и не содержащие остатков скелетных организмов, выходят за его пределы и являются докембрийскими. Для босхатской свиты наиболее вероятно вендский (юдомский) возраст. Таким образом, фосфоритоносная пачка Хубсугульского месторождения, располагаясь значительно ниже по разрезу относительно слоев, содержащих кембрийские организмы, является предкембрийской, вероятно, сопоставимой с верхним рифеем.

### *Структура месторождения*

Хэсэнская складка, к крыльям которой приурочены выходы фосфоритоносной пачки, представляет собой довольно узкую и сжатую синклиналь, нормальную на севере и запрокинутую к западу на юге (см. рис. 22).

Углы падения повсеместно крутые, в среднем они составляют 50–60°, а часто близки к вертикальным. Полого падающих пластов в пределах Хэсэнской синклинали нет. На севере по обоим крыльям слои падают навстречу друг другу: на восточном крыле под углом 60–70°, а на западном — 40–50°. На северном замыкании углы сохраняются столь же крутыми. В южной части складки оба ее крыла падают к востоку под углами 60–70°. Крутое залегание слоев сохраняется и по южной центриклинали, лежащей в 20 км севернее г. Хатгала, где из-под фосфоритоносных отложений в ядре узкой антиклинальной складки выступает дархатская серия. Эти выходы представляют собой лишь небольшой блок, поднятый по разломам. Южнее указанного участка появляются кембрийские отложения, которые широко развиты далее к югу. К северу складка воздымается, замыкаясь по продуктивным слоям под водами озера. Сопряженной по отношению к Хэсэнской синклинали является Монголинская антиклиналь. В ее узком ядре, сорванном с запада по Монголинскому сбросу, выходят терригенные и карбонатные породы верхов дархатской серии.

Хэсэнская синклинали вместе с Монголинской антиклиналью образует крупный меридионально вытянутый блок, ограниченный с запада Монголинским, а с востока Прибрежным продольными сбросами. Поперечные разрывы, хотя и имеются, но значительных осложнений пликативной структуры они не создают.

Гораздо более сложно строение районов, примыкающих к месторождению с запада и севера. На юго-западе сохраняются линейно вытянутые по меридиану узкие складки, которые образует, например, Яматинская синклинали. Ядро ее выполнено породами наиболее высоких горизонтов хубсугульской серии.

В ядре Арасанской антиклинали, имеющем сложную куполообразную форму, обнажены породы дархатской серии. Отчетливо выражено северо-восточное периклинальное замыкание и погружение складки к северо-востоку. Фосфоритоносная пачка обнажена лишь по западному крылу, но, вероятно, имеется и по восточному, где перекрыта базальтами, снятыми в данном месте с геологической карты (см. рис. 22). В низовьях р. Монголин-Ясуту-Гол, между двумя антиклиналями — Арасанской и Монголинской — вырисовывается широтно вытянутый Баян-Дзурихский блок, в осевой части которого выходят песчаники дархатской серии, а по крыльям — продуктивные горизонты хубсугульской серии.

Цаганская синклинали и Джиглигская антиклиналь, лежащие к северу от месторождения, ориентированы субширотно; они состоят из целой серии тектонических чешуй, круто надвинутых с севера на юг. Эти складки намечаются, исходя из принадлежности пород различных чешуй к тем или иным свитам. Структура северной части района резко отличается от более просто построенных участков, лежащих южнее, благодаря тесному сочетанию разноориентированных структурных элементов.

В районе Хубсугульского месторождения чрезвычайно резко выражены неотектонические движения. В самом общем виде они сказываются в образовании грабена, к которому приурочена ванна оз. Хубсугул и горста хр. Хардыл-Сардык. Месторождение располагается по восточному борту горста ступенчато, по серии субмеридиональных разрывов, спускаясь к впадине озера. Свидетелями неотектонических движений являются и плейстоценовые базальты, останцы которых местами сохранились лишь на главном водоразделе района, а местами бронируют террасовидные площадки у уреза воды озера. Подошва базальтов фиксирует современное положение древней доплейстоценовой пологой поверхности, которая со времени излияния базальтов была резко деформирована, что выразилось в образовании линейного поднятия, имеющего в поперечном сечении форму свода, и одновременном раскалывании его на множество блоков по разломам (Уфлянд и др., 1969). По существу, все разломы

района месторождения относятся к продольным, параллельным древней складчатой структуре. Большая часть разломов разделяет блоки, сложенные породами с различными физическими свойствами: терригенными породами дархатской серии и карбонатными — хубсугульской.

### *Общая характеристика фосфоритоносной, подфосфатной и надфосфатной пачек*

При детальном изучении разрезов нижней части доднурской свиты выясняются некоторые особенности слоев, непосредственно соседствующих с фосфоритоносной пачкой, которые целесообразно рассмотреть, прежде чем характеризовать продуктивную пачку.

Подфосфатная пачка очень отчетливо выделяется в сравнительно однообразном разрезе карбонатных пород хубсугульской серии благодаря необычному составу и ярким окраскам. Наиболее полно она выражена на восточном фланге, где состоит из красноватых, бурых, сиреневых, желтых и серых тонкозернистых плитчатых пород карбонатно-терригенного состава, залегающих на брекчиевидных доломитах или известняках. Для пачки характерны тонкоплитчатые (0,5—1 см) красноватые, бурые и фиолетовые породы типа доломитистых мергелей ( $\text{CaO} - 35,5$ ,  $\text{MgO} - 6,5$ , н. о. — 17,6%) либо алевритистых доломитовых известняков. Встречаются также кварцевые алевриты с карбонатно-железистым цементом. Нижняя граница продуктивной пачки с этими характерными породами очень резкая. В состав подфосфатной пачки по западному флангу месторождения входят также тонкие алевриты с кремнисто-карбонатным цементом и аргиллиты (н. о. — 40—70%,  $\text{CaO} - 10-23$ %,  $\text{MgO} - 2-6$ %) массивного сложения, звенящие при ударе молотком, реже — кремни. В нижней части пачки часто встречаются характерные оолитовые (пизолитовые) известняки; оолиты слагаются известковисто-кремнистым материалом, цементирующая их масса состоит из известняка.

Различные породы подфосфатной пачки содержат до 10%  $\text{P}_2\text{O}_5$ . В доломитистых мергелях содержание  $\text{P}_2\text{O}_5 - 2-3$ %, в других породах оно измеряется десятками долями процентов. Фосфатный материал тонко рассеян в породе в виде мельчайшей сыпи. Это — угловатые осколки (?) фосфата, местами светлые, местами черные. По пестроте окрасок, особенностям петрографического и химического состава подфосфатная пачка является единственной в своем роде во всем мощном разрезе хубсугульской серии. Чрезвычайно тесная и постоянная ассоциация ее в разрезе с фосфоритами позволяет предполагать какую-то парагенетическую связь между ними.

Надфосфатная пачка в большинстве случаев сложена кремнями. На западном фланге месторождения надфосфатная пачка выражена более четко благодаря очень мощному (40 м) и выдержанному горизонту темно-серых полосчатых кремней и известково-кремнистых пород ( $\text{CO}_2 - 18$ ,  $\text{SiO}_2 - 63$ %), непосредственно кроющих продуктивную пачку. Выше следуют полосчатые зернистые доломиты, лишенные, в отличие от доломитов, лежащих ниже продуктивной пачки, грубообломочных текстур. Кремни и доломиты практически бесфосфатны. На восточном фланге кремни менее мощны, а местами и вовсе выпадают из разреза.

Положение фосфоритоносной пачки в разрезе наиболее удобно определять относительно нижней границы доднурской свиты, принимая за эту границу кровлю «дырчатых» сланцев (тиллитоподобных пород). В таком случае подошва ее будет находиться в 150—250 м по мощности от основания доднурской свиты (по восточному флангу в 150 м, в южной части месторождения — в 200 м, а в северной — в 250 м). Фосфоритоносная пачка заключена в толще карбонатных пород доднурской свиты. Как уже отмечалось, она располагается на таком стратиграфическом уровне,

которому примерно отвечает максимум на кривой распределения содержащий  $MgO$  по разрезу свиты.

На монотонном фоне однообразных карбонатных пород доднурской свиты фосфоритоносная пачка выделяется по значительному литологическому разнообразию. Отличается она также общей темной окраской, резко контрастирующей со светлоокрашенными, особенно с поверхностями, доломитами и известняками. Продуктивной пачке свойственна гораздо более тонкая слоистость, чем вмещающим ее карбонатным породам.

Продуктивная пачка состоит из фосфоритов, а также кремнистых, карбонатных и карбонатно-кремнистых фосфатсодержащих пород. Содержание  $P_2O_5$  во всех породах колеблется в широких пределах — от первых процентов до 27–28%, иногда до 31–32%. Как правило, породы с различным содержанием фосфата очень тесно связаны в разрезе друг с другом. Однако, анализируя данные массового бороздowego опробования, можно заметить, что довольно четко обособляются две категории пород. В одной из них содержание  $P_2O_5$  достигает более 15%, а в другой — менее 7–8% (рис. 29), причем первые резко преобладают над вторыми. Господствующая роль принадлежит фосфоритам, в которых афанитовые выделения фосфата имеют неправильную форму и различные размеры. С ними тесно связаны полосчатые фосфориты, в которых почти чисто фосфатные полоски чередуются с доломитовыми. Более редки зернистые разновидности, в которых фосфат образует различной величины зерна. Эти разновидности неслоисты или неяснослоисты. Резко подчиненное значение на Хубсугульском месторождении имеют фосфориты обломочного сложения: песчаниковые, гравелитовые, конгломератовые.

#### *Поведение фосфоритоносной пачки по простираанию*

Строение продуктивной пачки на обширной площади месторождения меняется весьма значительно. Поэтому представление о характере пачки можно получить, лишь изучив и проследив ее по простираанию по обоим флангам.

По восточному флангу месторождения фосфоритоносная пачка непрерывно прослеживается вдоль берега озера на расстоянии около 25 км, скрываясь на севере и юге под песчано-галечниковыми отложениями оз. Хубсугул. Южнее она вновь выходит на участке южного замыкания Хэсэнской синклинали. Общая ее протяженность составляет около 35 км (рис. 29).

На севере, в разрезе по канаве 20, мощность фосфоритоносной пачки составляет около 50 м (рис. 30). В основании ее лежит 13-метровый пласт (горизонт) карбонатных фосфоритов (среднее содержание по пласту 20,2%  $P_2O_5$ ), полосчатых, либо с выделениями фосфата неправильной формы и различной величины. Отделяясь от этого горизонта

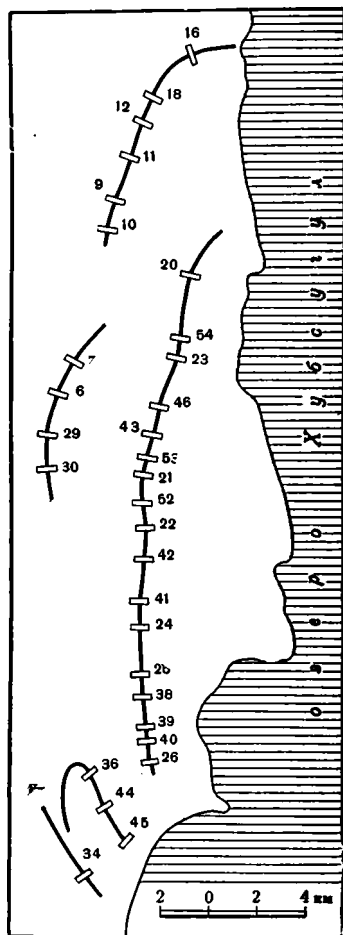
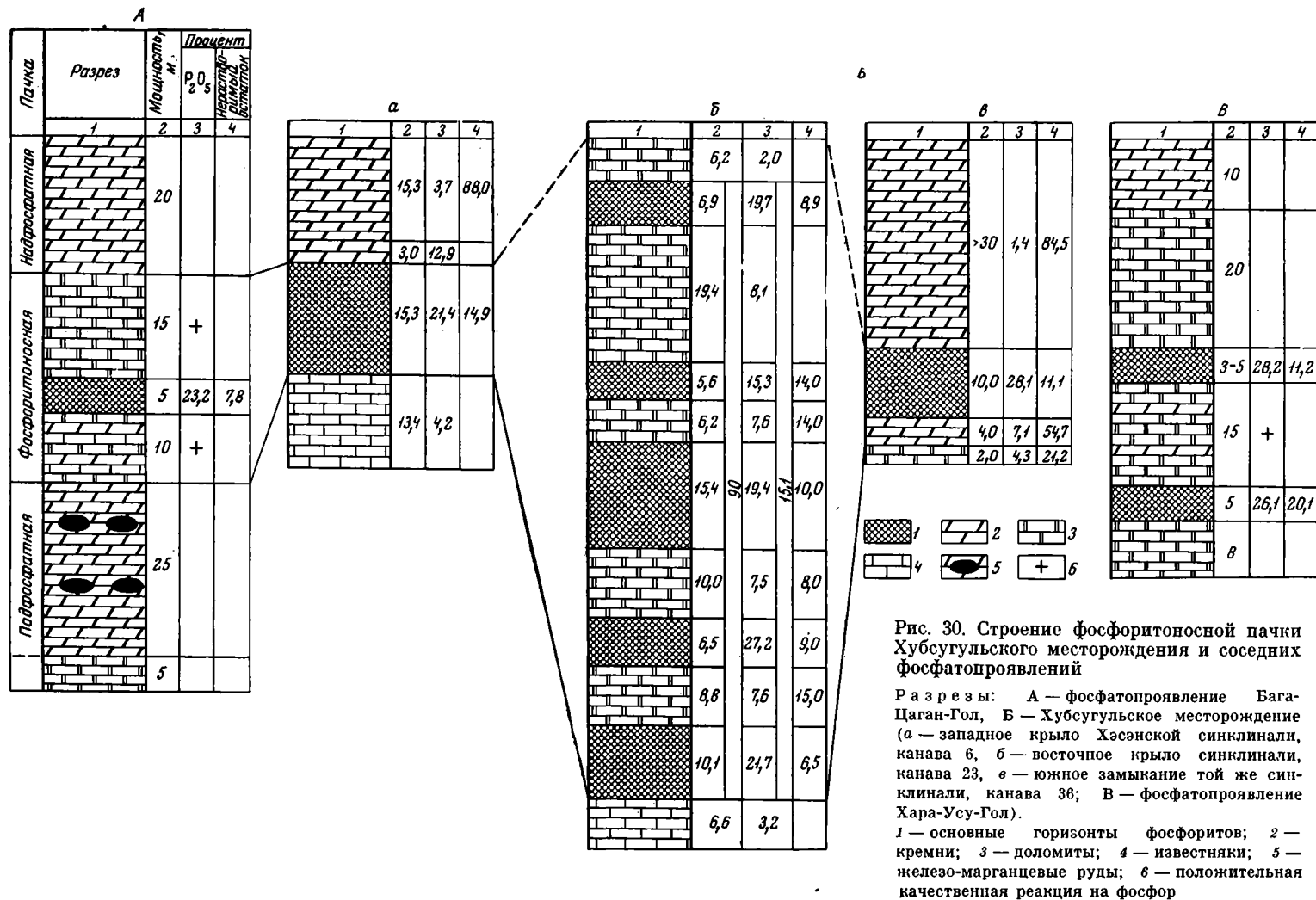


Рис. 29. Схема расположения канав на Хубсугульском месторождении



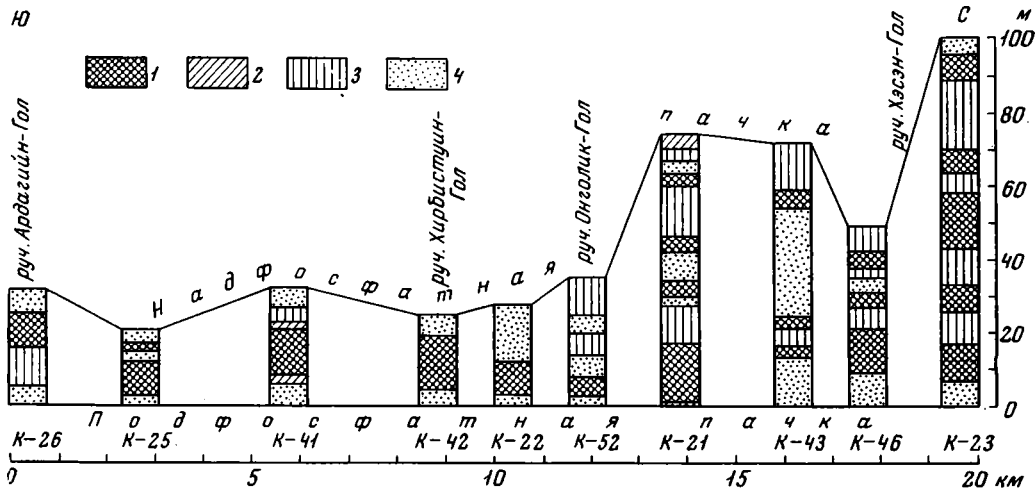


Рис. 31. Схема строения фосфоритовосной пачки Хубсугульского месторождения по простиранию (восточный фланг)

Содержание фосфорного ангидрида: 1 — более 15%, 2 — 10—15%, 3 — 5—10%, 4 — менее 5%

фосфатсодержащими доломитами и кремнями, тесно связанными друг с другом и имеющими мощность около 10 м, выше лежит пятиметровый горизонт фосфоритов — кремнистых внизу, карбонатных вверху. Выше этого второго горизонта фосфоритов в тонкопереслаивающихся (доли сантиметра) кремнистых и карбонатных фосфатсодержащих породах общей мощностью около 5 м встречаются тонкие (первые дециметры) невыдержанные прослои фосфоритов. Кровля пачки, ввиду отсутствия «привычного» для месторождения горизонта кремней, выражена чрезвычайно неясно. Фосфат в количестве, не превышающем десятых долей процента, продолжает встречаться на протяжении 17—20 м по мощности выше пятиметрового горизонта кремнистых и карбонатных пород.

В 3 км южнее (канавы 23) мощность пачки увеличивается до 90 м (рис. 31). Разрез ее следующий (снизу вверх):

- |   | Мощность, м |
|---|-------------|
| 1. На бурых плитчатых фосфатсодержащих мергелистых доломитовых известняках подфосфатной пачки залегает первый горизонт фосфоритов — черных, карбонатных, крупнозернистых, неяснослоистых (среднее содержание $P_2O_5$ — 21,7, н.о. — 6,5%)  | 10          |
| 2. Черные фосфатсодержащие доломиты и кремнистые доломиты, реже кремни, тонко переслаивающиеся друг с другом. Все породы содержат фосфор; количество $P_2O_5$ меняется от 4—5 до 10—11%, среднее содержание его около 8%. Граница с первым горизонтом фосфоритов постепенная; в его верхах содержание $P_2O_5$ падает до 14%, а в низах доломитовой пачки оно составляет 11%. Содержание $MgO$ до 16—17%, н.о. — до 15% | 9           |
| 3. Второй фосфоритовосный горизонт довольно резко по содержанию фосфорного ангидрида сменяет подстилающие породы. В составе его помимо крупнозернистых карбонатных фосфоритов (н.о. 3%) имеются полосчатые кремнистые фосфориты (н.о. 20—23%). Содержание $P_2O_5$ в карбонатных разностях 25%, в кремнистых — 32—33%, среднее по пласту — 27,2%. Среднее содержание н.о. — 9%  | 6,5         |
| 4. Доломиты кремнистые, фосфатсодержащие ( $MgO$ — 17%, н.о. — 5—10, $P_2O_5$ от 2—3 до 11—12%). Встречаются тонкие прослои черных кремней и фосфоритов полосчатого сложения  | 10          |
| 5. Третий фосфоритовый горизонт наиболее мощный. В нижней его части преобладают полосчатые и брекчиевидные фосфориты, в верхней — зернистые карбонатные. Повсюду по его разрезу можно встретить тонкие прослои (2—5 см) кремнистых фосфатсодержащих   |             |

	( $P_2O_5$ — 4—14%) доломитов, чрезвычайно тесно связанных с богатыми фосфоритами ( $P_2O_5$ — 32%). В нижней части выделяются, по меньшей мере, два прослоя доломитов мощностью по 1,5 м, в которых содержание $P_2O_5$ падает до 9 и даже до 4%. Часто встречаются фосфориты, содержащие около 20% $P_2O_5$ ; этой же цифрой определяется среднее содержание по всему горизонту. По-видимому, имеются другие промежуточные разности, в результате чего в этом горизонте наблюдается полный набор от богатых фосфоритов до фосфатсодержащих доломитов	15,4
6.	Кремнистые доломиты ( $P_2O_5$ — 3—10%) с прослоями кремней . . . . .	6,2
7.	Четвертый горизонт фосфоритов, состоящий из карбонатных мелкозернистых разностей; среднее содержание $P_2O_5$ — 15,3% . . . . .	5,6
8.	Серые, светло-серые тонкозернистые доломиты (внизу) и черные более крупнозернистые известняки (вверху), имеются и промежуточные по содержанию $MgO$ разности. Среднее содержание $P_2O_5$ — 8,1%. Эта цифра, приводимая М. М. Музалевским, вероятно, завышена. Более вероятна цифра около 3% . . . . .	19
9.	Пятый горизонт фосфоритов мелкозернистых, оолитовых, карбонатных; среднее содержание $P_2O_5$ — 19,7% . . . . .	6,9
10.	Кремнистые доломиты, содержащие до 2% $P_2O_5$ . . . . .	6,2

Приведенная схема расчленения продуктивной пачки по канаве 23 довольно условна. Выделение горизонтов выполнено, в основном, по результатам определения содержаний  $P_2O_5$  и нерастворимого остатка в секционных бороздовых пробах (длина секции 1—1,5 м). Внутри интервалов, отнесенных к фосфоритовым горизонтам, очень часто встречаются тонкие прослои доломитов, кремнистых доломитов и доломитов, содержащих не более 5—10%  $P_2O_5$  и меньше. Поэтому собственно фосфоритовые элементы горизонтов значительно богаче фосфорным ангидридом против приведенного среднего по горизонту содержания. Однако выделение таких элементов практически невозможно, настолько тонко и тесно они связаны с менее богатыми. Но в интервалах, разделяющих пласты фосфоритов (пласты 2, 4, 6, 8), встречаются как участки, обогащенные тонкими прослоями фосфоритов, так и довольно мощные (0,5 м) прослои фосфоритов. Эти участки и обуславливают сравнительно высокие средние цифры содержаний полезного компонента, в то время как собственно в доломитах и кремнях, разделяющих пласты фосфоритов, содержание  $P_2O_5$  не превышает 1—2%. В общем, при детальном рассмотрении разреза пачки восточного фланга выявляется теснейшая связь и единство всех пород, участвующих в ее строении.

Фосфориты, вскрываемые канавой 23, замечательны следующими особенностями. Типичных полосчатых разностей здесь нет, господствуют неяснослоистые фосфориты кремнисто-карбонатного состава, в которых фосфатное вещество образует выделения неправильной формы и различных размеров. В верхах пачки появляются характерные оолитовые и оолитовозернистые фосфориты, отсутствующие в других участках месторождения. Фосфатное вещество встречается по всей 90-метровой мощности продуктивной пачки, так что средневзвешенное содержание  $P_2O_5$  по канаве 23 составляет 15%, а продуктивность ее равна 40—45 т  $P_2O_5/м^2$ .

Далее к югу, на участке между р. Хэсэн-Гол и Онголиг-Гол (канавы 47, 43, 21) на протяжении примерно 5 км мощность пачки уменьшается и выдерживается в пределах 50—70 м. В составе ее выделяется от трех до пяти горизонтов фосфоритов, совершенно не коррелирующихся по простиранию. Очень необычен разрез пачки в середине этого участка (канавы 43), где отсутствует почти повсеместно встречающийся на месторождении нижний 10-метровый горизонт фосфоритов. Вместо него здесь имеется два 3-метровых пласта, разделенных фосфатсодержащими кремнистыми доломитами, мощностью 5 м. Необычен также очень мощный безрудный интервал, который составляет около 30 м и приходится на основную по мощности среднюю часть разреза пачки. Он состоит из доло-



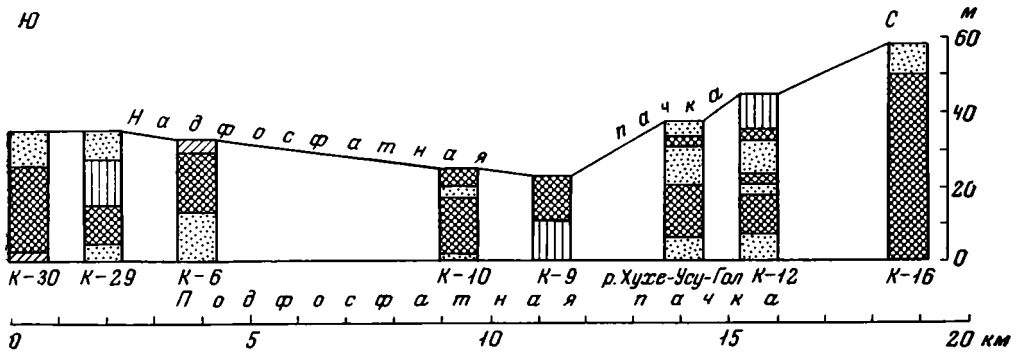


Рис. 32. Схема строения фосфоритонесущей пачки Хубсугульского месторождения по простиранию (западный фланг)

Условные обозначения см. на рис. 31

митов, содержащих не более 1–2%  $P_2O_5$ . В южной части рассматриваемого участка мощность «нижнего» горизонта увеличивается до 14 м, а содержание  $P_2O_5$  вместо обычных 20–21% падает до 14%.

На протяжении следующих к югу 3 км (канавы 52, 22, 42) мощность пачки уменьшается до 25–35 м, а число горизонтов фосфоритов — до одного. Мощность этого единственного горизонта увеличивается с севера на юг от 5 до 14 м при довольно постоянном содержании  $P_2O_5$  на уровне 20–21%. Продуктивность пачки в ее разрезе по канаве 52 опускается до 7 т  $P_2O_5$  — минимального значения для всего восточного фланга, а в канаве 42 вновь поднимается до 13 т и не меняется более вплоть до берега озера.

«Однопластовое» строение пачки в общем сохраняется и далее к югу (канавы 41, 25, 26, 38). Этот единственный пласт, или горизонт, меняет мощность от 7 до 17 м. В разрезе канавы 41, где мощность горизонта составляет около 13 м, ниже и выше его располагаются известковистые песчаниковые фосфатсодержащие породы (11–12%  $P_2O_5$ ). Они в свою очередь вверх и вниз по разрезу пачки сменяются доломитами, содержащими 2–6%  $P_2O_5$ . В разрезе канавы 42 границы пласта очень резкие: содержание  $P_2O_5$  в породах кровли и почвы менее 5%.

Интересные детали обнаруживаются при детальном изучении участка канавы 38, где фосфоритонесущая пачка вскрывается также скважинами. В низах ее резко обособлен пласт богатых (25–27%  $P_2O_5$ ) карбонатных полосчатых фосфоритов, отделяющийся 3-метровым горизонтом фосфатсодержащих доломитов от второго 2-метрового пласта фосфоритов. Эти доломиты производят впечатление более поздних образований сравнительно с обычными микрозернистыми бесфосфатными доломитами. Фосфат сохраняется в них лишь в виде реликтовых остаточных участков, замещающихся карбонатом. Выше лежат брекчиевые карбонатные и кремнистые, довольно бедные фосфориты мощностью около 5,5 м. Затем следуют бесфосфатные доломиты, известняки, реже кремни общей мощностью около 50–60 м, венчающиеся 2–3-метровым пластом карбонатных зернистых фосфоритов, выше которых фосфатсодержащих пород нет.

Таким образом, мощность пачки составляет около 80 м, причем средняя и верхняя ее части приходится на бесфосфатные карбонатные породы.

По западному флангу продуктивная пачка тянется с севера на юг примерно на 25 км от лиманного озера на берегу оз. Хубсугул, до того места, где пачка срезается массивом щелочных пород. Строение ее на этом протяжении меняется также весьма существенно.

На севере, на участке центриклинального замыкания Хэсэнской син-

кливали фосфоритоносная пачка вскрыта несколькими канавами, скважинами и штольной. Судя по этим данным, продуктивная пачка имеет здесь мощность 50—60 м, надело слагаясь довольно богатыми (~20%  $P_2O_5$ ) карбонатными фосфоритами и представляя собой по существу единый мощный пласт фосфоритов (рис. 32). Столь мощных пластов фосфоритов нигде более на месторождении нет. Продуктивность пачки составляет здесь 40—42 т  $P_2O_5$ , т. е. ту же величину, что и на севере восточного фланга. Появление таких мощных выходов фосфоритов можно объяснить первичными причинами (раздувом пласта), либо тектоническим сдвиганием. Наблюдениями, проведенными на этом участке, не отмечено каких-либо признаков, указывающих на усложнение строения пласта благодаря тектоническим причинам. Скорее всего, увеличение мощности определяется какими-то первичными факторами, на что указывает также близость значений продуктивности пачки по канаве 16 и в северной части восточного фланга.

Следуя далее к югу, фосфоритоносную пачку можно наблюдать в многочисленных выходах на водоразделах и склонах. Вначале (канавы 12) она состоит из трех горизонтов, разделенных кремнями, известняками и доломитами: мощного (10—12 м) нижнего и двух более тонких — среднего (2—2,5 м) и верхнего (4—5 м). Средний горизонт ассоциирует с кремнями и чрезвычайно невыдержан, что наблюдается даже непосредственно в обнажениях. Верхний горизонт представлен тонко чередующимися (0,5—1 см) полосками, сложенными черным известняком и кремнисто-фосфатным материалом.

Фосфоритоносная пачка очень хорошо обнажена на правом берегу ручья Хухэ-Усу-Гол, в верховьях (непосредственно к северу от канавы 11). Наиболее характерными элементами ее являются два выдержанных пласта черных тонкоплитчатых углеродисто-кремнистых сланцев (н. о. более 80%), мощность по 7—8 м, один из которых лежит ниже основного (нижнего) горизонта фосфоритов, а другой — выше его. Сланцы содержат тонкую сульфидную вкрапленность. Выходы их на поверхность покрыты ржаво-бурыми натеканиями.

Разрез основного горизонта фосфоритов, мощность которого составляет до 12—15 см, начинается полосчатыми фосфоритами, в которых черные монофосфатные полоски толщиной от одного до нескольких сантиметров чередуются с миллиметровыми доломитовыми. Выше в этом чередовании участвуют доломито-фосфатные полоски, состоящие из крупных округлых фосфатных зерен, диаметром 1—2 мм, сцементированных более светлым зернистым доломитом. Далее вверх по разрезу выдержанные монофосфатные полоски уже не встречаются, хотя слоистое сложение пород сохраняется. Прослойки отличаются одна от другой характером выделений фосфатного материала: в одних он слагает зерна, в других — линзочки, в третьих — бобовины.

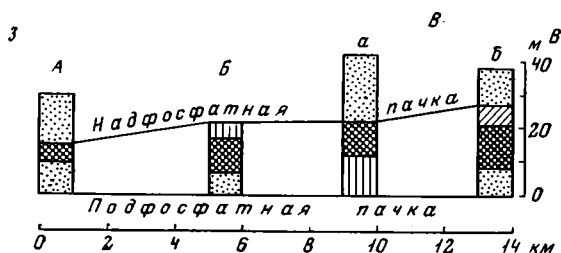
Далее к югу, по правому берегу р. Монголин-Ясуту-Гол (канавы 9, 10, 6, 29 и 30) мощность пачки падает до 20—30 м. Повсюду в кровле ее здесь выделяется горизонт кремней, мощность которого достигает нескольких десятков метров. В низах горизонта кремни заметно фосфатны, в верхах совершенно бесфосфатны. На этом участке имеется лишь один фосфоритовый горизонт, мощностью в среднем 10—15 м, сложенный преимущественно кремнистыми фосфоритами. Содержание фосфата у нижней границы меняется весьма резко, у верхней — плавно. Повсюду сохраняется два пласта черных сланцев.

Фосфоритоносная пачка на юге срезается Ихеульским массивом девонских (?) сиенитов — штокообразным круглым в плане телом, площадью около 30 км<sup>2</sup>. Макроскопически экзоконтактные изменения выражаются в появлении иголок тремолита, наблюдавшихся как в доломитах, так и в фосфоритах.

Рис. 33. Схема строения фосфоритоносной пачки Хубсугульского месторождения вкрест простирания

А — фосфатопроявление Бага-Цаган-Гол; Б — фосфатопроявление Баян-Дзурихе; В — Хубсугульское месторождение; а — западный фланг, б — восточный фланг.

Условные обозначения см. на рис. 31



Проследивание продуктивной пачки по простиранию показывает ее чрезвычайную изменчивость. Отдельные ее элементы, например горизонты фосфоритов, намечающиеся в одной канаве, совершенно не узнаются в соседней. Некоторое исключение из этого правила составляет главный горизонт фосфоритов, почти всегда присутствующий, располагающийся в нижней части пачки и подстилающийся бурыми плитчатыми глинистыми доломитами подфосфатной пачки. Часто он оказывается единственным в пачке. Но и в этом случае он располагается обычно ближе к подошве, чем к кровле. Этот горизонт по простиранию существенно меняется как по мощности, так и по характеру нижней и верхней границ. Содержание фосфорного ангидрида в нем довольно устойчиво и находится на уровне 20–22%, изредка опускаясь до 19% или поднимаясь до 24–27%.

Мощность и продуктивность пачки увеличивается с юга на север, достигая максимальных значений (90 м) на левобережье р. Хэсэн-Гол. По-видимому, в этом районе пачка, действительно, наиболее насыщена фосфором, так как далее к северу, за пределами собственно Хубсугульского месторождения мощность и продуктивность ее снова резко уменьшаются соответственно до 10–20 м и 7 т  $P_2O_5$ .

### Поведение фосфоритоносной пачки вкрест простирания

Некоторое представление о поведении фосфоритоносной пачки вкрест простирания бассейна можно получить, сравнив восточный и западный фланги месторождения, отстоящие друг от друга на расстояние около 6 км. Восточный фланг по сравнению с западным отличается следующими показателями:

1) в целом большими значениями мощности пачки, суммарной мощности пластов фосфоритов и продуктивности; 2) более значительным паз-

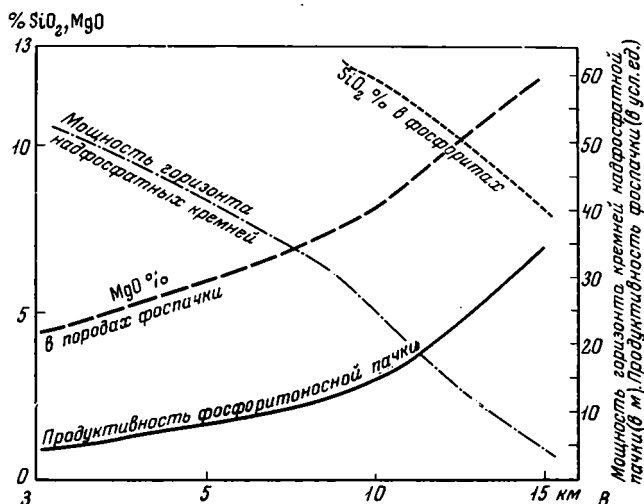


Рис. 34. Графики некоторых параметров фосфоритоносной и надфосфатной пачек по поперечному профилю через Хубсугульское месторождение (положение профиля см. на рис. 33)

витиём карбонатных фосфоритов; 3) слабым распространением кремнистых фосфоритов и очень слабо выраженным горизонтом кремней, маркирующим кровлю продуктивной пачки; 4) более резкой изменчивостью внутреннего строения пачки; 5) абсолютным господством доломитов среди карбонатных пород пачки.

Интересно проследить характер изменений пачки далее к западу, по направлению к внутренним частям бассейна. К западу от месторождения имеется, по крайней мере, два участка, в которых выходит продуктивная пачка (рис. 33). Один из них располагается в пределах Баян-Дзурихского блока, второй — по западному крылу Арасанской антиклинали. К обоим участкам приурочены одноименные фосфатопроявления. Рассматривая эти участки совместно с Хубсугульским месторождением, можно получить представление о характере изменений пачки вкрест простирания на расстоянии около 15 км.

К чему же сводятся изменения пачки вкрест простирания? В направлении с востока на запад постепенно уменьшается мощность пачки. Уменьшается также суммарная мощность пластов фосфоритов, слагающих пачку. В том же направлении, в общем, падают содержания фосфора в фосфоритах. Как результат этих изменений, заметно уменьшается продуктивность пачки. На востоке она равна в среднем 40—45 т  $P_2O_5/m^2$ , в средней части рассматриваемого 15-километрового интервала — 10 т, а на крайнем западе — 3—4 т. График продуктивности пачки четко коррелируется с графиком содержаний  $MgO$  в карбонатных породах пачки, которое отчетливо уменьшается с востока на запад (рис. 34). Противоположную направленность имеет график, иллюстрирующий мощность горизонта кремней, перекрывающих фосфоритоносную пачку. Наибольшую мощность этот горизонт имеет на западе, на востоке же кремни значительно утоняются, местами вовсе выклиниваясь. Аналогичным образом уменьшается значение величины нерастворимого остатка в фосфоритах. В общем, фосфоритоносная пачка испытывает очень резкие изменения и вкрест простирания. Имея в виду практическую оценку месторождения, эти изменения можно резюмировать таким образом: основные параметры пачки (продуктивность, мощность пластов, качество фосфоритов и т. п.) ухудшаются в направлении с востока на запад, т. е. от борта ХФБ к его осевой зоне.

Что касается непосредственно наблюдаемых и прослеживаемых в поле изменений по падению пачки, то, ориентируясь на наблюдения на вершинах хребтов, с одной стороны, и в днищах рек, с другой, можно заметить, что существенных изменений в характере пачки по падению не происходит. В частности, подобные наблюдения были сделаны на дне долины р. Хухэ-Усу-Гол и на левом ее водоразделе, разница в абсолютных отметках которых составляет около 400 м. На расстоянии около 200 м на глубину фосфоритоносная пачка подсечена скважинами. В обоих случаях принципиальных изменений в характере пачки не отмечается.

### *Масштабы месторождения*

Фосфоритоносная пачка Хубсугульского месторождения вскрыта кернами примерно через каждый километр. До глубины 180—200 м она подсечена единичными буровыми скважинами. В одном месте фосфоритоносная пачка подсечена штольной. Запасы месторождения до глубины 200 м, по данным М. М. Музалевского, составляют около 432 млн. т фосфоритов при содержании  $P_2O_5$  около 20,7%.

Прогнозные запасы, подсчитанные до уровня оз. Хубсугул, составляют 517,9 млн. т. Общие геологические запасы близки к 1 млрд. т (Музалевский, 1970). Музалевский полагает, что месторождение недоразведано и что при доразведке запасы его могут увеличиться, примерно, вдвое.

## Фосфатопоявления Джиглиг и Хара-Усу-Гол

К северу от Хубсугульского месторождения продуктивные горизонты низов хубсугульской серии выходят в верховьях правого притока р. Арасан — р. Хара-Усу-Гол и на левобережье р. Джиглиг-Гол. В обоих этих участках имеются фосфатопоявления, небольшие по масштабам, но интересные в том отношении, что по ним можно судить о поведении фосфоритоносной пачки в более северных участках восточного борта ХФБ.

Положение фосфоритоносной пачки в разрезе определяется на обоих участках вполне однозначно: она располагается в доднурских доломитах, в 200—300 м от кровли дархатской серии, которая очень широко развита на участке Джиглиг и в виде узкой, широтно вытянутой полосы, ограниченной с юга разломом, выходит на участке Хара-Усу-Гол. В обоих участках верхи дархатской серии представлены очень характерным комплексом пород — бордовыми, красноватыми, зеленоватыми алевролитами и желтыми, оранжевыми с поверхности кремнистыми доломитами.

Фосфоритоносная пачка на обоих участках, как и на Хубсугульском месторождении, залегает среди доломитов, брекчиевидных и конгломератовидных, ниже фосфоритов и тонкослоистых — выше их. Продуктивная пачка подстилается красноцветной подфосфатной пачкой и перекрывается кремнями. На участке Хара-Усу-Гол, располагающемся в зоне, интенсивно нарушенной разломами, она представлена неполно. Мощность ее около 20 м. Выделяются два пласта карбонатных и крупнозернистых кремнистых фосфоритов, мощностью 3 и 5 м. Продуктивность ее оценивается величиной порядка 7 т  $P_2O_5/m^2$ .

Более полно выражена фосфоритоносная пачка на участке Джиглиг. Разрез ее следующий (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Нижний фосфоритовый горизонт, сложенный черными полосчатыми тонкослоистыми карбонатными фосфоритами, содержащими 21,4% $P_2O_5$	10
2. Доломиты брекчиевидные, фосфатсодержащие (4—5% $P_2O_5$ )	7
3. Средний фосфоритовый горизонт, состоящий из карбонатных фосфоритов брекчиевого сложения (19% $P_2O_5$ )	6
4. Доломиты с прослоями кремня, местами фосфатсодержащие	18
5. Верхний фосфоритовый горизонт, представленный оолитово-зернистыми плитчатыми фосфоритами (около 20% $P_2O_5$ )	9

Общая мощность пачки около 50 м, продуктивность ее высокая и составляет около 15—17 т  $P_2O_5/m^2$ , — цифра, довольно типичная для Хубсугульского месторождения.

Фосфориты Джиглигского участка — карбонатные (нерастворимый остаток 3,3%), с хорошо выраженным полосчатым сложением. Одни из плоскостей доломитовые либо кремнисто-доломитовые, другие — монофосфатные либо состоят из агрегата фосфата и доломита. Встречаются разновидности с разнообразными выделениями фосфатного материала, тесно связанные в одних и тех же образцах с полосчатыми фосфоритами.

На участке Хара-Усу-Гол имеются как кремнистые (н. о. 23%), так и карбонатные фосфориты. Последние либо крупнозернистые, лишённые слоистости, либо неяснослоистые с выделениями фосфата неправильной формы. По содержанию фосфорного ангидрида карбонатные и кремнистые фосфориты близки.

Фосфоритоносная пачка выдержана на глубину. Она наблюдалась как на левом водоразделе р. Джиглиг-Гол, так и у уреза воды. Превышение водораздела над урезом воды составляет 500 м. На этом расстоянии пачка практически не меняется. В плане пачка прослежена на расстояние 2 км, определяемое размерами блока, сложенного породами доднурской свиты. На большую протяженность пачки вряд ли можно рассчитывать. Запасы проявления довольно значительны, составляя несколько десятков миллио-

нов тонн. Перспектив на их увеличение нет. На участке Хара-Усу-Гол фосфоритоносные отложения развиты значительно шире, однако фосфоритоносная пачка по простиранию не прослежена.

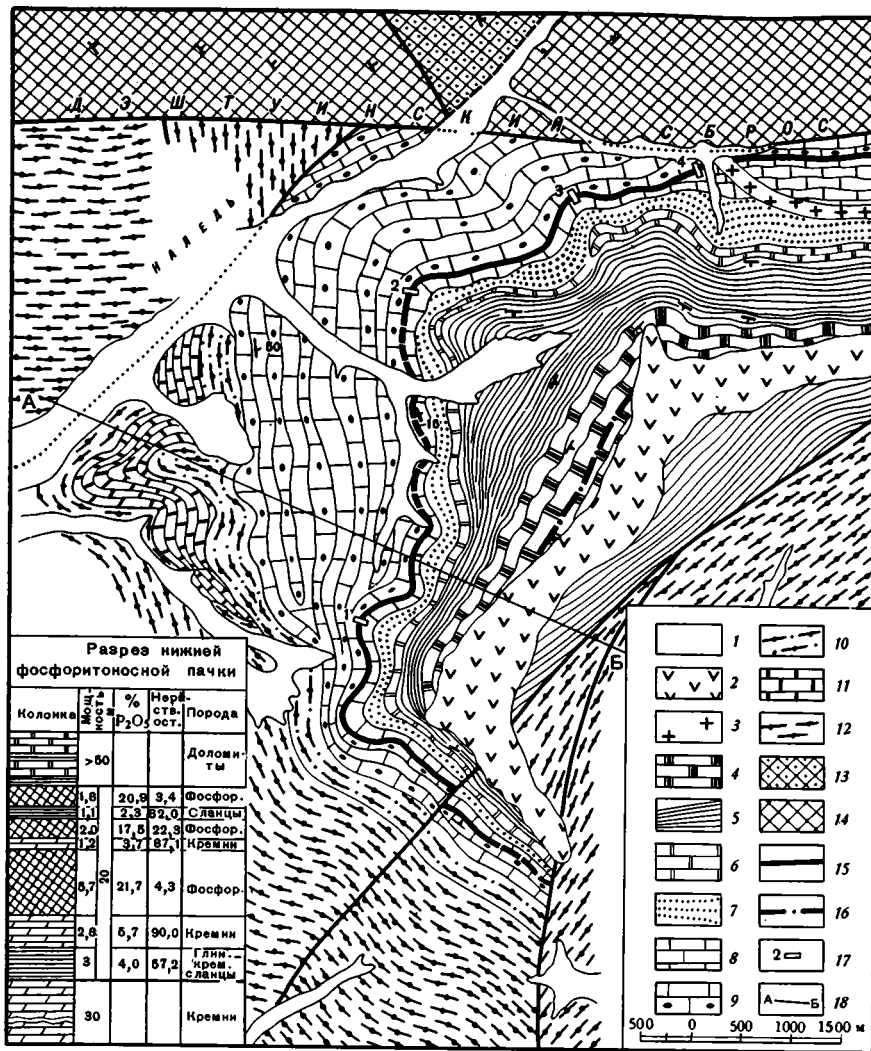
### Месторождение Улеин-Даба

В 50 км севернее Хубсугульского месторождения и в 40 км восточнее Ринчин-Лхумбэ находится месторождение Улеин-Даба. Оно располагается на левом берегу р. Усун-Хучжир-Гол — крупного правого притока р. Арасан. Месторождение лежит в живописной горно-таежной местности со значительными относительными превышениями. С востока, со стороны оз. Хубсугул к нему ведет вьючная тропа. С запада, по долине р. Арасан автотранспортом можно доехать до претора на р. Усун-Хучжир-Гол, находящегося в 10 км южнее месторождения. Территория района месторождения, особенно та ее часть, которая сложена фосфоритоносными отложениями хубсугульской серии, хорошо обнажена.

*Геологическое строение.* В отличие от более южных районов восточного борта, в районе месторождения Улеин-Даба вскрывается полный разрез древних толщ, что позволяет однозначно определить стратиграфическое положение фосфоритоносных отложений. Основным структурным элементом района является Дэштуинский сброс — крупный широтный разрыв, ограничивающий с севера распространение фосфоритоносных толщ. Этот сброс вырисовывается как важная конседиментационная структура, регулировавшая осадконакопление древних толщ. Кроме того, он выявляется в качестве зоны повышенного метаморфизма этих толщ. В северном поднятом крыле сброса выходят метаморфические породы окинской свиты, а в южном опущенном — карбонатные и терригенные породы дархатской и хубсугульской серий. Первые дислоцированы в узкие сжатые изоклинальные складки и слагают Ламбиштингский блок. Вторые образуют обширную брахисинклинали, несколько вытянутую с юга на север и рассеченную двумя сбросами. В современной структуре сохранилась лишь западная половина брахисинклинали, восточная же поднята по одному из сбросов и эродирована. По западному крылу синклинали, к которому приурочено месторождение, слои падают к востоку, а на северной и южной оконечностях месторождения соответственно к юго- и северо-востоку. Углы падения в полосе, примыкающей к долине р. Усун-Хучжир-Гол, которая приурочена к одному из сбросов, сравнительно круты и составляют 45—50°. Чем далее к востоку, тем углы становятся все более и более пологими, так что фосфоритоносная пачка падает уже под углами 15—20° (рис. 35).

В стратиграфическом разрезе участка месторождения ясно обособляются два крупных комплекса пород. Нижний комплекс представляет метаморфические сланцы, обнажающиеся по северному крылу Дэштуинского сброса. Это — биотитовые и биотит-гранатовые сланцы окинской свиты. В ее составе выделяются две части. В верхней, в отличие от нижней, метаморфические сланцы содержат прослои и линзы мраморизованных известняков.

Верхний комплекс охватывает дархатскую и хубсугульскую серии. Как та, так и другая существенно отличаются от одновозрастных отложений более южных районов. В дархатской серии известняки и доломиты встречаются не только в верхах, но и довольно низко по разрезу. Наблюдаются также характерные ярко окрашенные бурые, желтоватые, оранжевые рассланцованные карбонатные породы сложного анкерит(?) - доломитового состава. Вдоль Дэштуинского сброса изобилуют грубообломочные терригенные породы, в частности конгломераты с галькой гранитов и эффузивов кислого состава. Хорошо обнаженные разрезы хубсугульской серии можно наблюдать по левому берегу р. Усун-Хучжир-Гол. Нижние



**Разрез нижней фосфоритоносной пачки**

Колонка	Мощность, м	% P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Нер-ств. ост.	Порода
	>50			Доломиты
1,8	20,8	3,4		Фосфор.
1,1	2,3	52,0		Сланцы
2,0	17,5	22,3		Фосфор.
1,2	3,7	18,7		Ильменит
5,7	21,7	4,3		Фосфор.
2,8	5,7	90,0		Кремни
3	4,0	67,2		Глин-крем-сланцы
30				Кремни

Геологический разрез по линии А-Б



Рис. 35. Геологическая карта месторождения Улейн-Даба

1 — четвертичные аллювиальные отложения; 2 — кайнозойские базальты; 3 — палеозойские гранитоиды. Хубсугульская серия: 4 — желтые доломиты, 5 — рассланцованные алевриты, 6 — серые доломиты, 7 — филиты с прослоями доломитов, 8 — слоистые известняки, 9 — массивные известняки, 10 — бурые анкеритовые (?) сланцы, 11 — белые доломиты; 12 — дархатская серия (песчаники и сланцы). Окинская свита: 13 — биотитовые сланцы и мраморы, 14 — биотитовые и биотит-гранатовые сланцы. Фосфоритоносные пачки: 15 — нижняя, 16 — верхняя; 17 — разрезы фосфоритоносной пачки, приводимые в тексте; 18 — линия геологического разреза

горизонты выходят на крутых склонах долины реки, а наиболее высокие — в устье квесты, венчающей ее левый водораздел (снизу вверх):

1. В основании разреза, на слоенных зеленоватых и желто-бурых глинистых сланцах дархатской серии лежат белые доломиты, местами кремнистые, полого падающие к северо-востоку. Увеличение мощности происходит с юга на север . . . . . 100—200

Мощность, м

2. Тонкослоистые пестроокрашенные алевролиты, содержащие тонкие прослой бурых, с поверхности анкеритовых (?) сланцев . . . . .	100
3. Известняки белые, массивные, с подчиненными прослоями доломитов . . . . .	до 400
4. Фосфоритоносная пачка . . . . .	30—50
5. Серые рассланцованные алевролиты и глинистые сланцы . . . . .	20—50
6. Доломиты светлые . . . . .	30
7. Глинистые сланцы и рассланцованные алевролиты, увеличение мощности наблюдается с юга на север . . . . .	100 до 250—300
8. Доломиты желтоватые и буроватые, выходящие из-под базальтов в северной части квесты . . . . .	100

Общая видимая мощность разреза около 1000 м. По-видимому, его следует параллелизовать с доднурской свитой лишь за исключением слоев 7 и 8. Следует отметить две его особенности: широкое развитие некарбонатных пород и появление мощной пачки известняков в нижней «под-фосфатной» части разреза.

Фосфоритоносная пачка прослежена на расстояние около 9—10 км. В целом, она имеет сложную извилистую конфигурацию с выпуклостью, обращенной к западу. Эта пачка подстилается известняками низов хубсугульской серии, мощность которых с севера на юг в пределах месторождения уменьшается от 400 до 100 м, в соответствии с чем в направлении с севера на юг уменьшается расстояние по мощности от подошвы толщи карбонатных пород до продуктивной пачки. Разрез хубсугульской серии выше продуктивной пачки замечателен появлением рассланцованных алевролитов, содержащие угловатые включения, линзы и прослой яркоокрашенных доломитов. Эти породы близко напоминают «дырчатые» сланцы.

**Фосфатность.** На месторождении Улеин-Даба фосфориты обнаружены и изучены в составе первой (главной) фосфоритоносной пачки, лежащей в нижней части доднурской свиты, и отмечены в более высоких горизонтах свиты. Строение главной пачки изучено на участке, находящемся южнее линии профиля АБ (см. рис. 35, разрез 1). Мощность ее составляет здесь около 20 м. Выделяются три пласта фосфоритов, мощностью от 2 до 7 м и содержанием  $P_2O_5$  от 17,5 до 21,7%. Два из них (нижний и верхний) слагаются черными полосчатыми карбонатными фосфоритами (н. о. 2—4%), в которых довольно часто встречаются сравнительно бедные фосфатом прослой кремней. Средний пласт состоит из тонкополосчатых кремнистых фосфоритов (н. о. 22%). Фосфатный материал в этих породах образует основную ткань, в которую включены мельчайшие выделения халцедона. Продуктивность пачки составляет около 7 т  $P_2O_5/m^2$ .

В северной части месторождения, у перегиба меридиональных простираний на северо-восточные (рис. 35, разрез 2) пачка сохраняет ту же мощность, однако внутреннее строение ее существенно меняется. В разрезе здесь можно выделить лишь два пласта — нижний и верхний — средний же «растворяется» в толще фосфатсодержащих кремней, разделяющих два пласта. Еще более резкие изменения выступают из сравнения со следующим к востоку пересечением (рис. 35, разрез 3). В этом разрезе пачке соответствуют черные кремни мощностью около 25 м, содержащие прослой доломитов. Среди кремней имеются брекчиевидные фосфатсодержащие (первые проценты  $P_2O_5$ ) разности, приуроченные к верхам пачки, где также встречаются тонкие прослой полосчатых карбонатных фосфоритов. В общем разрез 3 заметно беднее фосфатом по сравнению с первыми двумя. Но в 1 км восточнее, в разрезе 4, насыщенность пачки фосфатом вновь резко возрастает. Мощность ее здесь около 20 м, из которых нижние 10 м приходятся на фосфатсодержащие кремни и вмещающиеся ими незначительные по мощности прослой фосфоритов, а верхние 10 м — на пласт фосфоритов. Это наиболее мощный пласт из отмеченных на территории месторождения. Он сложен обычными для ХФБ черными полосчатыми карбонатными фосфоритами, содержащими 24—25%  $P_2O_5$ .



Разрез 4 располагается непосредственно в зоне Дэштуинского сброса, в пределах которой породы заметно более высоко метаморфизованы, чем на удалении от нее. Так, сланцы окинской свиты, обычно представленные серицитовыми или хлорит-серицитовыми разностями, превращаются здесь в биотит-ставролитовые, кианитовые и гранатовые сланцы; песчаники дархатской серии — в сливные кварцитоподобные породы; карбонатные породы хубсугульской серии — в мраморы, местами несущие минеральные новообразования в виде тремолита, диоксида и др.

Фосфориты, находящиеся в зоне сброса, не составляют исключения и, как другие породы, заметно метаморфизованы. Метаморфизм макроскопически выражается в осветлении фосфатных полосок и в появлении в них зернистого сложения. Доломитовые полоски, разделяющие фосфатные, приобретают характерное грубозернистое строение, причем агрегат зерен напоминает небольшие чечевицы. Фосфориты пронизаны тончайшими прожилками вторичного кальцита. По трещинкам в них развиваются вторичные минералы зоны окисления сульфидов: азурит, малахит, гематит и др.

Сопоставляя наблюдения по четырем разрезам основной фосфоритоносной пачки, можно заключить, что она подвержена чрезвычайно резким изменениям по простиранию. Градиент этих изменений более резкий на севере, у Дэштуинского сброса, и меньший на юге. Мощность пачки существенно не меняется, оставаясь повсюду в пределах 20—30 м. Характерна высокая насыщенность пачки кремнями.

Помимо основной фосфоритоносной пачки на участке месторождения имеется, по меньшей мере, еще одна, заключенная в более высоких горизонтах доднурской свиты. Обломки фосфоритов, принадлежащие этой пачке, наблюдались под уступом базальтовой квесты примерно в 2 км южнее разреза 3. Эта пачка, по-видимому, приурочена к яркоокрашенным доломитам верхней части доднурской свиты. В ее составе — светлые желтоватые песчаниковые фосфориты и доломиты, несущие отдельные фосфатные зерна. По-видимому, эта пачка беднее, чем основная.

Масштабы месторождения Улеин-Даба трудноопределимы из-за значительной изменчивости фосфоритоносной пачки по простиранию и недостаточной ее изученности. Рассматривая разрез 1 (рис. 35), как типичный и учитывая суммарную мощность фосфоритовых пластов, равную 11 м, то при протяженности до 10 км и глубине до 200 м запасы составят около 70 млн. т фосфоритов с содержанием около 21%  $P_2O_5$ . Если из этого подсчета исключить участки выклинивания фосфоритоносных пластов типа установленных в разрезе 3, то предполагаемая цифра уменьшается до 50 млн. т.

Имеются определенные перспективы на увеличение масштабов месторождения в северной его части как за счет продолжения основной фосфоритоносной пачки к востоку, так и путем поисков других фосфоритоносных горизонтов, которые, несомненно, имеются в районе месторождения, но пока еще не установлены в коренных выходах.

### Ухагольское месторождение

В 60 км к северу от Улеиндабанского месторождения фосфоритов лежит Ухагольское. Оно расположено в юго-восточной части Восточного Саяна (рис. 36). Фосфоритоносная пачка, простираясь меридионально, пересекает государственную границу СССР и МНР, так что северный участок месторождения находится на советской территории (Окинский аймак Бурятской АССР), а южный — на монгольской (Хубсугульский аймак).

Рельеф в районе месторождения расчленен очень резко; превышения водоразделов над долинами достигают 500—600 м. Водоразделы — либо

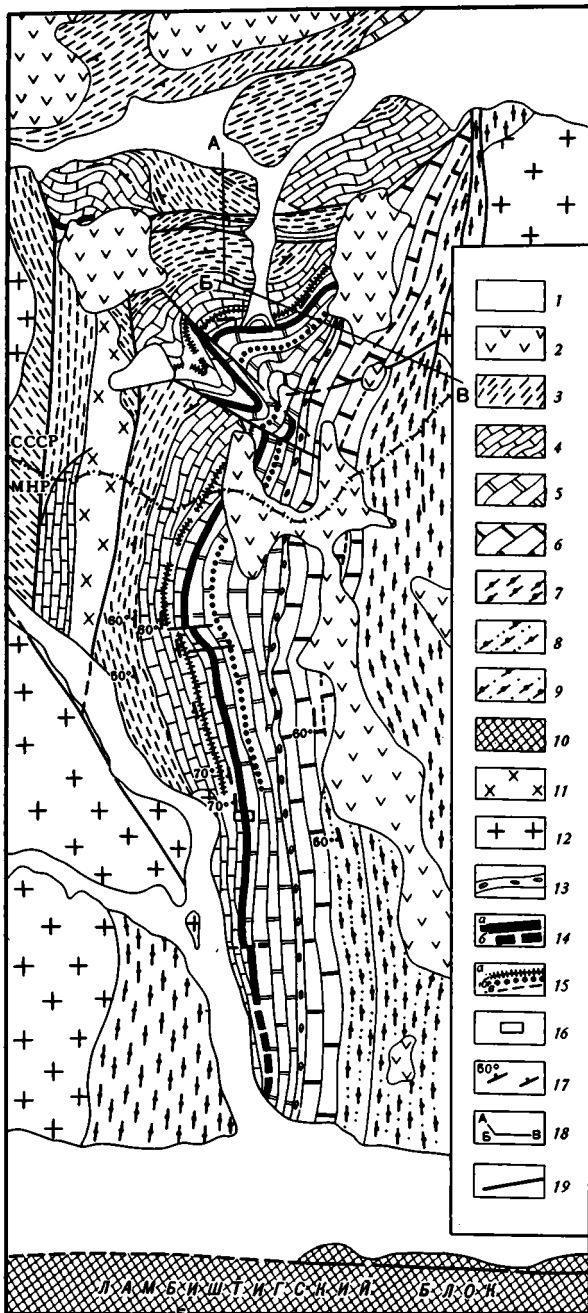


Рис. 36. Геологическая карта Ухагольского месторождения

- 1 — четвертичные рыхлые отложения;
- 2 — кайнозойские базальты. Боксонская свита (хубсугульская серия);
- 3 — песчано-сланцевая толща,
- 4 — известняково-доломитовая толща,
- 5 — продуктивная или доломитово-фосфоритовая толща,
- 6 — доломитовая толща.
- 7 — Сархойская свита (дархатская серия);
- 8 — нерасчлененные, преимущественно терригенные породы,
- 9 — верхняя пестроцветная терригенная толща,
- 10 — нижняя эффузивная толща;
- 11 — зеленые сланцы окинской свиты;
- 12 — среднепалеозойские гранитоиды;
- 13 — нижнепалеозойские гранитоиды;
- 14 — горизонт бокситоподобных пород.
- 15 — фосфоритоносные пачки: а — главная или третья (а — прослеженная, б — предполагаемая);
- 16 — местоположение разреза главной пачки, приводимого в тексте;
- 17 — элементы залегания;
- 18 — линия геологического разреза,
- 19 — разломы



Рис. 37. Осевая часть Восточного Саяна в районе Ухагольского месторождения

плоские, бронированные базальтовыми потоками, либо островерхие, скалистые. Долины — широкие, троговые, с узкими каньонообразными русловыми врезами. Месторождение лежит выше границы леса — в зоне альпийских лугов и кустарников либо курумов, вовсе лишенных растительности (рис. 37). С юга и севера оно естественно ограничивается магистральными долинами рек Ихе-Хоро-Гол и Хорё. Обе реки текут к востоку, первая — в оз. Хубсугул, вторая — в р. Оку. По широким плоскостным долинам этих рек месторождение сравнительно легко доступно с востока — от оз. Хубсугул либо с Мондинского тракта. С запада доступа к нему практически нет. Наиболее удобной транспортной артерией следует считать р. Ихе-Хоро-Гол, по долине которой проходит автомобильная дорога от г. Турту — северного порта оз. Хубсугул — на запад, почти до южного участка. Сообщение между южным и северным участками возможно через пер. Уха-Даба, с которого стекают две реки — Уха-Гол (северная) и Уха-Гол (южная). По долинам этих рек в пределах самого месторождения проходят вьючные тропы.

Восточный Саян уже давно привлекал внимание исследователей как район, перспективный на фосфатное сырье. Вначале объектом поисковых работ были кристаллические апатитоносные породы, встречающиеся в составе слюдянской серии. Затем, после открытия Н. С. Ильиной Боксонского месторождения бокситов, начались поиски собственно фосфоритов. В бассейне р. Боксон А. Ф. Калмыковым и А. А. Гапеевым в 1950 г. фосфатопоявления были обнаружены в графитисто-бокситовой подсвите боксонской свиты. Они представлены кварцевыми песчаниками и ожелезненными глинистыми сланцами, содержащими от 0,5 до 7,3%  $P_2O_5$ . Присутствие фосфатсодержащих песчаников в верховьях р. Уха-Гол (северная) в основании верхнебоксонской подсвиты отмечал В. П. Арсентьев, которым были обнаружены также гальки богатых фосфоритов.

Исследованиями П. М. Ширяева и О. П. Егоровой в 1966 г. в пределах Ухагольского синклинали фосфатсодержащие породы были обнаружены на двух стратиграфических уровнях. Нижний уровень представлен прослоями (0,15—0,2 м) алевролитов и песчаников, содержащих от 0,09 до 5,95%  $P_2O_5$ , верхний — фосфатсодержащими доломитами (0,53 до 4,18%

$P_2O_5$ ). Первый относится к нижнебоксонской свите, второй — к верхнебоксонской. Эти исследования проводились непосредственно на северном участке Ухагольского месторождения, однако основная фосфоритоносная пачка была пропущена.

Ухагольское месторождение обязано своим открытием успехам, достигнутым советскими геологами при изучении территории МНР. При прослеживании фосфоритоносных толщ Хубсугульского месторождения к северу в 1967 г. были открыты Улеиндабанское и Табаиннурское месторождения. Последнее представляет южный участок Ухагольского месторождения (Ильин, 1970б). Северный участок был открыт в 1970 г.

*Геологическое строение.* Ухагольское и Улеиндабанское месторождения изолированы друг от друга обширным Ламбиштигским блоком, сложенным преимущественно «зеленосланцевыми» породами окинской свиты и ограниченным с юга и севера крупными широтными разломами — Дэштуинским и Хорогольским. Этот блок лежит в высокогорной местности, удаленной от освоенных районов, и геологически еще очень слабо изучен. Судя по отдельным рекогносцировочным маршрутам, на его территории развиты и отложения хубсугульской серии, среди которых, возможно, имеются какие-то проявления фосфоритов, хотя сколько-нибудь значительных месторождений здесь ожидать не приходится (Волков и др., 1972).

*Стратиграфия и магматизм.* В разрезе боксонской свиты (хубсугульская серия) выделяются две части — нижняя, карбонатная, и верхняя, терригенная (рис. 38), причем в нижнюю входят три толщи (см. разрез): доломитовая (пачки 1—5), продуктивная, или доломитово-фосфоритовая (пачка 6—10), и известняково-доломитовая (пачка 11—14). Разрез представляется в следующем виде (снизу вверх):

Мощность, м

- |  |       |
|--|-------|
| 1. Пачка белых доломитов начинается доломитовой брекчией, залегающей на размытой поверхности красных алевролитов верхов сархойской свиты. Выше следуют белые на выветрелой поверхности и светло-серые на сколе массивные доломиты . . . . .  | 75    |
| 2. Бурые, темно-серые тонкослойные глинисто-кремнистые сланцы, известковые доломиты, фосфатсодержащие доломиты (1,1—4,5% $P_2O_5$ ) . . . . .  | 70    |
| 3. Доломитовые брекчии с линзами и желваками кремня (30 см), переходящие выше в сильно окремненные доломиты . . . . .  | 180   |
| 4. Карбонатно-сланцевая пачка, прослеживающаяся по водоразделу между реками Уха-Гол (северная) и Обо-Гол. Она состоит из нескольких пластов пестроокрашенных карбонатных пород (известняков и доломитов) и черных углеродисто-кремнистых сланцев, мощностью 3—6 м. Как в тех, так и в других встречаются сантиметровые прослои, обогащенные фосфатом. Содержание фосфорного ангидрида колеблется в пределах 2—8% . . . . .   | 25    |
| 5. Доломиты серые внизу, желтоватые и кремневые сверху, повсюду насыщенные кремнистыми гнездами и прожилками, а местами содержащие правильные эллипсоидальные конкреции розового кремня . . . . .<br>Общая мощность доломитовой толщи 750 м.   | 400   |
| 6. В основании с небольшим перерывом и размывом залегают пачка «бокситоподобных пород» — доломитовых брекчий с красным глинисто-железистым цементом, красных глинистых доломитов, лиловых и зеленых алевролитов, аллитов (10—15% $Al_2O_3$ ). Эта пачка литологически сходна с бокситовосной пачкой Боксонского месторождения и, возможно, является ее стратиграфическим аналогом . . . . .  | 20—25 |
| 7. Черные кремнистые слоистые доломиты с отдельными прослоями более светлых разностей . . . . .  | 380   |
| 8. Пачка фосфатсодержащих песчаников, преимущественно кварцевых, сменяющихся вверх фосфатсодержащими доломитами. В тонких прослойках содержание $P_2O_5$ достигает 20—25%, в бороздовых пробах по пластам песчаников мощностью 1 м оно не превышает 9%. В верхней части пачки лежит пласт углеродисто-кремнистых сланцев, содержащих прослои, обогащенные фосфатом, мощностью в несколько десятков сантиметров. Среднее содержание $P_2O_5$ на 13-метровую мощность пласта сланцев — около 11% . . . . . | 25    |

9. Доломиты белые и светло-серые, часто массивные, брекчиевидные, со стромаголитами верхнего рифея . . . . .	130
10. Главная фосфоритовосная пачка (см. ниже) . . . . .	30—60
Общая мощность доломитово-фосфоритовой толщи около 600 м.	
11. Известняки черные, зернистые, слоистые, плитчатые, с отдельными подчиненными по мощности прослоями светлых доломитов . . . . .	100—120
12. Пачка фосфатсодержащих доломитов, разрез которой начинается темно-бурыми фосфатсодержащими доломитами и бурыми на поверхности, серыми на склоне фосфатными песчаниками (8 м) с содержанием $P_2O_5$ около 10%. Выше лежат серые доломиты, затем вновь — 2—3-метровый пласт желтовато-серых фосфатных песчаников и, наконец, белые пелитоморфные доломиты . . . . .	40—50
13. Известняки черные, тонкослоистые, мелкокристаллические, густо насыщенные тонкими кальцитовыми прожилками. В средней части пачки — пласт черных тонкоплитчатых углеродисто-кремнистых сланцев, хорошо заметных издаലെка благодаря буроватой, желтоватой и зеленоватой окраске их выходов . . . . .	200—300
14. Доломиты черные тонкополосчатые внизу, бурые брекчиевидные сверху. Обломки угловаты и состоят почти исключительно из доломитов. Встречаются пласты плитчатых известняков и доломитов. Верхняя половина пачки приходится на известково-доломитовые конгломераты, в которых и цемент и обломки состоят, в основном, из карбонатного материала . . . . .	50—60

Общая мощность известняково-доломитовой толщи — около 500 м.

Песчано-сланцевая толща ложится с размывом на карбонатные породы, начинаясь зелеными конгломератовидными известковистыми сланцами и песчаниками. Выше лежат зеленоватые и бордовые песчаники, глинистые сланцы, рассланцованные алевролиты. Мощность толщи — 600—800 м.

Общая видимая мощность разреза — 2650 м.

Ухагольское месторождение расположено на северной окраине ХФБ изолированно от других месторождений. Приведенный разрез существенно отличается от более южных разрезов и трудно сопоставим с ними. В основу сопоставления следует положить тот очевидный факт, что ухагольский разрез лишен толщ высокого стратиграфического уровня, которые можно было бы сравнить с верхней (кембрийской) частью хубсугульской серии. Такие толщи, содержащие остатки нижнекембрийских организмов, имеются севернее (Боксон-Сархойский прогиб) и южнее (район Хубсугульского месторождения). Отсюда следует, что приведенный разрез отвечает нижней половине хубсугульской серии, причем с поднурской свитой, видимо, следует сравнивать доломитовую и доломитово-фосфоритовую толщи, с хармаинской — известняково-доломитовую, а с босхатской — песчано-сланцевую.

В районе месторождения развиты гранитоидные интрузии двух комплексов: нижне- и среднепалеозойского. Первый представлен крупными изометричными в плане массивами гранитов и гранодиоритов, второй — трещинными телами субцелочных гранитов.

Структура. Ухагольский синклиниорий, выделенный Н. С. Ильиной, представляет собой узкую, меридионально вытянутую, сильно сжатую складку с полно выраженным восточным крылом, осложненным разрывами и частично занятым гранитоидными массивами, и западным в общем редуцированным. Месторождение располагается, в основном, в пределах восточного крыла.

Структура месторождения довольно проста на юге и более сложна на северном участке. На юге она определяется линейными выдержанными меридиональными простираниями слоев с однообразными крутыми падениями к западу и запад-северо-западу под углами в среднем около  $60^\circ$ . На севере меридиональные простирания постепенно сменяются северо-восточными, появляются многочисленные разрывы, которые ограничивают небольшие различно ориентированные блоки. Однако, несмотря на это,

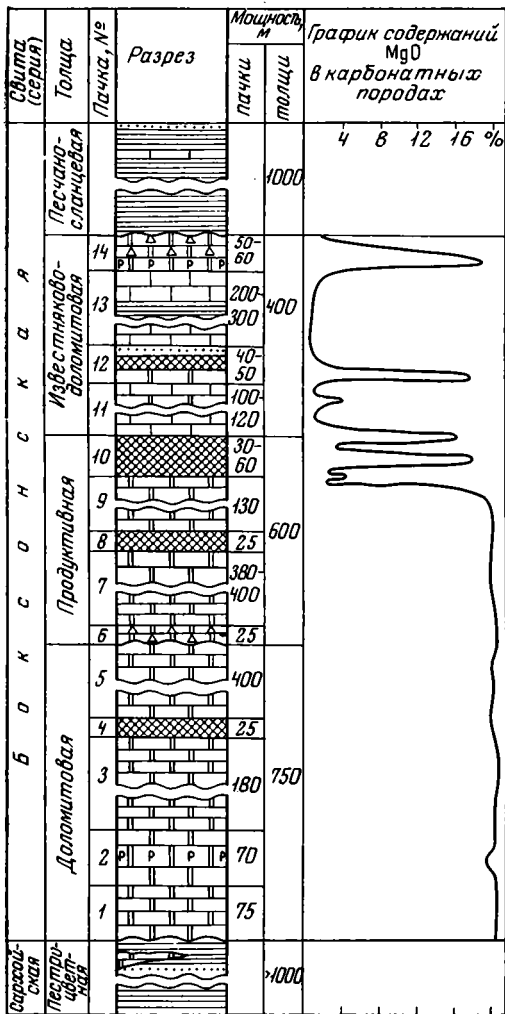


Рис. 38. Стратиграфическая колонка боксонской свиты (хубсугульской серии) Ухагольского месторождения (описание колонки см. в тексте)

Рис. 39. Строение главной фосфоритовосной пачки Ухагольского месторождения

Пласт	Мощность, м	Процент		
		P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Нерастворимый остаток	MgO
4 <sup>й</sup> (главный) фосфоритовый	2,0	7,0	25,0	23,9
	5,0			
Верхний сланцевый	9,0			
3 <sup>й</sup> фосфоритовый	3,7		21,2	12,8
Доломитовый	10,3			14,0
			12,8	13,9
	17,0	27,3		19,5
2 <sup>й</sup> фосфоритовый	4,5		17,8	13,1
Нижний сланцевый	6,0			
1 <sup>й</sup> фосфоритовый	4,2		19,9	18,7

общая структура северного участка определяется моноклинальным залеганием пластов, протягивающихся с юго-запада на северо-восток. Лишь на западе вырисовывается меридиональный блок, сложенный породами песчано-сланцевой толщи, и на севере, в междуречье Уха-Гол и Хорё, выделяется широтно ориентированный блок, в пределах которого также имеются выходы фосфоритовосной пачки. Этот блок можно рассматривать как фрагмент западного крыла Ухагольского синклинория, лежащего в основном за пределами карты.

Пласты фосфоритов, как и вмещающие их породы, повсюду на месторождении падают под углами 60—70°.

**Фосфатность.** Породы, содержащие то или иное количество фосфора, рассеяны по существу по всему разрезу боксонской свиты. Если же рассматривать только такие породы, в которых среднее содержание фосфорного ангидрида на более или менее значительную мощность, измеряющуюся метрами, составляет более 15%, то их распространение ограничивается лишь третьей (главной) фосфоритовосной пачкой.

Главная фосфоритоносная пачка протягивается с юга на север на расстояние около 14 км при мощности от 30 м на севере до 60 м на юге. Она превосходно обнажена в стенках каньона р. Уха-Гол (южная) в 5 км южнее перевала Уха-Даба. Пачка состоит из доломитов и углеродисто-кремнистых сланцев, среди которых залегают четыре пласта фосфоритов. По общему облику она заметно отличается от соседних по разрезу слоев, благодаря тонкой слоистости, черному цвету пород, присутствию черных листоватых углеродисто-глинистых и углеродисто-кремнистых сланцев, бурых на выветрелой поверхности. Разрез пачки построен симметрично. «Сердцевина» ее, на которую приходится около половины мощности пачки, состоит преимущественно из доломитов. Выше доломитов имеется два пласта фосфоритов, разделенных черными сланцами. Аналогичная последовательность с двумя пластами фосфоритов наблюдается и к низу от доломитовой «сердцевины» пачки. Разрез главной пачки представляется в следующем виде (снизу вверх, рис. 39):

	Мощность, м
1. Первый фосфоритовый пласт имеет очень резкий контакт с массивными белыми бесфосфатными доломитами (20—21% MgO). Он сложен черными тонкоплитчатыми породами. Нижняя их часть (1,5 м) сложена сравнительно бедными фосфатсланцами <sup>1</sup> , фосфатными алевритами и мелкозернистыми песчаниками (P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> около 15%), а верхняя (2,7 м) — богатыми фосфатными алевритами, содержащими остроугольные обломки кварца (25% P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> ) . . . . .	4,2
2. Нижний сланцевый пласт сложен черными на свежем сколе, буроватыми либо зеленоватыми на выветрелой поверхности тонколистоватыми углеродисто-кремнистыми сланцами, тесно связанными по разрезу как с первым, так и со вторым пластами фосфоритов. В черных сланцах заключены редкие сантиметровые прослойки фосфатсодержащих кремней и известковых доломитов; встречаются также прослойки зернистых фосфоритов, густо пропитанных органическим веществом . . . . .	6
3. Второй фосфоритовый пласт содержит от 18 до 22% P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> и от 8 до 15% н.о. Он состоит из черных тонкополосчатых пород, в которых одни полосы сложены бедными, а другие — богатыми карбонатными зернистыми фосфоритами. Встречаются тонкие бесфосфатные прослойки существенно кремнистого состава с тонкой обильной сульфидной вкрапленностью и мелкими конкрециями кремней. В кровле выделяется 30-сантиметровый прослой тяжелых железо-марганцевых руд, покрытых с поверхности характерной иризирующей пленкой . . . . .	4,5
4. Доломитовый пласт по резкой границе сменяет второй фосфоритовый пласт. Он состоит из черных на сколе, белесых на выветрелой поверхности доломитов, обильно насыщенных правильными округлыми конкрециями кремня и содержащих прослой, обогащенные фосфатом. В нижней части пласта (17 м) чередуются прослой доломитов с крупными или мелкими ореховидными конкрециями. Фосфатные зерна встречаются лишь в тонких прослоях. В верхней части (около 10 м) обособляется прослой бедных кремнисто-карбонатных фосфоритов мощностью до 2 м со средним содержанием P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> 12,8% и н.о. 13,9%. В других частях пласта фосфат спорадически встречается в виде отдельных редких «плавающих» зерен . . . . .	27
5. Третий фосфоритовый пласт довольно резко сменяет доломиты. В нижней его половине сосредоточены сравнительно богатые фосфориты (~21% P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> ), состоящие из 20—30-сантиметровых чередующихся прослоев различного состава. В верхней наблюдается более тонкое чередование черных монофосфатных, доломитовых и фосфатно-доломитовых прослоев . . . . .	3,7
6. Верхний сланцевый пласт внешне очень сходен с нижним сланцевым, но построен более сложно и отличается большей насыщенностью фосфатом. Верхняя и нижняя его трети состоят из черных плитчатых углеродисто-кремнистых сланцев, в отдельных прослоях обогащенных фосфатом, а средняя — из кремнистых фосфатсланцев (P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> —21%, н.о.—35,7%), насыщенных тонкой сульфидной вкрапленностью. В фосфатсланцах заключены тонкие прослой кремнисто-карбонатных зернистых фосфоритов . . . . .	9

<sup>1</sup> Термин «фосфатсланцы» заимствован из практики геологов Каратау (Гиммельфарб и др., 1969).

7. Четвертый, или основной, фосфоритовый пласт со средним содержанием  $P_2O_5$  от 20 до 25% и н.о. около 20% в самой верхней части состоит из относительно бедных фосфатом доломитов, содержащих отдельные крупные фосфатные зерна. Ниже по разрезу насыщенность фосфатом увеличивается и доломиты переходят последовательно в фосфориты сначала в кремнистые и карбонатные пелитоморфные, затем в кремнистые и карбонатные зернистые и потом уже в карбонатные зернистые. Подобная же последовательность наблюдается на северном участке месторождения . . . . .

7

В целом фосфориты главной пачки снизу вверх по разрезу испытывают определенные изменения. В низах ее фосфатный материал тесно ассоциируется с обломочным кварцем, образуя характерные фосфатные алевролиты, песчаники и сланцы. Насыщенность обломочным материалом отчетливо изменяется по разрезу: она максимальная внизу и минимальная в верхней части продуктивной пачки.

Значительно меняется по разрезу состав карбонатных пород. В подошве пачки, как уже отмечалось, господствуют чистые доломиты. Магнезиальные карбонатные породы преобладают и в самой пачке. В доломитах, залегающих между вторым и третьим фосфоритовыми пластами и составляющих «сердцевину» продуктивной пачки, содержание  $MgO$  находится в большинстве случаев у верхнего предела, т. е. 21%. Столь же высокомагнезиальны карбонатные породы, встречающиеся в составе самих фосфоритовых пластов. Детальной карбонатметрией в составе пачки обнаружены также и известняки, которые обычно появляются в кровле фосфоритовых пластов. Эта же тенденция к смене доломитов известняками снизу вверх по разрезу выражена и применительно ко всей пачке в целом. Она проявляется в том, что в подошве ее господствуют доломиты, а в кровле появляются известняки. Таким образом, исчезновение фосфатного материала к кровле пачки происходит на фоне резкого уменьшения содержания магния в разрезе. Выше по разрезу доломиты встречаются среди известняков лишь в виде тонких прослоев и не сопровождаются фосфатным материалом. Интересно, что фосфат в значительном количестве появляется вновь лишь в самых верхах боксонской свиты в составе четвертой продуктивной пачки, состоящей в основном из доломитов. В целом для Ухагальского месторождения, как и для всего ХФБ, тесная связь фосфоритов с доломитами очень характерна.

Ориентировочные геологические запасы фосфоритов главной пачки до глубины 200 м определяются, исходя из приведенных выше ее параметров, приблизительно в 200 млн. т руды со средним содержанием около 22%  $P_2O_5$ .

### Месторождения Бэрхиму-Ула и Манхан-Ула

Оба месторождения были открыты П. В. Осокиным в 1965—1966 гг. и изучались Э. А. Егановым в 1968—1969 гг. Они находятся, примерно, в 30—40 км к югу от южной оконечности Хубсугульского месторождения.

На участке *месторождения Бэрхиму-Ула*, по южному склону небольшого хребтика обнажена 1000-метровая толща известняков, в верхах которой находится фосфоритоносная пачка. Последняя отличается от подстилающих известняков значительным литологическим разнообразием, темными окрасками, тонкой слоистостью. Кроется фосфоритоносная пачка также известняками, которыми сложен северный залесенный склон хребтика.

Структура участка месторождения синклиналиная. Разрез карбонатных пород по южному склону хребтика относится к южному крылу синклинали, простирающемуся субширотно и падающему к северу под углами 50—60°. Севернее эти же слои падают на юг. В восточной части хребтика вырисовывается центриклинальное замыкание синклиналиной склад-



ки. Эта небольшая синклиналильная структура полностью изолирована от остальных участков развития хубсугульской серии.

Пытаясь определить положение толщи карбонатных пород в разрезе хубсугульской серии, приходится обращаться к сравнениям с соседними районами. С одной стороны, эта толща литологически сходна с археоциатовыми известняками хоридулинской свиты, широко развитой вокруг, с другой, — с известняками доднурской, выходящими на ограниченной площади в ядре Харганской антиклинали к востоку от месторождения. Более предпочтительным кажется второй вариант, хотя вполне возможно, что в дальнейшем на участке месторождения в пелитоморфных известняках будут обнаружены остатки нижнекембрийских организмов.

Фосфоритоносная пачка, вскрытая магистральной канавой, длиной около 150 м, имеет следующее строение (снизу вверх, рис. 40):

	Мощность, м
1. Черные известняки с прослоями кремней и двумя прослоями (2 и 1,6 м) кремнистых фосфоритов с содержанием $P_2O_5$ от 7 до 10% . . . . .	25
2. Серые и бурые известняки и известковистые алевролиты . . . . .	20
3. Кремнистые брекчиевые фосфориты (12,5% $P_2O_5$ ) . . . . .	3
4. Серые известняки, переходящие в опоковидные породы . . . . .	4
5. Черные глинистые сланцы, кремнисто-известковистые рассланцованные алевролиты и кремни, иногда дающие положительную реакцию с молибденово-кислым аммонием . . . . .	33

Мощность всей пачки 85 м. Выше ее следуют бесфосфатные известняки.

Следует подчеркнуть три характерные особенности фосфоритоносной пачки. Одна из них состоит в необычайно широком развитии некарбонатных пород, вторая — в известняковом, а не в доломитовом составе карбонатных пород и, наконец, третья, самая существенная, — в очень слабой насыщенности пород пачки фосфатом.

Фосфориты представлены убогими разностями преимущественно брекчиевого сложения и кремнистого состава. В самом нижнем пласте отмечены тонкие прослойки песчаниковых кремнисто-карбонатных фосфоритов. П. В. Осокин оценивает запасы месторождения в 16,2 млн. т фосфоритов с содержанием 12,5%  $P_2O_5$ .

*Месторождение Манхан-Ула* интереснее как с практической стороны, так и потому, что здесь более определенно можно видеть положение фосфоритоносной пачки в разрезе, а также характер фосфоритов и т. п. Структура месторождения Манхан-Ула, по Э. А. Еганову, определяется небольшой антиклинальной складкой меридионального простирания, на обоих крыльях которой и выходит фосфоритоносная пачка. Углы падения на ее крыльях очень крутые и составляют в большинстве случаев 60—70°.

В узком ядре антиклинали заключена, примерно, 200-метровая пачка карбонатных пород. Она очень плохо обнажена. Судя по высыпкам, — это доломиты доднурской свиты с подчиненными прослоями известняков и черных глинистых сланцев. Выше этой пачки следует подфосфатная, а затем фосфоритоносная пачки. Последняя, таким образом, находится в самых низах видимого разреза.

Строение фосфоритоносной пачки изображено на рис. 40. Наиболее существенный признак, подтверждающий ее принадлежность к нижнему (доднурскому) фосфоритоносному уровню, заключается в присутствии характерных буро-красных глинистых доломитов, составляющих повсюду в ХФБ подфосфатную пачку. В ее составе имеются черные глинистые, местами фосфатсодержащие сланцы, в чем сказывается некоторое сходство месторождений Манхан-Ула и Бэрхиму-Ула. Среди фосфоритов, обнаруженных на месторождении, по данным П. В. Осокина, имеются лишь сравнительно бедные разности с содержанием  $P_2O_5$  не более 17,6%. Среднее содержание падает до 11,5%. Основная роль среди фосфоритов и фос-

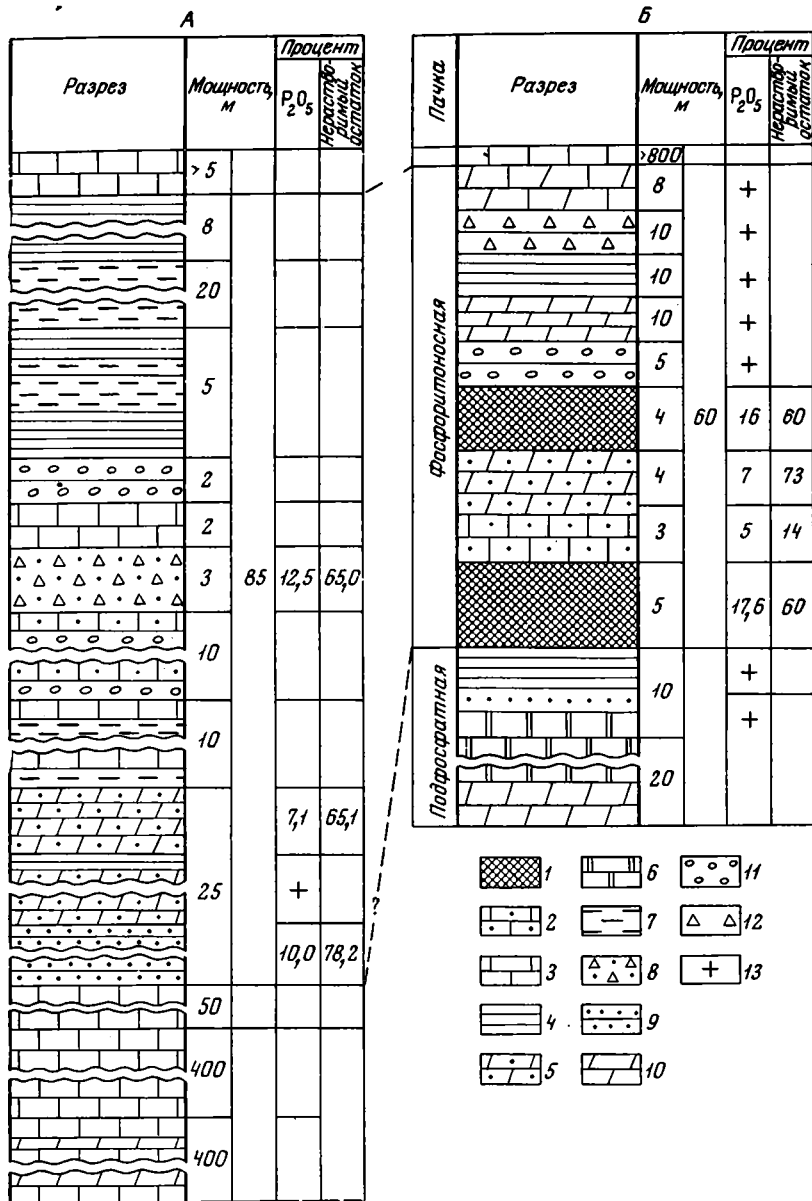


Рис. 40. Разрезы фосфоритовых пачек месторождений Бархиму-Ула (А) и Манхан-Ула (Б)

1 — фосфориты; 2 — фосфатсодержащие доломиты; 3 — известняки; 4 — глинистые сланцы; 5 — фосфатсодержащие кремнистые породы; 6 — доломиты; 7 — алевролиты; 8 — брекчиевые фосфориты; 9 — фосфатсодержащие песчаники; 10 — кремни; 11 — опоковидные породы; 12 — брекчии; 13 — положительная качественная реакция на фосфор

фатсодержащих пород принадлежит кремнистым и кремнисто-карбонатным разностям, в составе которых содержание нерастворимого остатка достигает соответственно 50 и 15%. Чрезвычайно характерны оолитовые и оолитово-зернистые существенно кремнистые фосфориты, практически не встречающиеся нигде в других проявлениях фосфоритов, связанных с нижней пачкой. Эти породы отличаются значительной величиной (0,5—0,8 мм) кремнистых зерен и оолитов. На месторождении Манхан-Ула имеется самый разнообразный по химическому составу набор оолитовых

и оолитово-зернистых фосфоритов, от кремнистых до карбонатных и от сравнительно богатых (15—18%  $P_2O_5$ ) до весьма бедных.

Количественные параметры Манханулинского месторождения, по данным П. В. Осокина, следующие. Суммарная мощность пластов — 16,3 м, протяженность 9 км, среднее содержание  $P_2O_5$  около 11%. Запасы до глубины 200 м составляют 88 млн. т, в том числе в рудах с содержанием 17,6%  $P_2O_5$  — 31,9 млн. т.

#### ЮЖНАЯ ПЕРИФЕРИЧЕСКАЯ ЧАСТЬ БАССЕЙНА

Наиболее значительный по размерам останец пород хубсугульской серии, сохранившийся в кровле безбрежных гранитных полей юга ХФБ, располагается вдоль дороги Хатгал — Мурэн. Он протягивается в меридиональном направлении, несколько расширяясь к югу. В пределах его известно довольно много выходов пород, обогащенных фосфатом. Они приурочены ко всем трем верхним свитам хубсугульской серии, которые здесь развиты, встречаясь наиболее часто среди известняков кембрийской хоридулинской свиты, богато охарактеризованной органическими остатками. Все проявления объединяются в две группы — западную, называемую

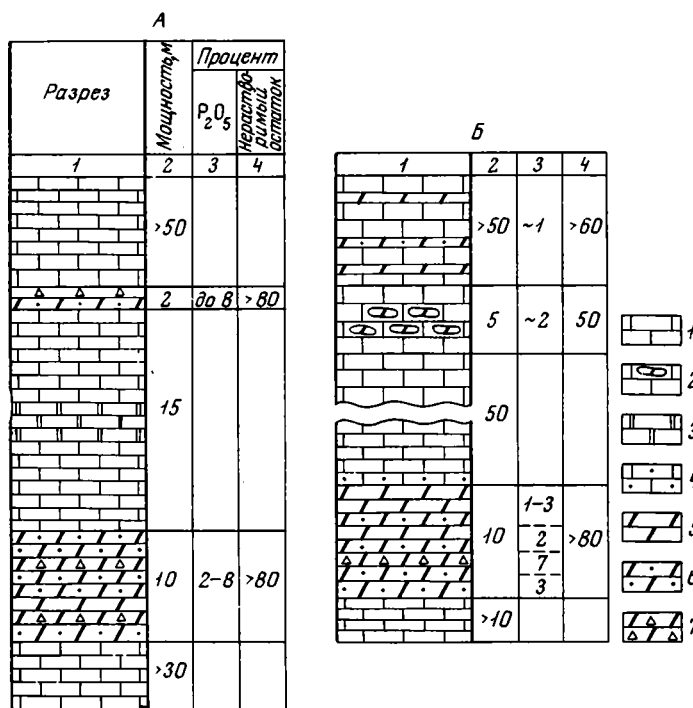


Рис. 41. Строение фосфоритоносной пачки хоридулинской свиты

Проявления Улани-Джурюлджи: А — западный участок, Б — восточный участок. 1 — известняки; 2 — известняки с линзами кремней; 3 — доломиты; 4 — известняки песчаные; 5 — кремни; 6 — фосфатсодержащие кремни; 7 — брекчированные фосфатсодержащие кремни

Улани-Джурюлджи, лежащую к югу от оз. Эрхил-Нур, и восточную, называемую Холигцатуин, располагающуюся у дороги Хатгал — Мурэн.

На участке Улани-Джурюлджи широко развиты известняки и доломиты хубсугульской серии. Фосфориты и фосфатсодержащие породы встречаются по разрезу босхатской и хоридулинской свит многократно. Некоторые из них располагаются между археоциатовыми горизонтами

хоридулинской свиты, благодаря чему их нижнекембрийский возраст несомненен. Другие отстоят довольно далеко вниз по разрезу от фаунистически доказанных слоев нижнего кембрия и являются, видимо, докембрийскими (босхатская свита). Более низкие горизонты хубсугульской серии на поверхность не выходят, из чего можно заключить, что нижняя основная фосфоритоносная пачка, с которой связаны все лежащие к северу месторождения, на участке Улани-Джурюлджи не вскрывается.

Фосфориты, располагающиеся на разных стратиграфических уровнях, сходны друг с другом. Все они приурочены к пластам либо линзовидным телам кремней ( $2 \times 10$  м). Обычно они концентрируются у кровли или почвы пластов, которые в отличие от тонкослоистых кремней, слагающих центральную часть пласта, имеют брекчиевидное сложение. Все наблюдавшиеся выходы малы по масштабам, а сами фосфориты очень бедны по содержанию фосфата.

Сравнительно крупное фосфатопоявление отмечено на западе участка (рис. 41). Здесь, в известняках хоридулинской свиты встречаются пласты кремней мощностью до 10 м. С одним из них и связаны бедные кремнистые фосфориты и фосфатсодержащие кремни.

Породы внешне напоминают радиоляриевые кремни. Округлые зерна фосфата — крупные (1—2 мм), бесцветные, либо бледные желтовато-бурые; характерно очень малое содержание органического вещества. В других разностях появляются участки, обогащенные карбонатом, по мере увеличения количества которого породы переходят в песчаные известняки, также содержащие зерна фосфата: мелкие, угловатые, беспорядочно разбросанные в породе.

Фосфориты с крупными округлыми зернами фосфата содержат до 15%  $P_2O_5$ , другие разности еще беднее.

На участке Холигцатуин фосфатсодержащие породы обнаружены среди эффузивно-терригенно-карбонатных пород яматуингольской свиты. Эффузивные породы представлены здесь спилитовыми диабазами, а карбонатные — известняками, обычно глинистыми, с которыми ассоциируют прослои кремней. Судя по обломкам на склоне, фосфатсодержащие породы образуют маломощные прослои (10—30 см) в кремнях, которые в свою очередь вмещаются глинистыми известняками. Эти прослои совершенно невыдержаны по простиранию, прослеживаясь лишь на десятки метров. Они сложены мелкоолитовыми кремнистыми разностями, довольно убогими по содержанию фосфата (не более 5—7%  $P_2O_5$ , а чаще — 1—2%).

Рассматривая южную периферическую часть ХФБ в целом, нужно отметить, что здесь значительно шире развиты кремнистые породы. Если в центральной части ХФБ (синклиналь Урундуши) они практически не встречаются в разрезах хоридулинской свиты, то на юге горизонты кремней мощностью до 10 м можно наблюдать по всему разрезу хоридулинской и яматуингольской свит. Столь же широко рассредоточенными по разрезу оказываются и фосфатопоявления. В этом состоит одна из отличительных особенностей фосфатопоявлений, относящихся к верхнему (кембрийскому) стратиграфическому уровню. Другая заключается в том, что фосфориты и фосфатсодержащие породы вмещаются не доломитами, как в нижней пачке, а известняками.

# ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ФОСФОРИТОВ

Фосфориты ХФБ чрезвычайно разнообразны и почти не несут каких-либо специфических признаков, которые позволили бы неискушенному наблюдателю диагностировать их в поле. Одни из их разновидностей можно принять за черные слоистые кремни, другие сходны с карбонатными породами, третьи — с песчаниками, четвертые напоминают конгломераты, пятые — брекчии и т. п. Они состоят из фосфатных и нефосфатных компонентов. Большое разнообразие хубсугульских фосфоритов определяется, с одной стороны, различной формой выделений фосфатного вещества, а с другой, различными текстурными сочетаниями фосфатных и нефосфатных компонентов.

## ЛИТОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ГРУППЫ И РАЗНОВИДНОСТИ ФОСФОРИТОВ

Фосфориты ХФБ, подобно фосфоритам других бассейнов, представляющих древнюю эпоху фосфатонакопления, относятся к пластовому типу. Их можно разделить на две группы (табл. 1). Первая охватывает целый ряд разновидностей, лишенных обломочного материала и состоящих из

Т а б л и ц а 1

**Классификация фосфоритов Хубсугульского фосфоритоносного бассейна**

Группа	Подгруппа	Основание деления на разновидности	Разновидность
Хемогенные фосфориты	Афанитовые (бесструктурные выделения фосфата)	По форме и размеру фосфатных выделений	Полосчатые (фосфатные полосы или прослоечки)
			С выделениями фосфата неправильной формы и различной величины
	Зернистые (структурные выделения фосфата)		Крупнозернистые (~1 мм)
			Мелкозернистые (~0,1 мм)
Обломочные фосфориты	Песчаниковые	По составу нефосфатных обломков	Кварцевые
			Полимиктовые
			Карбонатные
	Грубообломочные	По величине обломков	Гравелитовые
			Конгломератовые
			Брекчиевые

фосфата и карбоната или фосфата и кремнезема. Это — хемогенные фосфориты (Ильин, Ратникова, 1971). Как фосфатные, так и бесфосфатные компоненты в этих породах находятся на месте своего осаждения (*in situ*), либо испытали лишь такое перемещение, которое допускается для диагенетических процессов.

Вторая группа объединяет большое число разновидностей, как правило менее богатых фосфором по сравнению с породами первой группы. Все разновидности содержат то или иное количество обломочного материала и поэтому называются обломочными. В эту группу входят различные по гранулометрии породы. По составу нефосфатных компонентов все они, за малыми исключениями, — карбонатные. В большинстве разновидностей фосфатные образования имеют обломочную природу, т. е. фосфатное вещество их заимствовано из других, ранее образовавшихся пород. Этими породами были, по-видимому, хемогенные фосфориты первой группы.

Хемогенные и обломочные фосфориты тесно связаны друг с другом во времени и принадлежат к одной и той же эпохе фосфатонакопления. На эту связь во времени указывает также тот факт, что в некоторых разновидностях обломочных фосфоритов наряду с обломочным или переотложенным фосфатом имеется и фосфат, находящийся на месте осаждения. В других, очень редких, разновидностях большая часть фосфатного материала находится на месте осаждения. Однако постоянное присутствие значительного количества кварцевых обломков заставляет относить их также ко второй группе.

### Группа хемогенных фосфоритов

Хемогенные фосфориты по характеру выделений фосфатного вещества распадаются на две подгруппы. Фосфориты первой подгруппы, содержащие бесструктурный фосфат, названы афанитовыми — термином, обычно применяющимся для такого рода фосфоритов (Гиммельфарб и др., 1959). Во второй подгруппе хемогенных фосфоритов фосфатное вещество присутствует в виде зерен. Это — подгруппа зернистых фосфоритов. Афанитовые фосфориты представлены двумя, тесно связанными друг с другом разновидностями, которым и принадлежит господствующая роль в ХФБ. В одной из них фосфат встречается только в виде прослоек или полосок, в другой наряду с полосками, а часто и в основном присутствует в виде выделений неправильной формы и различной величины, которые образуются из фосфата, некогда слагавшего полоски. Зернистые фосфориты представлены также двумя разновидностями — крупно- и мелкозернистыми, — из которых первая обнаруживает родство с афанитовыми фосфоритами, а вторая занимает промежуточное положение, обладая признаками обеих подгрупп.

#### *Афанитовые фосфориты*

Полосчатые фосфориты представляют собой черные яснослоистые (0,5—3 см) породы, заметно более тяжелые по сравнению с соседними по разрезу доломитами. Макроскопически они похожи на черные слоистые кремни. Породы состоят из черных монофосфатных прослоев или полосок, толщиной от нескольких миллиметров до 2—3 см, редко до 8—10 см (средняя толщина около 5—6 мм), чередующихся с более тонкими (1—2 мм) и менее выдержанными существенно карбонатными более светлыми полосками (табл. I, 1, 2). Фосфатные полоски насыщены органическим веществом, карбонатные лишены его.

В зависимости от степени насыщенности органическим веществом выделяются следующие разности фосфатных полосок: а) черные непрозрачные в шлифе, густо пропитанные органическим веществом, осветляющиеся в тонких каемочках у границ полосок, а также вдоль некоторых тре-

щинок; б) буровато-зеленые или буро-желтоватые, с участками, обогащенными органическим веществом, имеющими неправильную, несколько вытянутую по слоистости форму; в) светлые бледно-желтые, пронизанные дендритовидными выделениями органического вещества.

Фосфатное вещество полосок в большинстве случаев совершенно бесструктурно. Иногда же оно распадается на пятна или очень неясно очерченные крупные «зерна» (1—2 мм) округлой формы, выделяющиеся по более светлой окраске каемочек фосфата, составляющих их периферическую часть. Полоски и в этих случаях остаются монофосфатными. В некоторых фосфатных полосках видно тонковолокнистое строение, обусловленное тончайшим чередованием более темно- и светлоокрашенных микрослоечек, причем интенсивность окраски определяется насыщенностью органическим веществом.

В фосфатных полосках местами встречаются скопления мелкокристаллического кварца. Они слагают линзочки либо неправильные по форме вытянутые скопления, заполняющие осевые части тонких полосок. В более толстых полосках кварцевых зон нет, в них встречаются лишь беспорядочно разбросанные хлопьевидные скопления кварца. Эти осевые кварцевые зоны и хлопьевидные выделения, по-видимому, и составляют нерастворимый остаток, определяемый химическими анализами в количестве 3—4% породы. Они никогда не встречаются вне фосфатных полосок.

Фосфатный материал полосок в большинстве случаев изотропен. В северо-восточной части ХФБ он имеет микрокристаллическое сложение, так что при скрещенных николях фосфат серый. Иногда серо-зеленый цвет существенно не меняется при вращении столика микроскопа. При параллельных николях такие фосфатные выделения искрятся мельчайшими блестками.

Карбонатные полоски имеют тонкослоистое сложение и состоят из очень мелких кристаллов доломита (сотые доли миллиметра). Они совершенно лишены фосфата. Границы между фосфатными и карбонатными полосками ровные, довольно прямолинейные. Иногда они искривляются, огибая отторженцы фосфата, отделившиеся от фосфатных полосок.

Среди полосчатых разновидностей помимо карбонатных изредка встречаются кремнистые. В этих породах чередуются тонкие миллиметровые фосфатные и кремнистые полоски. Те и другие макроскопически очень сходны друг с другом, так что порода неотличима от обычных кремней. Имеются и смешанные по составу кремнисто-карбонатные фосфориты, в которых в определенном порядке сочетаются кремнистые, карбонатные и фосфатные прослойки (табл. I, 3).

В кремнистых полосчатых фосфоритах выделяются различные по составу и сложению полоски. Одни из них образованы микрозернистым халцедоном, более крупными чешуйками слюд и отдельными вытянутыми по слоистости скоплениями фосфатного вещества; другие — монофосфатные, зеленовато-бурые, микрослоистого сложения, лишь изредка содержащие мелкие, неясно ограниченные линзовидные участки кремнистого состава и отдельные прожилки карбоната, третьи состоят из разнообразных выделений кремнисто-фосфатного состава величиной около 0,5 мм, сцементированных карбонатом.

Различные полоски чередуются довольно беспорядочно, но иногда отчетливо выражена следующая последовательность: монофосфатная полоска по резкой границе сменяется бесфосфатной халцедоновой, затем следует халцедоновая слабофосфатная, в следующей также существенно кремнистой полоске количество фосфата увеличивается; наконец, вновь появляется бурая монофосфатная полоска. Границы между различными полосками довольно резкие. Мощность такого микроцикла составляет около 2 см. Для всех полосок характерна микрослоистая текстура. Такие циклически построенные кремнистые фосфориты отличаются также пол-

ным отсутствием карбоната: даже тонкие секущие трещинки в них выполнены кремнистым материалом. В монофосфатных полосках фосфат бесструктурен, в существенно кремнистых полосках он распылен в виде мельчайших зернышек (сотые доли миллиметра) и чешуек.

Фосфориты с выделениями фосфата неправильной формы и различной величины являются главной, наиболее часто встречающейся разновидностью. Они неразрывно связаны с полосчатыми фосфоритами. В образцах хорошо видно, что фосфат образует как выдержанные прослоечки, так и выклинивающиеся полоски, линзочки и самые разнообразные по величине и неправильные по форме выделения (табл. II, 1). Эта разновидность состоит лишь из фосфата и доломита. Породы сохраняют слоистость, которая не всегда заметна в шлифах (табл. II, 2).

Два основных компонента этих пород ясно различаются как при макро-, так и при микроскопических наблюдениях. При изучении пришлифовок из ориентированных образцов было замечено, что нижний контакт фосфатных полосок обычно очень резкий, а верхний — расплывчатый неровный (табл. II, 3). В верхней половине фосфатной полоски появляются выделения доломита сначала отдельные редкие, а выше все более обильные, сливающиеся в сплошную доломитовую массу, в которой «плавают» неправильные и разнообразные по форме фосфатные выделения. В расположении последних улавливается некое слоистое упорядоченное сложение.

Довольно характерно ритмичное чередование черных фосфатных полосок, имеющих резкие нижние границы и расплывчатые верхние. Промежутки между такими полосками сложены фосфатно-доломитовым агрегатом, в котором по мере удаления от «базальной» фосфатной полоски фосфатные выделения становятся более мелкими и редкими (табл. II, 4). Выше следует базальная полоска следующего цикла. Некоторые из полосок дезинтегрированы на отдельные крупные «обломки» фосфата, но и в этом случае они выявляются достаточно четко.

Фосфатные полоски и выделения неправильные по форме сближаются друг с другом по одному очень важному признаку, заключающемуся в том, что фосфатный материал лишен какой-либо внутренней структуры. В этом смысле в данной подгруппе и применен термин «афанитовые» фосфориты. Не наблюдается какого-либо упорядоченного сложения даже в правильных крупных округлых выделениях фосфата, внешне напоминающих конкреции (например, в верхней части образца, изображенного на табл. III, 1).

В шлифах фосфат — черный, либо буро-зеленоватый. Более крупным выделениям свойственны темные окраски, более мелким — светлые. Так как интенсивность окраски обусловлена количеством органического вещества, то можно констатировать падение его содержания по мере уменьшения размеров фосфатных выделений.

Как и в фосфатных полосках, в выделениях фосфата неправильной формы часто присутствуют скопления мелкокристаллического кварца, выполняющие их внутренние части. Изучение фосфоритов Хубсугульского месторождения показывает, что на восточном его фланге внутри фосфатных образований кварц встречается реже, чем на западном. Далее к западу, т. е. по направлению к внутренним частям бассейна роль кварца увеличивается еще более. Так, на фосфатопроявлении Бага-Цаган-Гол кварц замещает фосфатные выделения изнутри и снаружи. Как и в полосчатых разновидностях, наблюдается сугубо избирательная приуроченность кварца к фосфатному веществу, но не к доломиту. Границы кварцевых скоплений повторяют внешние очертания фосфатных выделений, но никогда не пересекают их.

Другим основным компонентом пород является доломит, наблюдающийся в виде двух генераций. Первой отвечают тонкие (1—3 мм) светлые



бесфосфатные прослоечки, второй — более толстые (до 1—2 см) серые фосфатсодержащие прослоечки и разнообразные выделения, насыщающие существенно фосфатные полоски. Доломит первой генерации представлен очень мелкими кристаллами (0,01—0,02 мм), а второй — значительно более крупными (десятые доли миллиметра). Тонкие светлые бесфосфатные прослоечки совершенно аналогичны таковым в полосчатых фосфоритах, более толстые серые, очевидно, возникают на месте первых или на месте фосфатных прослоечек. Наблюдаются различные стадии замещения мелкозернистого «первичного» доломита более крупнозернистым. На каких-то более ранних стадиях тонкие прослоечки мелкозернистого доломита в породах сохраняются (табл. III, 2), на других они исчезают. Доломит второй генерации замещает фосфат (табл. III, 3). В одних случаях, проникая внутрь монофосфатных полосок, он разделяет их на разнообразные крупные выделения неправильной формы. Если мысленно эти выделения сложить вместе, то ясно намечается бывшая ранее на их месте монофосфатная полоска (табл. III, 4, левая часть). В других случаях, представляющих, вероятно, более зрелые стадии того же процесса, монофосфатная полоска оказывается полностью дезинтегрированной на отдельные мелкие (0,5 мм) неправильной формы выделения, по которым также можно реставрировать бывшую некогда на этом месте монофосфатную полоску (табл. III, 4, правая часть).

### *Зернистые фосфориты*

В этой подгруппе объединяются крупно- и мелкозернистые разновидности фосфоритов, существенно отличающиеся друг от друга не только по величине фосфатных зерен, но и по их внутреннему строению. Обе разновидности сравнительно редки в ХФБ. Они не встречаются совместно в пределах одних и тех же пластов. Крупнозернистые фосфориты обычно тесно ассоциируются с афанитовыми, формируя совместно с ними одни и те же пласты, в то время как мелкозернистые обнаруживают большую самостоятельность, слагая нацело другие пласты.

Крупнозернистые фосфориты состоят из фосфатных зерен, величиной в среднем около 1 мм, беспорядочно разбросанных в доломитовом цементе. Зерна не касаются друг друга. В большинстве случаев — это черные, густо пропитанные органическим веществом разновеликие бесструктурные зерна. Некоторые из них окружены по периферии тонкой осветленной зеленоватой фосфатной каемочкой (табл. IV, 1). Зачастую зерна в одних и тех же шлифах встречаются совместно с неправильными по форме фосфатными выделениями, а также с бесструктурными фосфатными полосками. Резкой границы между зернами и неправильными выделениями не существует, особенно если первые бесструктурны. Степень округленности зерен растет по мере увеличения расстояния между ними. Наблюдается также определенная зависимость между формой зерен и величиной кристаллов доломита, заполняющего промежутки между зернами: более крупные кристаллы ассоциируют с более правильными зернами. Доломит обычно обладает характерным зонарным строением. Интересно, что кристаллы доломита никогда не секут и не корродируют зерен фосфата, а приспособляются к их очертаниям, отчетливо демонстрируя тем самым свое более позднее происхождение по отношению к фосфатным зернам.

На Хубсугульском месторождении довольно часто встречаются фосфориты, в которых крупные фосфатные, а чаще фосфатно-кремнистые зерна плавают в фосфатном же цементе (табл. IV, 2). Размеры зерен меняются от долей миллиметра до 2—3 мм, форма — от правильной округлой через овальную до веретенообразной. Зерна имеют концентрическое строение. В одних зернах это выражается более темной окраской их перифериче-

ской каемки, по сравнению с более светлой центральной частью, а в других тем, что внутренняя, большая по объему их часть, состоит из агрегата мелкокристаллического кварца, и лишь внешний тонкий ободок сложен фосфатом. Фосфат, слагающий межзерновое пространство, отличается от фосфата зерен более светлой окраской, отсутствием кремнистого материала, а иногда тонковолокнистым сложением. Местами межзерновой фосфат преобразован в мелкокристаллический апатит.

Крупнозернистые карбонатные фосфориты зачастую встречаются вместе с полосчатыми в одних и тех же образцах и шлифах. Изучение таких пород представляет особый интерес для выяснения соотношений между полосчатыми и зернистыми выделениями фосфата и установления природы последних. В шлифах можно наблюдать постепенный переход от участков с крупными зернами к участкам бесструктурного фосфата. Такой переход иллюстрируется на табл. IV, 3. В самой нижней части фотографии этого ориентированного шлифа располагается темно-окрашенный фосфатный материал, лишенный какой-либо внутренней структуры, если не считать неясно очерченных пятен, которые либо темнее, либо, наоборот, светлее окружающего их фосфатного материала. Выше наблюдаются более светлые пятна, заметно выделяющиеся от соседних почти черных участков, состоящих также только из фосфата. Далее кверху постепенно появляются все более и более ясно очерченные зерна, отличающиеся темной окраской от более светлой фосфатной массы, в которой они плавают. Затем межзерновой фосфат начинает замещаться отдельными изолированными выделениями доломита, которые далее кверху становятся более обширными и окаймляют фосфатные зерна со всех сторон в верхней части разреза. Эти зерна монофосфатны по составу. Они не несут какой-либо внутренней структуры, если не считать слабо выраженных узких внешних каемочек, обедненных, сравнительно с внутренними частями, органическим веществом. Очевидно, что в рассмотренном случае, запечатлен процесс образования крупнозернистых карбонатных фосфоритов (табл. IV, 1) путем проникновения более позднего доломита в монофосфатные неясно «озерненные» полоски и выноса межзернового фосфата.

Помимо карбонатных, имеются кремнистые разности крупнозернистых фосфоритов. Они состоят из правильно округлых зерен диаметром до 1,5 мм, сложенных светлым желтовато-зеленоватым фосфатом. В ядре зерен иногда находится скопления мелкокристаллического кварца. Промежутки между зернами заполнены инкрустациями халцедона (табл. V, 1). Возможно, что халцедон вторичен по карбонату, который иногда сохраняется в промежутках между зернами. Такие кремнистые зернистые разности со светлыми фосфатными зернами очень характерны для верхней (кембрийской) фосфоритоносной пачки южной периферической части ХФБ. В нижней пачке, также на юге бассейна, часто можно встретить кремнистые крупнозернистые фосфориты, в которых фосфатные зерна почти нацело замещены мозаичным агрегатом кварца. Фосфат сохраняется в зернах в виде тонкой сыпи внутри зерен, либо ободочков по их периферии (табл. V, 2). Вероятно, что фосфат, выносившийся из зерен, частично откладывался здесь же, образуя тонкие неправильные прожилки.

Мелкозернистые фосфориты отличаются от крупнозернистых меньшим размером зерен (0,08—0,2 мм, в среднем 0,1 мм), более разнообразной их формой, наличием в зернах внутренней структуры и постоянным присутствием, правда в очень небольшом количестве, мелких обломочков кварца. Наблюдается две модификации мелкозернистых фосфоритов. Одна из них представляет собой черные массивные породы, раскалывающиеся по ромбоэдру и не имеющие макроскопически видимого зернистого сложения. Другая, наоборот, отличается слоистым сложением, хотя и очень неясно выраженным. Массивные мелкозернистые фосфориты

обособляются от остальных разновидностей, иногда слагая нацело довольно мощные пласты. Они очень похожи на карбонатные оолитово-зернистые фосфориты месторождения Джанытас в Каратау, отличаясь от них лишь менее плотной упаковкой зерен и темным (темно-бурым до черного) цветом. Различаются фосфатные, фосфатно-карбонатные и фосфатно-кремнистые зерна. Некоторые фосфатные зерна представляют собой многослойные оолиты с концентрами, различающимися по окраске. Часто встречаются зерна с кварцевыми карбонатными ядрышками и черной фосфатной каемочкой по периферии. Реже в ядрах наблюдается кварц. В других случаях карбонат слагает ядро и периферическую радиально-лучисто построенную часть оолита, между которыми находится фосфатная каемка.

Форма зерен весьма разнообразна. Помимо круглых зерен встречаются овальные, таблитчатые с округленными углами, линзовидные, червеобразные (табл. VI, 1). Все они примерно одинакового размера, равного в среднем 0,1 мм. Осколочки кварца соизмеримы с фосфатными зернами, встречаются они редко и в очень малом количестве, но весьма типичны для рассматриваемых пород.

Зернышки, линзочки и «червячки» фосфата погружены в карбонатную массу, которая, в отличие от предыдущих разновидностей, не доломитовая, а отвечает доломитистым известнякам, содержащим 9—10% MgO.

Более сложно построены неясно слоистые разности мелкозернистых фосфоритов. В этих породах наблюдается тонкое чередование (2—4 мм) монофосфатных полосок, либо бесструктурных, либо с неясно выраженными зернами, и полосок, сложенных мелкими зернами фосфата и карбонатом.

Монофосфатные полоски бывают двух типов. В одних из них бурозеленоватый фосфат имеет волокнистое сложение, в других — мелкозернистое. Характерно, что верхняя (в ориентированных шлифах) граница мелкозернистых прослоечков нечеткая. Фосфатные зернышки, тесно сгруппированные внизу полоски, кверху постепенно расредотачиваются, между ними появляются участки карбоната, а выше фосфатные зернышки уже «плавают» в карбонатной массе, встречаясь все более редко по мере удаления от монофосфатной полоски (табл. VI, 2). По-видимому, в таких микроразрезах запечатлен размыв фосфатных полосок, местный переувлажнение зернышек и захоронение их в карбонатном материале, садившемся после фосфатного. Это предположение подтверждается присутствием кварцевых обломочков в карбонате.

Бесструктурные полоски чрезвычайно резко граничат с полосками, сложенными фосфатными зернами (табл. VI, 3). В первых по расположению органического вещества иногда намечается продольно волокнистое сложение, в зернах, наоборот, концентрическое. В фосфатных зернах фосфат в значительной мере, а зачастую и нацело, замещается карбонатом, сохраняющим первичное концентрическое строение. Иногда такие зерна наблюдаются внутри фосфатного материала, слагающего бесструктурные полоски. Соотношения между теми и другими очень резкие. Создается впечатление, что эти зерна являются чужеродными для бесструктурного фосфатного материала и что, возникнув несколько раньше, они были затем захоронены в накапливавшемся чуть позже бесструктурном фосфате.

Несколько особняком стоят кремнистые разности тонкослоистых мелкозернистых фосфоритов, представляющих собой частое чередование тонких (2—3 мм) прослоечков, сложенных кремнистым материалом (халцедоном) и фосфатных прослоечков, состоящих из плотно прижатых друг к другу мелких (0,1—0,2 мм), концентрически построенных зерен бурого фосфата. В последних изредка можно видеть обломочки кварца, равновеликие с фосфатными зернами.

## Группа обломочных фосфоритов

Среди обломочных фосфоритов по величине обломков выделяются две подгруппы: песчаниковые и грубообломочные фосфориты. Первые по составу нефосфатных обломков делятся на кварцевые, полимиктовые и карбонатные. Во второй подгруппе объединяются гравелитовые, конгломератовые и брекчиевые фосфориты. Во всех разновидностях обломочных фосфоритов цементирующим материалом чаще всего служит карбонат. С песчаниковыми фосфоритами зачастую связаны богатые концентрации фосфата, грубообломочные — обычно беднее фосфатом.

### *Мелкообломочные, или песчаниковые, фосфориты*

Песчаниковые фосфориты с кварцевыми обломками состоят из двух компонентов: фосфата и обломков кварца (0,01—0,1 мм). Количественные соотношения между ними варьируют в широких пределах — от 1 : 10 в бедных фосфоритах до 10 : 1 в богатых. В этом широком интервале слабо фосфатные разности тесно связаны с существенно фосфатными постепенными переходами. Первые представляют собой кварцевые песчаники и алевролиты, в которых спорадически рассеяны мелкие зерна и тонкие изогнутые линзочки фосфата. По мере увеличения количества фосфата он появляется как в цементе, так и в зернах, обычно более крупных чем кварцевые зерна. В наиболее богатых фосфатом разностях кварцевые обломки составляют менее 10% породы, плавая в неясно озерненном фосфатном материале, очень сходном с монофосфатными полосками карбонатных фосфоритов. Во всех разностях кварцевые зерна очень слабо окатаны и плохо сортированы (табл. VII, 1). Породы отличаются тонкой ясной слоистостью, выражающейся в частом чередовании полосок, обедненных и обогащенных кварцевыми обломками. Кроме зерен, фосфат слагает резко вытянутые червеобразные выделения, тесно прижатые друг к другу и образующие тонкие жгуты, в которые местами включены мелкие фосфатные зерна.

Фосфатный материал имеет микрокристаллическое сложение: он искрится при параллельных николях и несколько просвечивает при скрещенных. Эти фосфориты встречаются исключительно на северо-востоке бассейна (Ухагольское месторождение). Среди них имеются богатые фосфором породы, содержащие в бороздовых пробах до 20—25%  $P_2O_5$ , отличающиеся в то же время высокими значениями нерастворимого остатка (20—30%) и полным отсутствием карбоната.

Песчаниковые фосфориты с обломочным материалом полимиктового состава представляют собой типичные обломочные породы, которые распадаются на две разности. В первой в обломках, помимо фосфата, в изобилии присутствует кварц, полевой шпат и карбонат, во второй основная роль среди обломочного материала принадлежит кварцу и кремнистым породам.

В породах первого типа все обломки, в том числе и фосфатные, сравнительно хорошо окатаны, но плохо сортированы. Фосфат в обломках светлый, замещающийся тонким агрегатом кварца и гидрослюд, происходит из других, ранее существовавших пород и является перетолженным. В цементе, состоящем из мелких равновеликих зональных ромбиков доломита, фосфата нет (табл. VII, 2). Это — убогие фосфориты, встречаемость которых ограничена северной частью бассейна.

В породах второго типа обломки, помимо фосфатных, представлены кварцем и кремнистыми породами. Характерен черный цвет пород, обусловленный высоким (1—1,5%) содержанием органического вещества, которое насыщает как фосфатные, так и кремнистые обломки, а также цементирующую халцедоновую массу. Среди фосфатных обломков по форме,

размеру и составу выделяются: 1) черно-бурые крупные (сантиметровые) с дендритовыми выделениями органического вещества, вытянутые по слоистости; 2) буро-зеленоватые или густо-зеленые изометричных очертаний; 3) бледно-зеленоватые угловатые; 4) совершенно прозрачные, сравнительно округлые. Все эти обломки обладают резкими границами с цементирующей халцедоновой массой. Вокруг многих из них имеется ареал из тонких (сотые доли миллиметра) и пылевидных фосфатных выделений. Обломки фосфата, имеющие вытянутую форму, ориентированы длинной стороной по слоистости.

Разновеликие и разнородные фосфатные обломки несомненно переотложены и заимствованы из других ранее существовавших пород. Их угловатая форма и отсутствие сортировки указывают на недалекий перенос. Обломки с дендритовидными выделениями органического вещества чрезвычайно сходны с фосфатом, слагающим полосчатые фосфориты. Возможно, они и являются источником таких фосфатных обломков. Рассматриваемая разновидность песчаниковых фосфоритов свойственна лишь фосфатопроявлению Тэмен-Султу.

Песчаниковые фосфориты существенно карбонатного состава встречаются всегда совместно с рассматриваемой ниже подгруппой грубообломочных, карбонатных по составу фосфоритов.

Макроскопически среди них выделяются черные, светлые (белые) и розоватые разновидности. Цвет первых обусловлен обилием песчинок черного фосфата, вторых — светлой окраской фосфатных зерен, третьих — тончайшей пигментацией фосфатных зерен и карбонатного цемента, природа которой неясна. Эти породы в шлифах довольно сходны с некоторыми разновидностями хемогенных карбонатных крупнозернистых фосфоритов, отличаясь от них постоянно встречающейся примесью обломочного кварца. Фосфат присутствует в них как в явных обломках, обладающих угловатыми очертаниями и более светлой окраской, так и в виде округлых, концентрически построенных черных зерен (табл. VII, 3).

Фосфатные зерна представлены несколькими разновидностями. Одни из них, диаметром 0,3—0,4 мм, имеют идеально округлую форму и состоят из карбонатного ядрышка и черного фосфатного ободка. Другие, существенно фосфатные, замещаются карбонатом по периферии. Третьи почти нацело замещены карбонатом, который сохраняет первичное концентрическое строение фосфатного зерна. Фосфат сохраняется в них лишь в мельчайших реликтах, которые в своем расположении следуют общему концентрическому строению зерна. Иногда встречаются сложные многостадийные оолитовые зерна, в которых оолитовые обломки более поздней стадии срезают концентры более ранней стадии. Некоторые фосфатные оолиты бронированы по периферии кремнистой каемочкой.

В расположении зерен не видно какой-либо закономерности. Скорее всего зерна эти, как и обломки, переотложены. Изредка в песчаниковых фосфоритах обособляются тонкие прослой, сплошь состоящие из однородных фосфатных зерен, сцементированных и замещающихся карбонатом. В таких прослоечках зерна, очевидно, находятся *in situ*.

Обломки, состоящие из фосфата или фосфоритов, весьма разнородны. Помимо песчинок, величиной около 0,5 мм, почти всюду встречаются более крупные, обычно вытянутые обломки, а также более мелкие. Зачастую мелкие осколочки фосфата, разделенные тонкими прослоечками карбоната, намечают некогда существовавший крупный (2—3 мм) фосфатный обломок. Фосфатные обломки распределены очень неравномерно, насыщая одни участки породы и отсутствуя в других. Все обломки в той или иной степени замещаются карбонатом, или агрегатом карбоната и тонких чешуек гидрослюд, заполняющим их центральную часть, а иногда почти нацело — весь фосфатный материал.

Одна из отличительных особенностей песчаниковых фосфоритов за-

ключается в том, что обломки в пределах одного поля зрения слагаются разнообразным фосфатом: буроватым, зеленоватым, почти прозрачным, лишенным примеси органического вещества. Интересно, что среди обломков совершенно нет черных, густо пропитанных органическим веществом. Не менее характерна и значительная степень раскристаллизации фосфата в обломках и зернах. Часто встречаются, например, зерна с кварцевым ядрышком и фосфатной периферической каемочкой, пространство между которыми заполнено мелкокристаллическим апатитом. Еще одна особенность песчанниковых карбонатных фосфоритов заключена в чрезвычайно резко выраженном замещении карбонатом фосфатных элементов.

Среди песчанниковых карбонатных фосфоритов изредка встречаются своеобразные породы, богатые фосфатом. Они залегают в виде тонких прослоечков, чрезвычайно резко ограниченных от вмещающих пород и напоминающих секущие прожилки. Слагаются они из обломков кварца, плагиоклаза, карбоната и чешуек слюд, погруженных в однородном базальном цементе, состоящем из светлого афанитового фосфата (табл. VII, 4). Эти породы по обилию фосфатного вещества напоминают песчанниковые фосфориты с кварцевыми обломками, хотя и отличаются от них по разнообразию состава обломков.

### *Грубообломочные фосфориты*

Гравелитовые фосфориты состоят из слабо окатанных обломков фосфоритов и различных доломитов, отделяющихся от карбонатного цемента благодаря тонкой крустификационной каемочке, состоящей из мелких кристаллов доломита. Изредка в обломочном материале встречается кварц, более часто — черные кремни.

Обломки, состоящие из фосфоритов, составляют не более 50% кластического материала. Среди них встречаются крупные (до 3—5 мм) округлые обломки черных полосчатых фосфоритов и фосфоритов с фосфатными выделениями неправильной формы и разнообразной величины. Обломки заключены в карбонатном цементе, который по составу отвечает известнякам либо доломитистым известнякам, хотя химическим анализом в этих породах устанавливается до 7—10% окиси магнезия. Эта цифра определяется большим количеством обломков доломитов, но не составом цемента. Гравелитовые фосфориты лишь в исключительных случаях формируют более или менее мощные части фосфоритовых пластов, обычно они тесно перемежаются с песчаниковыми, конгломератовыми и брекчиевыми (табл. VIII, 1).

Конгломератовые фосфориты — это плохо сортированные конгломераты, состоящие из галек фосфоритов и других пород, сцементированных карбонатным (известковым) цементом. Они встречаются среди песчанниковых и гравелитовых фосфоритов, образуя в них невыдержанные линзовидные залежи. Породы резко выделяются благодаря крупным (до 10 см по длинной оси) галькам черного кремня и белого доломита, ориентированным по слоистости и выступающим на выветрелой поверхности (табл. VIII, 2). В более мелких гальках помимо доломита и кремня встречаются фосфориты преимущественно песчанниковые карбонатные, реже полосчатые. Гальки какого-либо иного состава отсутствуют. Цемент конгломератов, как и других разновидностей данной подгруппы, обычно известковый, реже известково-доломитовый.

Брекчиевые фосфориты встречаются более часто, чем гравелитовые и конгломератовые. Они формируют нацело мощные пласты и встречаются в виде тонких прослоев среди других разновидностей (табл. VIII, 3). Выделяются своеобразные брекчированные полосчатые фосфориты, состоящие из крупных фосфатных обломков, окаймленных рядом более мелких, и карбонатного цемента. В одних случаях эти обломки

сохраняют первичную ориентировку пород, из которых они возникли (табл. IX, 1); в других они повернуты от первоначального положения на небольшой угол, так что без труда угадываются очертания бывшей фосфатной полоски; в третьих фосфатные полоски деформированы, но не потеряли сплошности (табл. IX, 2). Во всех разностях сохраняются высокие содержания фосфата, чем они и отличаются от других разностей брекчиевых фосфоритов, которые довольно бедны фосфатом. Для рассматриваемых пород характерна, кроме того, очень редкая встречаемость чужеродных (кварцевых) обломков, обычно присутствующих в других брекчиевых фосфоритах, а также доломитовый цемент. По всем этим признакам они обнаруживают родство с хемогенными фосфоритами.

Имеется много других разностей брекчиевых карбонатных фосфоритов. Запоминаются фосфориты с отдельными крупными вытянутыми обломками кремней, резко выделяющихся по размеру против других мелких обломков (табл. X, 1). Характерны также брекчиевые фосфориты, состоящие из крупных обломков черных кремней. Они довольно убоги по содержанию фосфата, рассеянного в карбонатной массе, цементирующей кремнистые обломки (табл. X, 2).

### О механизме образования фосфоритов

Среди всего многообразия Хубсугульских фосфоритов выделяется одна разновидность, особенности которой позволяют вполне однозначно судить о способе ее образования. Это — полосчатые фосфориты. Они отличаются отсутствием обломочного материала, правильной выдержанной слоистостью, ритмичным чередованием монофосфатных или существенно фосфатных бесструктурных прослоечек с доломитовыми. Эти свойства несомненно указывают на хемогенную седиментационную природу полосчатых фосфоритов. Следуя Н. М. Страхову (1962), можно полагать, что в полосчатых фосфоритах высокие концентрации фосфата могли возникать в едином седиментационном акте. Состав этих пород и их текстурные особенности свидетельствуют о спокойной гидродинамической обстановке в области накопления. Они формировались вне зоны взмучивания.

Выпавший из раствора фосфатный осадок в дальнейшем претерпевал различные изменения, характер которых во многом определялся степенью его «засоренности» другими компонентами. Таким компонентом, как показывает изучение шлифов, был кремнистый материал, который всегда ассоциирует только с фосфатными прослоечками и никогда не встречается в разделяющих их доломитовых прослоечках. В том случае, если этот осадок был чистым монофосфатным, то дальнейшие разнообразные процессы преобразования его в породу принципиально не изменили исходной картины. Эти процессы сказались лишь в некотором диагенетическом перераспределении органического вещества, которое оказалось сконцентрированным в краевых частях фосфатных прослоечек, у их границ с доломитовыми. Таким простым представляется способ образования полосчатых фосфоритов, состоящих из бесструктурных фосфатных прослоечек, чередующихся с доломитовыми.

Подобные случаи чистой фосфатной седиментации были относительно редкими. Чаще же фосфат выпадал в осадок совместно с кремнеземом, причем последний количественно всегда был подчинен фосфату. Совершенно условно, для ясности изложения, можно выделить два количественно различных типа соотношений кремнезема и фосфата. В одних фосфатных прослоечках (назовем их слабо кремнистыми) соотношение указанных компонентов были меньше чем 1 : 10, в других (кремнистых) достигало 1 : 5. Кремнистый материал, по всей вероятности, был распределен в первичном гелевидном, существенно фосфатном осадке неравномерно и беспорядочно, а в дальнейшем, в ходе диагенетического перераспреде-

ния материала, приобрел некое упорядоченное расположение. В слабо кремнистых фосфатных прослоечках кремнистый материал оказался сконцентрированным в их осевых зонах в виде тонких линзовидных выделений. В кремнистых фосфатных прослоечках он обособился в виде зерен или микроконкреций, более или менее равномерно распределившихся по всему объему фосфатного прослойка. Другими словами, при большом количестве кремнезема сегрегация его происходила вокруг большого количества центров.

Аналогичным образом можно представить и диагенетическое перераспределение органического вещества в фосфатных прослоечках. При относительно малом его количестве это перераспределение свелось к отгонке органики к периферическим частям фосфатных прослоечек. При большом количестве органического вещества концентрировалось вокруг каких-то центров, давая начало темным непрозрачным фосфатным «зернам», обогащенным органикой. В этих зернах и была законсервирована органика. В кремнистых фосфатных прослоечках сегрегация ее шла теми же путями, что и кремнезема, и оба эти компонента концентрировались в зернах.

Результаты процессов сегрегации кремнезема и органики ясно запечатлены в характере фосфатных выделений фосфоритов. Однако облик пород, какими они предстают в шлифах, в большей мере был определен иными процессами, а именно дезинтеграцией и разрушением фосфатных прослоечек. В самом деле, полосчатые фосфориты с сохранившимися фосфатными прослоечками довольно редки. Гораздо чаще встречаются разновидности, в которых неправильные фосфатные выделения различных размеров плавают во вторичном, сравнительно крупнокристаллическом доломите.

Очевидно, что основным агентом рассматриваемых процессов были агрессивные карбонатные воды. В том случае, когда они воздействовали на бесструктурные фосфатные прослоечки, разрушение последних, растворение и вынос части фосфата привело к образованию разновидностей с неправильными выделениями фосфата различной величины. Форма фосфатных выделений определяется здесь только одним фактором — степенью и интенсивностью замещения фосфата карбонатом. Совершенно неправильная форма этих выделений, часто встречающиеся вогнутые контуры и изъеденные лапчатые очертания, полное отсутствие ориентировки, сортировки, следов окатанности — все это указывает на отсутствие какого бы то ни было переноса в процессе образования этой наиболее распространенной разновидности хубсугульских фосфоритов. Если же воздействию карбонатных вод подверглись такие фосфатные прослоечки, в которых кремнистое и (или) органическое вещество ранее было сконцентрировано в зернах, то растворение и вынос межзернового фосфата и отложение вторичного доломита привели к образованию крупнозернистых фосфоритов. Карбонатные воды проникали сверху вниз, дезинтегрируя верхнюю часть фосфатных прослоечков на зерна, проявляя заготовленную ранее неяснозернистую структуру и оставляя зачастую нетронутой нижнюю часть таких прослоечков.

Оба намеченных процесса — диагенетическое перераспределение материала в первичном фосфатном осадке и дезинтеграция прослоечков карбонатными водами — происходили близко одновременно на ранней стадии преобразования осадка, причем второй процесс был несколько более поздним. Источники карбонатных вод были сугубо местными.

Изучение разрезов фосфоритоносной пачки, в частности соотношений фосфоритовых пластов с доломитовыми в разрезе и по простиранию, приводит к мысли о том, что помимо многократно повторяющихся процессов ранней карбонатизации фосфатных прослоечков, масштаб и радиус действия которой определяются толщиной данного прослоечка, т. е. миллиметрами и первыми сантиметрами, существовали и другие, близкие по смыслу,



но гораздо более значительные по масштабам и более поздние процессы карбонатизации. Этими явлениями, вероятно, следует объяснить те резко выраженные изменения фосфоритоносной пачки по простираанию, которые сказываются в выклинивании мощных пластов фосфоритов на расстоянии нескольких десятков метров, в 10-кратном изменении продуктивности пачки на незначительном расстоянии и т. д. Такого рода изменения выявляются при прослеживании по простираанию фосфоритоносной пачки вдоль обоих флангов Хубсугульского месторождения. Что касается более плавных изменений, проявляющихся, например, в том, что фосфоритоносная пачка присутствует в одних участках западного борта бассейна и отсутствует в других, то в основе их лежат какие-то первичные факторы.

Механизм образования мелкозернистых и оолитово-зернистых фосфоритов существенно отличен от афанитовых. Они сформировались из растворов с более слабой концентрацией фосфата, сравнительно с растворами, давшими начало полосчатым фосфоритам. Зерна являются здесь первичной формой обособления фосфатного материала, а концентрация зерен обусловлена донным перемывом, при котором происходит вынос нефосфатных компонентов и естественное обогащение осадка фосфатом. Превосходное описание этих процессов применительно к Каратау дано А. И. Смирновым и А. М. Тушиной (1962). В ХФБ подобные процессы играли явно подчиненную роль по отношению к накоплению фосфата обычным седиментационным путем. Этот факт заставляет усомниться в универсальности известного положения о том, что в результате только седиментационных процессов богатые фосфориты формироваться не могли (Тушина и др., 1969; Красильникова и др., 1968). Примером богатых седиментационных фосфоритов могут служить полосчатые разновидности, типичные для ХФБ. Первичной формой обособления фосфатного вещества были прослоечки фосфата. Эта форма является родоначальной для многих других разновидностей фосфоритов, т. е. большинство их образовалось в результате различных преобразований фосфатных прослоечек.

Обломочные фосфориты образуются в результате разрушения и переноса обломков хемогенных фосфоритов. В некоторых разновидностях, например в карбонатных песчаниковых фосфоритах, обломочный фосфат сочетается с хемогенным. В таких случаях в обломочных породах возникают либо тонкие прослои мелкозернистых фосфоритов, либо прослои характерных песчаниковых фосфоритов с однородным фосфатным цементом.

Характерные брекчированные фосфориты представляют собой брекчии взламывания полосчатых фосфоритов. Полоски фосфата в результате этого взламывания теряли сплошность, разбивались на отдельные вытянутые кусочки длиной по несколько сантиметров, которые не претерпевали сколь-нибудь значительного переноса.

Отмечая значительный «разброс» по разрезу обломочных фосфоритов, следует подчеркнуть, что все они лежат выше основной пачки, сложенной хемогенными разновидностями. Разрушение этих хемогенных фосфоритов и образование обломочных происходило, очевидно, в течение нескольких этапов и было близко одновременным с процессом хемоседиментации. Таким способом возникло большинство обломочных фосфоритов фосфатопоявления Хармайн. Но этот процесс разрушения хемогенных фосфоритов, переотложения продуктов разрушения и цементации мог многократно повторяться и после отложения основной фосфоритоносной пачки, в результате чего возникли обломочные фосфориты, занимающие более высокое стратиграфическое положение.

Характер фосфатного вещества заметно меняется по мере перехода от хемогенных полосчатых фосфоритов к крупнозернистым и различным обломочным, особенно песчаниковым карбонатным. При этом вряд ли можно говорить о существенном изменении степени раскристаллизации фосфата. Наиболее значительные изменения сказываются в отношении на-

сыщенности фосфата органическим веществом и степени сохранности фосфата.

Органическое вещество либо сплошь пропитывает фосфат, либо концентрируется в отдельных дендритовидных выделениях, либо, наконец, скапливается в некоторых концентраторах неясно ограниченных зерен. Неправильные выделения фосфата принципиально не отличаются от фосфатных полосок или прослоек ни по степени насыщенности органическим веществом, ни по характеру его распределения. В крупных фосфатных зернах органического вещества значительно больше. Светлое фосфатное вещество слагает большую часть фосфатных обломков в песчаниковых фосфоритах (белые песчаниковые фосфориты). Степень сохранности фосфата также наименьшая в песчаниковых разностях, так как фосфатные обломки и зерна этих пород обычно замещены карбонатом. Как правило, в таких обломках и зернах фосфат сохраняется лишь по периферии, а довольно часто и вовсе исчезает. Таким образом, преобразование полосчатых выделений фосфата в неправильные и крупные зерна не сопровождается сколько-нибудь существенными изменениями фосфатного вещества ни в отношении его внутренней структуры, ни в замещении фосфата другими минералами. Перенос и окатка фосфатного материала, перетолжение его в новой среде были главными факторами преобразования фосфата, высвобождения органического материала, замещения фосфата другими минералами и т. п.

Петрографическое изучение фосфоритов, в частности хемогенных разновидностей, показывает, что из трех основных компонентов — фосфата, кремнезема и карбоната — лишь два первых тесно ассоциируют друг с другом. Но количественно кремнезем подчинен фосфату. Разновидности, в которых фосфат тесно связан с большим количеством кремнезема (20—30%), очень редки в ХФБ. Карбонат же резко обособлен от фосфатных выделений и составляет, в большинстве случаев, цементирующую массу пород. Таким образом, в тесных сростаниях с фосфатом связано лишь небольшое количество нефосфатных компонентов. В целом же фосфат в фосфоритах ХФБ характеризуется высокой степенью индивидуализации от нефосфатных компонентов, что, вероятно, будет благоприятно сказываться на полноте его извлечения из руд при практическом их использовании.

## ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ

По фосфоритам ХФБ имеются различные аналитические материалы. Примерно по 300 анализам известно содержание фосфорного ангидрида, нерастворимого остатка, углекислоты, а также кальция, магния, алюминия, железа, щелочей, фтора. В некоторых из этих анализов определялось также органическое вещество и лимонно-растворимый фосфат. Кроме того, имеется несколько сот сокращенных анализов, по которым можно судить о содержаниях основных компонентов фосфоритов: фосфорного ангидрида, нерастворимого остатка, углекислоты, магния и полуторных окислов. Имеется также около 500 анализов, в которых определялись лишь фосфор и нерастворимый остаток. Этот аналитический материал распределен неравномерно. В основном он относится к Хубсугульскому и Цаганнурскому месторождениям, Тэмен-Султинскому и Хармаинскому проявлениям. Подавляющее большинство анализов приходится на бороздовые пробы, отбирившиеся в горных выработках либо в естественных обнажениях при изучении месторождений. Небольшая их часть падает на штUFFы, характеризующие ту или иную разновидность фосфоритов.

Нижняя фосфоритоносная пачка, с которой связана основная масса фосфоритов, испытывает значительные изменения в пространстве, вместе с чем, естественно, меняется характер и состав фосфоритов. Значительные изменения наблюдаются также по вертикали, т. е. по разрезу

пачки, а часто и по разрезу одного и того же пласта. Очень резко отличается состав фосфоритов нижней и верхней фосфоритоносных пачек. В общем, по химизму фосфориты неоднородны. Если на основании имеющихся данных составить некую общую «сводную» характеристику химизма фосфоритов ХФБ, то она будет очень далекой от конкретного химического состава пород, которые слагают тот или иной пласт, пачку, разновидность и т.п. Подобная характеристика безусловно полезна в том смысле, что она каким-то образом отражает некоторые общие особенности всего бассейна. Что же касается практических целей, то более интересны данные по химизму пластов, пачек, либо конкретных месторождений и проявлений бассейна.

Наиболее дробной единицей классификации фосфоритов, принятой выше, является разновидность. С нее лучше всего и начать рассмотрение химизма фосфоритов. Далее целесообразно рассмотреть химический состав пластов, в строении которых часто участвует несколько разновидностей, затем составить общее представление о химизме фосфоритов всей пачки. Интересно также наметить некоторые особенности химизма фосфоритов отдельных месторождений и сравнить их друг с другом.

Один из основных показателей, с помощью которого фосфориты классифицируются по химизму, — состав нефосфатных компонентов. В Каратауском бассейне по этому признаку выделяется три типа руд: карбонатные, кремнисто-карбонатные и кремнистые. Границы между ними проводятся по содержанию нерастворимого остатка, равным 15 и 22% (Гиммельфарб и др., 1969).

Среди фосфоритов ХФБ господствуют карбонатные разновидности. Фосфориты кремнистого состава очень редки. Они более редки, чем это можно представить себе, анализируя результаты химического анализа проб, которые иногда указывают на довольно высокие содержания кремнезема. Эти пробы, относящиеся к пластам фосфоритов или частям пластов, не дают истинного представления о составе нефосфатных компонентов, ассоциирующихся с фосфатом, так как пласты часто содержат прослойки кремней или углеродисто-кремнистых сланцев, относительно бедных фосфатом. Эти прослойки обуславливают повышенное содержание нерастворимого остатка в бороздовых пробах. Данные о химизме разновидностей фосфоритов сведены в табл. 2. В основе ее лежат результаты химических анализов штуфов, характеризующих ту или иную разновидность.

Вертикальное распространение отдельных разновидностей обычно ограничено и измеряется подчас первыми сантиметрами, так что даже в одном шлифе бывают представлены две разновидности. Однако местами некоторые разновидности, например составляющие подгруппу афанитовых фосфоритов, слагают довольно ощутимые по мощности части пластов либо пласты целиком. В последнем случае намечается близкая сходимость химического состава по разновидностям и по пласту.

Афанитовые фосфориты оказываются наиболее богатыми. В полосчатых разновидностях содержание  $P_2O_5$  составляет в среднем 26—30%, иногда повышаясь до 35—37% (табл. 2, 1—3), а в фосфоритах с неправильными выделениями фосфата уменьшается до 20—25% (табл. 2, 5, 6). Обе разновидности афанитовых фосфоритов являются в подавляющем большинстве случаев карбонатными и характеризуются очень низкими значениями нерастворимого остатка (4—10%), который приходится на мелкокристаллический кварц, составляющий внутреннюю часть некоторых фосфатных выделений неправильной формы, либо осевые части тонких фосфатных полосок.

Малые значения нерастворимого остатка естественно сочетаются с высокими содержаниями углекислоты и окислов магния. Последние составляют 4—9% и остаются в этих пределах для многих других разновидно-

Химический состав фосфоритов. Штуфные пробы по разновидностям (в %)

Группа	Подгруппа	Разновидность	№ п.п.	Проба, №	Месторождение, № (см. рис. 15)	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	н.о.	SiO <sub>2</sub> *	
Хемогенные	Афанитовые	Полосчатые карбонатные	1	317	5	37,69	1,81	2,87	
			2	Ц-251	10	29,50	3,20		
			3	8	10	27,65	2,20		
		Полосчатые кремнистые С выделениями фосфата раз- нообразной формы и величины	4	T-16	6	25,30	23,57	20,46	
			5	3347/3	13	23,60	3,28	3,24	
			6	23	20	21,73	7,01		
	Зернистые	Крупнозернистые карбонатные	7	179/1	12	21,30	0,73		
			8	76/1	30	16,86	51,63	17,60	
		Крупнозернистые кремнистые	9	3369/2	19	22,05	18,67		
			10	23/46	20	20,75	5,12		
		Мелкозернистые кремнистые	11	T-89	6	26,08	19,87		
Обломочные	Песчаниковые	С кварцевыми обломками	12	T-2/1	6	25,30	21,53	56,24	
			13	171/4	6	5,15	71,20		
		С полимиктовыми обломками	14	9	17	9,15	60,49		
			15	1	9	18,20	1,74		1,51
	Грубообломочные	Карбонатные	Гравелитовые	16	108/3	4	11,74	2,30	2,19
				17	722/4	4	12,40	4,38	4,12
			Брекчиевые	18	109/2	10	19,10	2,57	2,30
				19	437/2	4	9,66	63,85	
			Брекчиевые кремнистые						

\* В сумму не входят.

Примечание. Все анализы выполнены в химической лаборатории ГИГХСа, кроме 6 и 9 (Центральная лаборатория МГМНР, Улан-Батор) и 1 и 3 (Химическая лаборатория НИЛЗарубежгеология).

стей. Содержание полуторных окислов никогда не превышает 2—3%. Аналогичными цифрами определяется количество щелочей. Содержание лимонно-растворимого фосфата невелико, составляя 2—3% P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>.

В кремнистых афанитовых фосфоритах, чрезвычайно редких, величины нерастворимого остатка, приходящегося в основном на халцедон, достигают 23—25% (табл. 2, 4). Соответственно в них резко падают содержания углекислоты и окиси магния. По другим показателям они существенно не отличаются от карбонатных фосфоритов.

Сравнение двух основных разновидностей карбонатных афанитовых фосфоритов дает возможность оценить эффект процесса карбонатизации фосфатных прослоечков. В результате этого процесса содержание фосфорного ангидрида уменьшается в среднем от 30—32 до 20—22%, причем содержание нерастворимого остатка остается практически неизменным. Это, очевидно, связано с тем, что при карбонатизации выносятся лишь межзерновой фосфат, лишенный кремнезема. Содержание углекислоты и окиси магния в результате карбонатизации увеличивается примерно вдвое, а количество полуторных окислов уменьшается в несколько раз. По всей видимости эти окислы ассоциируют с мелкозернистым первичным карбонатом, а не фосфатом. В целом карбонатизация приводит к разубо-

Таблица 2

CO <sub>2</sub>	CaO	MgO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	F	Сорг*	Лимонно-растворимый P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> *	Сумма, I	O - F	Сумма, II
					Σ							
3,3	52,81	2,09	0,71	0,32			3,09			101,82	1,28	100,54
9,41	47,10	4,40	0,76	0,87	1,08	2,36	2,80	0,86	2,70	101,18	1,18	100,00
12,68	45,22	4,80	0,89	1,79	1,30	1,89	2,08		1,80	100,50	0,88	99,68
4,36	39,20	2,60	0,71	1,00	0,43	2,43	2,18		2,10	101,78	0,92	100,86
19,62	42,08	7,60	0,31	Сл.	0,54	1,94	1,70	0,48	2,04	100,67	0,71	99,96
16,53	41,39	8,49	0,52	1,02						—		
23,25	43,68	8,40	0,28	Сл.	0,49	0,82	1,95		1,30	100,9	0,85	100,05
1,03	23,51	0,12	2,40	1,60	3,64		1,72		1,1	102,51	0,71	101,80
10,54	36,82	4,50	0,71	1,70	1,20	1,98	2,15		0,9	100,32	0,90	99,42
20,15	43,87	4,03	0,61	1,10	2,15		1,88		1,2	99,66	0,79	98,87
6,47	39,96	1,80	1,48	2,08	2,8		2,28	1,36	1,3	102,82	0,90	101,92
5,02	39,12	1,81	0,53	1,83	2,8		2,41			100,35	0,98	99,37
5,74	8,77	1,32	2,41	6,21	0,6		0,66			102,06	0,31	101,75
5,51	16,17	2,00	2,66	4,75	0,65		1,12	2,10	3,10	102,50	0,51	101,99
24,89	41,16	10,10	0,43	Сл.	0,72	1,38	1,90		1,30	100,52	0,80	99,72
33,05	37,52	13,00	0,31	Сл.	0,41	2,16	1,25	0,14	0,56	101,74	0,52	101,22
31,77	36,76	13,10	0,23	»	0,58	1,43	1,15	0,32	0,56	101,80	0,52	101,28
24,34	41,86	8,80	0,46	»	0,52	2,02	1,77	0,41	0,90	101,44	0,48	100,96
2,94	15,69	0,78	4,97	1,13	1,54		0,82			101,38	0,35	101,03

живанию фосфоритов. Единственный «полезный» эффект этого процесса состоит в уменьшении содержания полуторных окислов.

Зернистые фосфориты в целом несколько беднее афанитовых. В их карбонатных модификациях содержание фосфорного ангидрида колеблется от 6—17 до 22—25% при средних значениях порядка 21—22%. Чрезвычайно низкие величины нерастворимого остатка в некоторых крупнозернистых разностях (1%) объясняются, с одной стороны, полным отсутствием терригенного материала, а с другой, тем, что внутри зерен, в отличие от неправильных выделений, кварц отсутствует (табл. 2, 7). В мелкозернистых разновидностях значение нерастворимого остатка увеличивается до 5—6% за счет появления кварцевых либо халцедоновых ядер фосфатных зернышек, а также благодаря примеси кварцевых обломочков в карбонатном цементе (табл. 2, 10). Существенные различия выявляются между крупно- и мелкозернистыми разновидностями по содержанию окиси магния. В первых она составляет около 8%, а во вторых, залегающих по восточному флангу Хубсугульского месторождения, в верхах фосфоритоносной пачки падает до 4%. Эти отличия в химизме фосфоритов, как уже отмечалось раньше, коррелируются с общим изменением состава карбонатных пород фосфоритоносной пачки от подошвы к кровле, в сторону обеднения их магнием. Помимо карбонатных имеются кремнисто-карбонатные и кремнистые зернистые фосфориты. Крупнозернистые кремнистые фосфориты выявляются как довольно чистые породы, состоящие из фосфата и

кремнезема, составляющих в сумме свыше 90% породы (табл. 2, 8). Все разновидности зернистых фосфоритов отличаются от афанитовых меньшим содержанием лимонно-растворимого фосфора. Причина этих различий очевидна. В фосфатных зернах растворяется, видимо, лишь внешний фосфатный концентр, тогда как более внутренние его части защищены кремнистой оболочкой следующего концентра. В афанитовых разностях, т. е. фосфатных полосках либо различных неправильных выделениях, фосфат более легко растворим.

Разновидности песчаниковых фосфоритов резко отличаются друг от друга по химическому составу. Песчаниковые и алевролитовые фосфориты с кварцевыми обломками по количеству фосфата (25%  $P_2O_5$ ) — наиболее богатые разновидности в данной группе (табл. 2, 12). По содержанию других компонентов они мало чем отличаются от кремнистых зернистых фосфоритов предшествующей группы, с которыми тесно связаны пространственно и по разрезу.

Совершенно другой химизм свойствен фосфатсодержащим породам, насыщенным полимиктовыми обломками (табл. 2, 13, 14). Они, наоборот, очень бедны фосфатом и выделяются по наибольшим значениям нерастворимого остатка (60—70%) и глинозема (6%). Последнее обусловлено обилием полевых шпатов и других алюмосиликатных минералов среди обломочного материала. Значительны содержания углекислоты, окиси кальция и магния, что определяется карбонатным, преимущественно кальцитовым составом цемента песчаников. Эти породы, сравнительно с другими разновидностями, наиболее обогащены железом (2,4—2,7%  $Fe_2O_3$ ).

Карбонатные песчаниковые фосфориты (табл. 2, 15) по количеству фосфата (18—20%  $P_2O_5$ ) приближаются к группе хемогенных фосфоритов, отличаясь от большинства их разновидностей малыми содержаниями нерастворимого остатка (2—3%). Также очень невелики значения всех других компонентов, исключая углекислоту, кальций и магний. В общем по химическому составу породы этой разновидности вырисовываются как чистые карбонатно-фосфатные.

В следующей подгруппе, охватывающей грубообломочные разновидности, гравелитовые и конгломератовые фосфориты (табл. 2, 16, 17) по химизму очень близки к только что рассмотренным песчаниковым карбонатным. Сравнительно с песчаниковыми они беднее фосфором, богаче магнием и углекислотой. Среди брекчиевых фосфоритов четко выделяются кремнистые и карбонатные, резко отличающиеся друг от друга по значениям углекислоты и нерастворимого остатка (табл. 2, 18, 19). Большие содержания нерастворимого остатка в кремнистых фосфоритах связаны с обломками кремней, в карбонатных эти обломки отсутствуют, и, соответственно, значение нерастворимого остатка падает до 2—3%.

В целом обломочные фосфориты заметно отличаются от хемогенных как по абсолютным значениям содержаний тех или иных компонентов, так и по особенно резким изменениям этих содержаний. Обломочные фосфориты выявляются как породы с неоднородным распределением содержания  $P_2O_5$ . Намечаются по меньшей мере четыре отдельных пика  $P_2O_5$  на графике распределения для обломочных фосфоритов (рис. 42) — на уровне 4, 10, 16 и 22%. Первый отвечает бедным фосфатсодержащим карбонатным песчаникам со спорадически рассеянными зернами фосфата, второй — фосфоритам с преобладанием обломков бесфосфатных пород, третий — хорошо сортированным карбонатным песчаниковым фосфоритам с многочисленными обломками фосфатного состава и, наконец, четвертый — таким фосфоритам, которые являются брекчированными полосчатыми фосфоритами (брекчии взламывания). Для сравнения обломочных и хемогенных фосфоритов по характеру распределения  $P_2O_5$  на этом же рисунке изображен график распределения содержаний  $P_2O_5$  в хемогенных фосфоритах

Хубсугульского месторождения, указывающий на однородную совокупность.

Пласты или горизонты фосфоритов, мощность которых в ХФБ часто достигает 10—15 м, участвуют в строении мощных (70—90 м) фосфоритоносных пачек. В составе пачек обычно имеется несколько фосфоритовых пластов, разделенных бесфосфатными или слабофосфатными породами, зачастую имеющими значительную мощность. Именно поэтому пласты следует рассматривать как возможный объект добычи в случае практического использования месторождений. Отсюда возникает необходимость в выяснении химического состава фосфоритовых пластов, которые

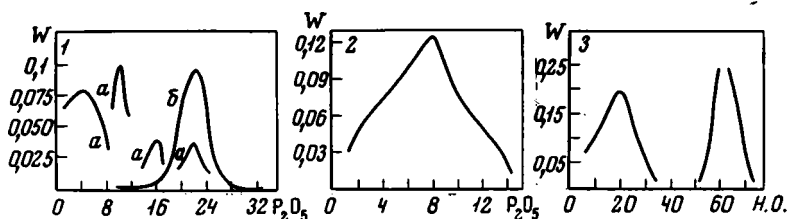


Рис. 42. Графики распределения содержаний фосфорного ангидрида 1 — в обломочных фосфоритах Хогорганского месторождения и Хармаинского проявления (а) и в хомогенных фосфоритах Хубсугульского месторождения (б); 2, 3 — фосфорного ангидрида и нерастворимого остатка в фосфоритах проявления Тэмен-Султу

обычно слагаются несколькими разновидностями фосфоритов, а также тонкими прослоями бесфосфатных пород.

Химический состав фосфоритов различных пластов нескольких месторождений ХФБ приведен в табл. 3. В основе ее лежат результаты химического анализа борздовых проб, отобранных при изучении месторождений. Как правило, борздовые пробы по пластам беднее фосфатом по сравнению со штуфовыми пробами, характеризующими разновидности. Так, нижний пласт южного участка Цаганнурского месторождения в основном слагается полосчатыми разновидностями фосфоритов, в которых содержание P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> местами достигает 37%. По всему пласту оно падает до 28,8% (табл. 3, 1). В вышележащих пластах чередуются обе разновидности слоистых афанитовых фосфоритов. Содержание P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> в этих разновидностях составляет 23—27%. Примерно эти же цифры характеризуют и пласты. Сходимость в данном случае объясняется тем, что каких-либо иных разновидностей фосфоритов либо других пород в составе этих пластов нет. Это — наиболее богатые и мощные пласты бассейна.

В нижнем пласте Хубсугульского месторождения наиболее часто встречаются разновидности с выделениями фосфата неправильной формы и разнообразной величины. В соответствии с этим по содержанию главнейших компонентов борздовые пробы по пласту (табл. 3, 8—17) обнаруживают близкое сходство со штуфовыми пробами по данной разновидности. Содержание P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> по первому (нижнему) пласту составляет в среднем 21%.

Иные соотношения между химическим составом разновидностей и всего пласта можно проиллюстрировать на примере Хармаинского проявления. В полосчатых фосфоритах верхней части пласта содержание P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> около 22%, в гравелитовых и песчаниковых фосфоритах, составляющих его нижнюю часть, оно падает до 6—7%. В самых верхах имеются брекчированные полосчатые фосфориты, содержащие около 17% P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>. Величина P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> по пласту определяется по результатам анализа борздовой пробы цифрой 13%, которая далека от содержаний любой из разновидностей, составляющей пласт.

Фосфоритоносные пачки, занимающие различное положение в разрезе хубсугульской серии, различаются также и по химическому со-

Химический состав фосфоритов. Бороздовые пробы по пластам (в %)

№ п.п.	Проба, №	Месторождение, участок	Положение пласта в разрезе	Опробован- ная мощность, м	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Н.о.	СО <sub>2</sub>	СаО	MgO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	F	
										Σ					
1	6	Цаганнурское, южный	Первый	1,8	28,77	8,85									
2	7		Второй	1,9	27,95	3,54									
3	8		Третий	10,9	26,35	6,10	12,08	43,12	5,03	0,63	2,79	1,20	2,09	1,15	
4	9		Пятый	5,0	22,18	12,11	11,83	44,21	8,12	1,08	2,58	1,17	1,18	2,10	
5	Т-1а	Ухагольское, южный	Четвертый	7,0	27,75	19,97									
6	Т-9/16		Второй	4,5	25,92	7,67	10,15	43,96	5,20	1,0	0,61				
7	Т-8/9		Четвертый	5,0	25,04	19,91	6,31	38,36	1,60	0,9	0,18				
8	К-25	Хубсугульское, восточный фланг	Главный, или первый	13,4	23,52	7		43,92	4,69	0,89	0,98				
9	К-39			8,3	26,62	7,22									
10	К-24			16,8	20,0	15	12,31	38,52	4,12	1,64	3,62				
11	К-41			13,0	22,85	6,50	17,63	41,84	5,97	0,86	1,35				
12	К-51			12,3	18,9	8,14	12,18	42,05	6,56	2,24					
13	К-42			13,6	20,3	7	18,63	40,97	7,57	0,96	0,75				
14	К-22			8,7	20,0	9		40,23	7,66	0,96	1,13				
15	К-53			14,1	22,94	7	13,43	39,32	5,53	3,32					
16	К-43			3,4	20,09	6,25	21,25	39,19	8,27	0,69	0,93				
17	К-54			12,6	22,5	17,76	12,79	38,62	5,08	1,56					
18	К-20	12,8	20,22	14		38,06	6,25	1,92							

Примечание. Анализы 1—5 выполнены в химической лаборатории ГИГХСа, г. Люберцы (Московская область), анализы 6—18 — в Центральной лаборатории МГ МНР, г. Улан-Батор. Содержание SiO<sub>2</sub> в пробе 8 составляет 5,24%.



ставу фосфоритов. Наиболее интересно сравнить в этом смысле фосфориты основной нижней пачки, приуроченной к доднурской свите, и верхней, заключенной в отложениях хоридулинской свиты. Для первых в качестве представительной пробы можно принять пробу 2 (см. табл. 2), для вторых — пробы 7 и 13. Первые богаче вторых по содержанию фосфора. Они являются карбонатными фосфоритами с очень малыми величинами нерастворимого остатка (2—3%), вторые — кремнистыми, в которых эти величины достигают 50—60%. Соответственно с этим резкие различия выступают в содержании углекислоты, кальция, магния.

Рассмотрим особенности химизма фосфоритов применительно к отдельным месторождениям, что наиболее интересно с практической точки зрения.

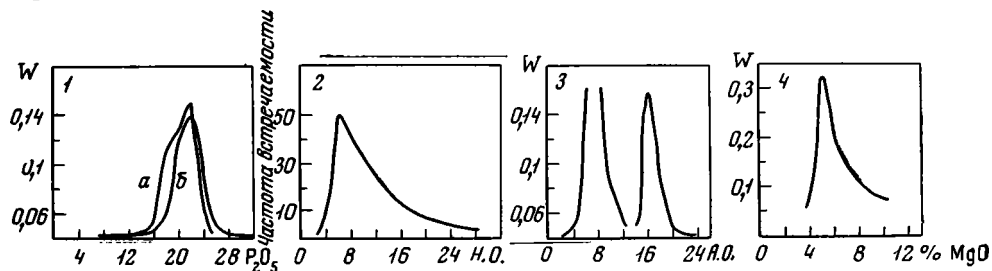


Рис. 43. Графики распределения содержания основных компонентов в фосфоритах Хубсугульского месторождения (1, 3, 4) и бассейна в целом (2)

Буквы на графике 1: а — первый фосфоритовый горизонт, б — фосфоритонасная пачка в целом; график 2 — все месторождения ХФБ, пропорционально запасам; графики 3 и 4 — первый фосфоритовый горизонт

На Хубсугульском месторождении наиболее выдержан нижний фосфоритовый пласт, который, по данным М. М. Музалевского, прослеживается на всех участках месторождения. Содержание некоторых основных компонентов этого пласта по результатам массовых анализов иллюстрируется на графиках (рис. 43). Кривая распределений  $P_2O_5$  симметрична и характеризует нормальное распределение со средним значением  $P_2O_5$ , равным 21%. Кривая распределения  $MgO$  резко асимметрична, имея пологое плечо в сторону больших значений и крутое — в сторону меньших, при средних значениях около 5%.

Интересную конфигурацию имеет график распределения нерастворимого остатка, отчетливо распадающийся на две части — левую с модой 8%, и правую — 16%. Характер этой кривой указывает на неоднородную совокупность. Геологически график интерпретируется очень просто: фосфориты первого или основного горизонта по содержанию данного компонента четко распадаются на две группы с указанными средними содержаниями. Промежуточные между ними различия (10—14% н.о.) встречаются так же редко, как и разновидности со значениями меньше 4 и более 20%. Каждая из этих групп достаточно отчетливо обособляется в пространстве. Первая группа с меньшими значениями локализуется на восточном фланге месторождения, а вторая — с большими — на западном.

Химизм всей продуктивной пачки Хубсугульского месторождения, включающей до пяти пластов, характеризуется следующим. Среднее содержание  $P_2O_5$  сохраняется, как и для первого (основного) пласта, на уровне 21%. Однако характер кривой распределения несколько меняется. Она становится асимметричной, с крутым плечом в сторону больших значений и пологим в сторону меньших. Сравнение двух графиков показывает, что относительно богатые фосфориты сконцентрированы в нижнем горизонте или пласте, или, другими словами, более бедные фосфориты

встречаются среди него реже, чем во всей пачке. Среднее содержание  $MgO$  в фосфоритах всей пачки уменьшается до 4%, что объясняется влиянием сравнительно слабо магниальных фосфоритов пятого пласта. Существенно меняется также характер распределения нерастворимого остатка. Правый пик кривой содержаний нерастворимого остатка существенно редуцируется, среднее значение по всей продуктивной пачке приближается к 10%. Распределение становится близким к нормальному. Это объясняется влиянием мелкозернистых карбонатных фосфоритов, составляющих верхнюю часть продуктивной пачки, в которых содержание нерастворимого остатка не превышает 4—5%.

Среднее содержание  $Fe_2O_3$  составляет 0,88%. Отношение  $\frac{\% Fe_2O_3 \cdot 100}{\% P_2O_5} = \frac{0,88 \cdot 100}{21} = 4,2$ , т. е. значительно ниже допустимого предела, равного 8.

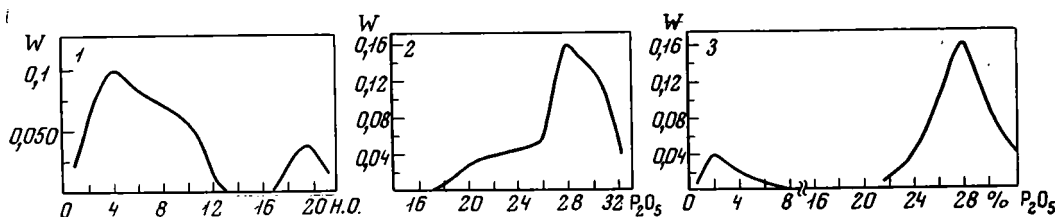


Рис. 44. Графики распределения содержаний фосфорного ангидрида и нерастворимого остатка в фосфоритах Цаганнурского (1, 2) и Улейндабабского (3) месторождений

(Требования промышленности к качеству минерального сырья, 1959.) Среднее содержание глинозема равно 1,41%. Резюмируя характеристику химического состава фосфоритов Хубсугульского месторождения, заметим, что наиболее характерная их особенность — высокое содержание окиси магния (средняя цифра — 5%) и низкое — нерастворимого остатка.

Цаганнурское месторождение по химизму фосфоритов принципиально сходно с Хубсугульским. Это сходство выражается в наличии двух пиков на графике распределения содержаний нерастворимого остатка одного с модой 4%, другого — 20% (рис. 44). Анализ графика показывает, что на месторождении резко преобладают карбонатные фосфориты с очень малыми значениями нерастворимого остатка, а кремнисто-карбонатные пользуются подчиненным распространением. Кривая распределения  $P_2O_5$  имеет близкий к нормальному распределению характер со средним значением, равным 26%, что значительно выше, чем на Хубсугульском месторождении.

Второй по значимости компонент — карбонат, представленный доломитом. Содержание окиси магния составляет в среднем 5—6%. Третьим компонентом служит нерастворимый остаток, среднее содержание которого также находится на уровне 5—6%. Таким образом, цаганнурские фосфориты вырисовываются как довольно чистые фосфатно-карбонатные породы с очень малыми значениями нерастворимого остатка. По содержанию железа и алюминия цаганнурские фосфориты существенно не отличаются от хубсугульских.

Фосфориты месторождения Улейн-Дабба по содержанию полезного компонента близки к хубсугульским. На кривой распределения  $P_2O_5$  (рис. 44) характерны два разобщенных пика. Левый на уровне около 2%  $P_2O_5$  отвечает фосфатсодержащим кремням, которые местами замещают значительную по мощности часть продуктивной пачки и которые были опробованы и проанализированы на содержание  $P_2O_5$ . Правый (21%  $P_2O_5$ ) соответствует основной разновидности фосфоритов место-

рождения. Фосфориты рассматриваемого месторождения обнаруживают очень большой разброс в отношении содержаний нерастворимого остатка: наряду с карбонатными разностями (н. о. 4—5%) здесь широко представлены кремнисто-карбонатные и кремнистые (н. о. 22,3%). Высокие значения нерастворимого остатка обусловлены не столько кремнистым характером самих фосфоритов, сколько обильными прослоями черных кремней, присутствующих в составе продуктивной пачки.

В Ухагольском месторождении фосфориты сконцентрированы в основном в третьей или главной продуктивной пачке. Содержание фосфорного ангидрида в четырех основных пластах главной пачки составляют: в первом — 17—20%, во втором — 18—22%, в третьем — 21%, в четвертом — 20—25% при мощности, соответственно равной 4,2; 4,5; 3,7 и 7 м. Средневзвешенное содержание для всех пластов равно 20—22%, т. е. по содержанию фосфорного ангидрида ухагольские фосфориты очень близки к собственно хубсугульским.

По составу нефосфатных компонентов ухагольские фосфориты существенно отличаются от хубсугульских и стоят ближе к каратауским. Пробы по пластам главной пачки показывают содержание нерастворимого остатка в интервале 13—24%, т. е. по каратауской классификации они попадают преимущественно в группу кремнисто-карбонатных фосфоритов. Высокие содержания нерастворимого остатка на первый взгляд противоречат впечатлению, полученному из петрографических наблюдений о преобладании карбонатных фосфоритов. Это несоответствие объясняется, видимо, тем, что в каждом пласте в подчиненном количестве имеются прослои кремнистых пород с содержанием нерастворимого остатка 30—40%, чем и обусловлен его общий довольно высокий процент на всю мощность пласта. Высокое содержание нерастворимого остатка закономерно увязывается со сравнительно низкой карбонатностью. Содержание углекислоты в среднем менее 10%. Карбонатные компоненты представлены доломитом, но содержание окиси магния в отличие от высоких значений, свойственных всему ХФБ, находится в пределах 2—4%. Обращает на себя внимание высокое содержание  $S_{орг.}$ , составляющего около 1%, и очень незначительное количество полуторных окислов, не превышающее 1—2%.

На северо-западе бассейна господствуют песчаниковые фосфориты с содержанием  $P_2O_5$ , достигающим в отдельных пробах до 18%. Однако средневзвешенное содержание по пластам не превышает нескольких процентов. Эти убогие фосфориты высококарбонатны, так как обломочный материал их состоит преимущественно из карбонатных пород.

Для фосфатсодержащих пород проявления Тэмен-Султу вырисовывается картина нормального распределения  $P_2O_5$  со средним значением 8%. Как и в других случаях, график распределения нерастворимого остатка распадается на две части. Левая его часть, со средним значением 20%, отвечает песчаниковым разностям с существенно карбонатным составом цемента. Правая, соответствующая уровню 60%, относится к убогим бескарбонатным кремнистым разностям, которые на фосфатопоявлении Тэмен-Султу наиболее широко распространены.

В южной части ХФБ богатые карбонатные фосфориты, столь характерные для центральной его части, практически отсутствуют. Здесь в основном преобладают зернистые кремнистые разности. Содержание  $P_2O_5$  в этих породах в среднем не превышает 15—17%. В тесной связи с зернистыми фосфоритами встречаются песчаниковые. В периферической южной части бассейна, лежащей между широтным участком р. Мурэн и параллелью оз. Эрхил-Нур, исключительным развитием пользуются убогие кремнистые зернистые фосфориты.

В заключение следует подчеркнуть две особенности химизма фосфоритов ХФБ, выступающие наиболее выпукло. Одна из них заключается

в резком преобладании карбонатных фосфоритов. Количественные соотношения между карбонатными и кремнистыми фосфоритами ХФБ можно проиллюстрировать распределением содержаний нерастворимого остатка по 120 пробам, представляющим все месторождения, пропорциональные запасам каждого из них. Оказывается, что 51% проб приходится на фосфориты с малыми значениями нерастворимого остатка (2—8%, в среднем 5—6%); 27% проб — на фосфориты с нерастворимым остатком от 8 до 15%; 11% проб — на фосфориты с содержанием н.о. от 15 до 21% и всего 6% проб — на фосфориты с остатком свыше 22%. Вторая особенность состоит в высоком содержании окиси магния, которая в среднем находится на уровне 5—8%. Другими словами, фосфатное вещество фосфоритов ХФБ тесно ассоциируется с доломитом. Что касается содержаний фосфата, то наиболее распространены руды с 20—22%  $P_2O_5$ , но довольно обычны и более богатые с содержанием 26—28%.

#### О характере фосфатного вещества

Фосфатное вещество хубсугульских фосфоритов было выделено в нескольких пробах и изучалось в лабораториях ГИГХСа, ИГЭМа, Бурятского геологического управления. Результаты изучения двух проб, по которым экстракция  $P_2O_5$  составила около 40%, приведены в табл. 4.

Таблица 4

Химический состав фосфатного вещества фосфоритов ХФБ (в %)

Компонент	Месторождение		Компонент	Месторождение		
	Хубсугульское, канава 38*	Цаганнурское		Хубсугульское, канава 38*	Цаганнурское	
$P_2O_5$	39,60	40,79	$C_{орг}$		1,06	
$CO_2$	1,13	0,40	$K_2O$	Не опр.	—	
	3,31	4,0	$Na_2O$	» »	Сл.	
CaO	52,60	53,1	Параметры кристаллической решетки (А)			
MgO	0,78	—		$a$	9,39	9,364
$Fe_2O_3$	0,49	0,40		$c$	6,90	0,880
$Al_2O_3$	0,30	—	Показатели преломления	1,629	1,626—1,627	
$SiO_2$	1,34	Не опр.			$\Sigma_1 = 100,03$	
Н.о.	1,78	0,37				
$SO_3$	0,50	Сл.				

$$O - F = 1,68; \Sigma_2 = 98,35; \frac{F}{P_2O_5} = 0,098.$$

\* По данным М. М. Музалевского (1970).

При растворении породы в 100-процентной уксусной кислоте установлено, что углекислота как механическая примесь в фосфате отсутствует. Фосфат определяется как фтор-апатит, отклоняющийся в сторону фтор-карбонат-апатита и отличающийся от хибинского фтор-апатита меньшими значениями показателей преломления и величины  $a$ . Фтор-апатит сильно пигментирован органическим веществом.

#### Элементы-спутники фосфоритов

В 150 пробах фосфоритов и фосфатсодержащих пород было проведено спектральное количественное определение свинца, молибдена, ванадия, никеля, олова, хрома, кобальта, меди, серебра, стронция, мышьяка, марганца и цинка (лаборатория ГИГХСа) и рентгено-спектральное определение ура-

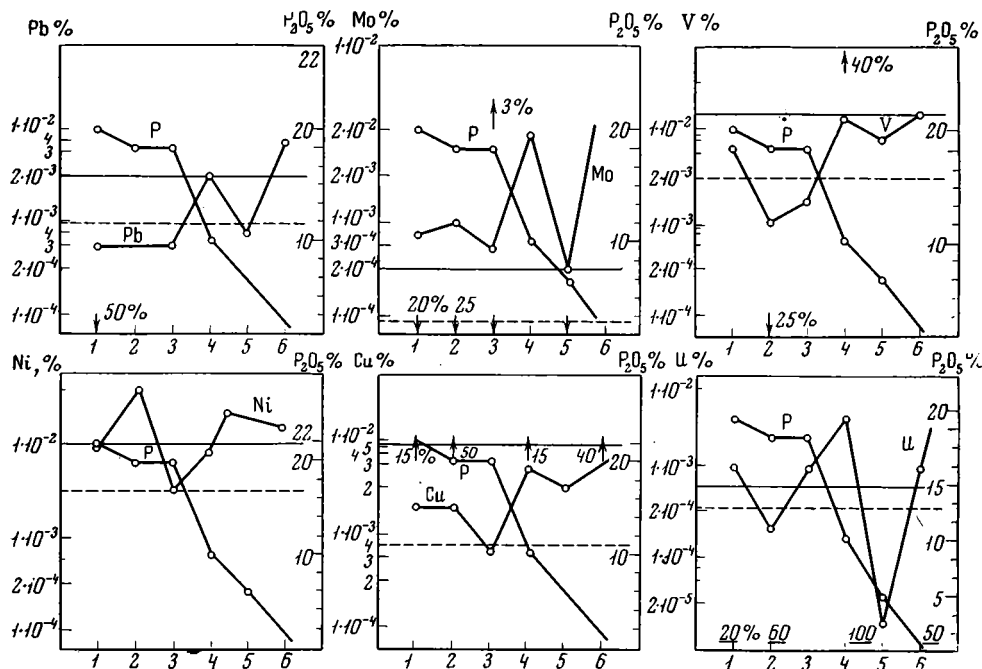


Рис. 45. Графики содержаний свинца, молибдена, ванадия, никеля, меди и урана в фосфоритах и других породах фосфоритоносных пачек

Цифры на оси абсцисс: 1 — карбонатные фосфориты основной фосфоритоносной пачки, 2 — кремнистые фосфориты той же пачки, 3 — фосфориты Ухагольского месторождения, 4 — фосфориты и фосфатосодержащие породы фосфатопроявления Тәмен-Султу, 5 — породы подфосфатной пачки, 6 — черные углеродисто-кремнистые сланцы основной пачки. Горизонтальные линии (на графиках): сплошная — литокларк в глинистых, породах, пунктирная — то же в карбонатных породах. Прочие обозначения в тексте

на. Результаты определений отдельных элементов изображены на графиках (рис. 45, 46). На каждом графике по оси абсцисс выделено шесть групп, представляющих собой либо главнейшие разновидности пород фосфоритоносных пачек всего ХФБ (1, 2, 5, 6), либо характерные месторождения и фосфатопроявления (3, 4). На левой ординате в логарифмическом масштабе показано содержание элементов-спутников, на правой в обычном масштабе — примерное содержание  $P_2O_5$ . В некоторых пробах те или иные элементы установлены в количествах, превышающих верхний предел чувствительности метода, либо, наоборот, в меньших нижнего предела. Такие случаи обозначены вертикальными стрелочками, направленными соответственно вверх и вниз, причем количество проб со значениями, выходящими за пределы чувствительности метода, дается в процентах от общего числа проб по данной группе. Особо выделены пробы с аномально высоким содержанием элементов.

*О содержаниях отдельных элементов.* По характеру зависимости между содержанием тех или иных элементов и фосфора выделяется несколько групп. В первую входят свинец, молибден, ванадий, никель, медь, уран, содержания которых падают по мере увеличения концентрации фосфора. Ко второй, обнаруживающей противоположную тенденцию, относятся марганец, олово, цинк. Три элемента — хром, мышьяк и стронций — не проявляют ни той, ни другой тенденции и, наконец, два — серебро и кобальт — присутствуют в подавляющем большинстве случаев в количествах, меньших нижнего предела чувствительности.

Свинец фиксируется почти повсюду в количествах существенно меньше кларковых, достигая их в проявлении Тәмен-Султу и превышая

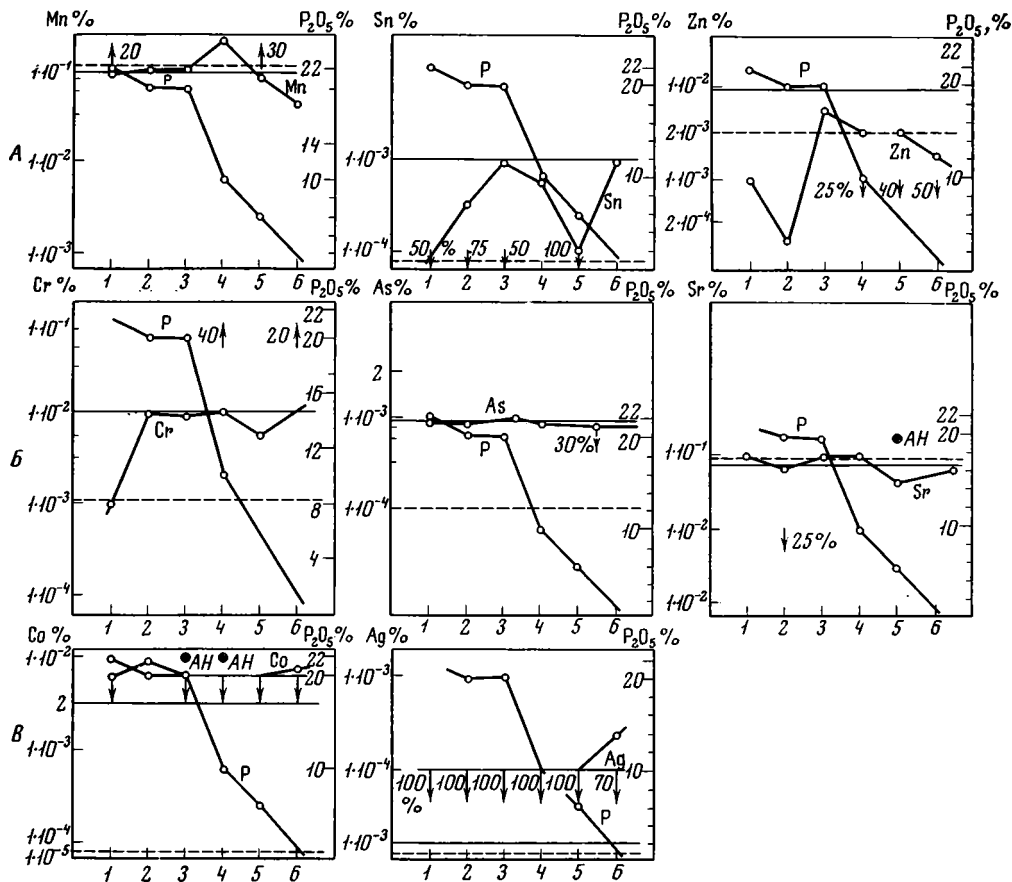


Рис. 46. Графики содержаний: А — марганца, олова и цинка; В — хрома, мышьяка, стронция; В — кобальта и серебра  
Условные обозначения см. на рис. 45

в черных углеродисто-кремнистых и углеродисто-кремнисто-глинистых сланцах. Характерно, что для карбонатных фосфоритов, преобладающих в ХФБ, 50% проб показало содержания ниже предела чувствительности.

Молибден, наоборот, почти во всех породах превышает кларковые содержания. Исключением служат некоторые разности кремнистых и карбонатных фосфоритов, в которых содержания его падают ниже нижнего предела чувствительности. Характерно, что эти пробы приходится на наиболее богатые фосфориты, в частности, богатые полосчатые фосфориты Цаганурского месторождения. Аномально высокие содержания (более 0,01%) соответствуют глинистым сланцам верхних горизонтов фосфоритоносной пачки месторождения Бэрхиму-Ула. Два пика на графике (рис. 45), относящиеся к группам 4 и 6, связаны с черными фосфатсодержащими сланцами Тэменсултинского проявления (4) и ХФБ в целом (6). Оба пика чрезвычайно резкие — содержание молибдена в обеих группах почти на два порядка выше кларковых.

Ванадий в основных разновидностях фосфоритов присутствует в количествах ниже кларков для глинистых пород и примерно на уровне кларков для карбонатных. Намечается два нерезких пика, связанных с теми же породами групп 4 и 6, что и пики молибдена. Около 40% проб Тэменсултинского проявления показали содержание ванадия в количествах более 0,03%. Из них к настоящему времени удалось проверить хими-

ческим анализом лишь одну пробу, относящуюся к черным слабофосфатным глинисто-кремнистым сланцам третьего горизонта, видимо, обогащенным органическим веществом. Содержание пятиокси ванадия оказалось равным 0,87%. Аномальный характер пород проявления Тэмен-Султу в отношении ванадия выражен чрезвычайно резко.

**Н и к е л ь** отмечается в количествах, близких к кларковым, несколько увеличиваясь лишь в кремнистых фосфоритах и породах подфосфатной пачки.

**М е д ь** наблюдается в концентрациях, промежуточных между кларковыми, для глинистых и карбонатных пород. Однако в большинстве групп в том или ином количестве имеются пробы с содержаниями выше верхнего предела. Минимальные содержания меди выявляются для третьей группы (Ухагольское месторождение фосфоритов).

**У р а н** обнаруживает довольно сложное распределение по различным группам. В карбонатных фосфоритах содержание его несколько выше, чем в кремнистых фосфоритах, хотя в 20% проб урана вовсе нет. Эти пробы приходится на фосфориты северного участка месторождения Улэин-Даба, которые отличаются повышенным метаморфизмом, несколько большей раскристаллизацией и осветлением фосфатного вещества. Ободевание ураном, возможно, связано с выносом его совместно с органическим веществом при метаморфизме. Два резких положительных пика, как и для других уже рассмотренных элементов, приходится на фосфатопоявление Тэмен-Султу (4) и черные сланцы ХФБ в целом (6). В обоих случаях повышенные концентрации урана (0,002—0,003%) коррелируются с увеличением содержания органического вещества. В породах подфосфатной пачки урана не обнаружено совсем.

**М а р г а н е ц** присутствует в концентрациях, близких к кларковым, заметно понижающихся по мере того, как уменьшается количество фосфора. Характерно, что в 20% проб карбонатных фосфоритов содержание его превышает верхний предел (0,1%). Эти пробы с высокими значениями приходится на западный фланг Хубсугульского месторождения, вблизи которого на том же стратиграфическом интервале, что и фосфориты, залегают крупные залежи железо-марганцевых руд. Не менее интересно, что 30% проб пород подфосфатной пачки также содержат марганец в количестве более 0,1%.

**О л о в о** во всех без исключения пробах обнаружено в количествах ниже, чем кларк, для глинистых пород. В большинстве групп половина и более проб приходится на содержания ниже нижнего предела чувствительности метода.

**Ц и н к** отмечен в количествах ниже кларковых. В правой части графика (группы 4—6) в значительной части проб его содержание уходит за нижний предел, подчеркивая тем самым одинаковый наклон графиков содержаний цинка и фосфора. Заслуживают внимания аномально высокие содержания цинка (0,01%) в двух пробах фосфатсодержащих пород Ухагольского месторождения.

**Х р о м** почти во всех группах обнаруживает содержание, очень близкое к кларкам в глинистых породах. Ровно на порядок оно ниже в карбонатных фосфоритах основных месторождений ХФБ.

**М ы ш ь я к** повсюду находится на уровне кларка в глинистых породах так, что две линии на графике очень близки друг к другу.

**С т р о н ц и й** характеризуется тем же поведением, если не считать одной, вероятно, очень существенной детали. В одной из проб, относящейся к подфосфатной пачке (восточный фланг Хубсугульского месторождения), установлено аномально высокое содержание стронция (1%).

**К о б а л ь т и с е р е б р о** обнаружены в основном лишь в количествах, меньших нижнего предела чувствительности. Заслуживает внимания повышенное содержание серебра в черных сланцах (6). Характерно, что в

Тэменсултинских фосфоритах и фосфатсодержащих породах, обогащенных другими малыми элементами, серебро всюду присутствует лишь в минимальных количествах (ниже предела чувствительности).

*Характеристика групп пород.* В фосфоритах элементы, которые определялись, содержатся в количествах меньших, чем кларковые. Исключение составляют молибден и уран. Количества никеля, мышьяка и стронция очень близко совпадают с кларковыми.

Фосфориты Ухагольского месторождения отличаются более значительными содержаниями ряда элементов по сравнению с фосфоритами других месторождений, хотя и не выходящими за пределы кларковых.

Фосфориты и фосфатсодержащие породы проявления Тэмен-Султу значительно обогащены молибденом и ураном. С ними связаны аномально высокие концентрации ванадия, в том числе и такие, которые представляют практический интерес. В них же ранее были установлены значительные концентрации титана и относительно высокие содержания редких земель. Эти элементы не рассматривались в приведенном выше обзоре из-за не вполне точной привязки проб, собранных при мелкомасштабной съемке. Несомненно, что фосфатопроявление Тэмен-Султу весьма перспективно на поиски практически интересных концентраций ванадия и, возможно, некоторых других элементов.

Черные углеродистые и углеродисто-кремнистые сланцы также отличаются повышенными концентрациями ванадия, молибдена, урана, серебра, никеля. В некоторых разновидностях этих сланцев, содержащих пирит, установлены в сотых долях процента марганец, кобальт, медь и серебро.

Сравнивая различные группы, можно наметить некоторые закономерности пространственного размещения малых элементов по площади ХФБ. Так, на западном фланге Хубсугульского месторождения концентрации молибдена, ванадия, цинка, урана и других элементов больше чем на восточном. Это объясняется появлением на западе горизонтов черных сланцев, сравнительно обогащенных органическим веществом и некоторыми малыми элементами, отсутствующими на востоке.

Заметны пониженные содержания малых элементов, обычно выходящие за пределы чувствительности метода, свойственные обломочным фосфоритам, широко представленным в ряде проявлений западного борта ХФБ, наиболее приближенных к западному ограничению бассейна. С другой стороны, в осевой части бассейна при мелкомасштабной съемке была обнаружена пачка черных сланцев, в которых спектральным анализом были установлены повышенные содержания ванадия, молибдена, серебра, кобальта, титана и урана. Исходя из этих данных, выявляется довольно простая и ясная картина размещения повышенных концентраций малых элементов на территории ХФБ и характер пространственных взаимоотношений между зонами концентраций малых элементов и фосфоритов — зоны оптимального фосфатонакопления относительно приближены к берегам бассейна, в то время как зоны концентраций малых элементов сдвинуты к его оси. Этим и объясняется столь четко выраженная полярность в распределении содержания фосфора и многих малых элементов. Обнаруживая резко выраженную полярность относительно фосфора, некоторые малые элементы, например молибден и ванадий, показывают прямую зависимость с органическим веществом. С. Г. Анкинович (1961) и Г. И. Бушинский (1969) считают, что накопление этих элементов каким-то образом связано с адсорбционными свойствами органических коллоидов. Полярность поведения их и фосфора лишний раз подчеркивает чисто хомогенную природу хубсугульских фосфоритов.



Обогатимость фосфоритов предварительно изучена в ГИГХСе лишь на нескольких технологических пробах, взятых из восточного фланга Хубсугульского месторождения. В одной из проб (канавка 25) обогатимость исследовалась применительно: а) к нижнему (основному) пласту (7 м) и б) взятым вместе верхним пластам (10,5 м), в) всей пачке в целом.

Теоретическая обогатимость нижнего пласта по данным центрифугального анализа определяется следующим образом. Из материала, измельченного до размера 0,15 мм, получена фракция  $+2,9 \text{ г/см}^3$ , содержащая 32,2%  $\text{P}_2\text{O}_5$  при извлечении 93,9%. Обогащение проводилось методом флотации. Результаты испытаний сводятся к следующему. Из руд нижнего пласта, содержащих  $\text{P}_2\text{O}_5$  26,8%, н. о. — 8,5%,  $\text{MgO}$  — 3,6%, получен концентрат с содержаниями (соответственно) 31,4, 9,1, 1,2% при выходе 76,9%. Из верхних пластов, содержащих 10,9, 6,5 и 12,4%, получен концентрат с 23,4, 14,4 и 4% при выходе 32,6%. Из общей пробы, характеризующейся 18,0%  $\text{P}_2\text{O}_5$ , 7,8% н. о. и 8%  $\text{MgO}$ , получен концентрат с 28,2, 11,0 и 2% при выходе 52,8%. В качестве реагента использовались синтетические жирные кислоты фракции  $\text{C}_{10}$ — $\text{C}_{16}$  производства Шебекинского химкомбината. Путем обжига руд нижнего пласта содержание  $\text{P}_2\text{O}_5$  повышается на 1,5%. После удаления класса 0,074 мм оттиркой и мокрой классификацией качество обожженного материала повышается до 30%  $\text{P}_2\text{O}_5$  при извлечении 90% и 1,7%  $\text{MgO}$ .

## ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ И ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНЫЕ УСЛОВИЯ ФОСФАТОНАКОПЛЕНИЯ

На предыдущих страницах была охарактеризована палеогеография верхнего рифея — кембрия для обширного региона Южной Сибири — Северной Монголии и выяснены различные детали строения и состава фосфоритовых отложений отдельных месторождений фосфоритов и фосфатопоявлений. Зная то и другое, можно попытаться охарактеризовать палеогеографические и литолого-фациальные условия накопления фосфоритов основной продуктивной пачки доднурской свиты.

### Палеогеография бассейна в эпоху фосфатонакопления

Западным и Восточным ограничениями бассейна, как было показано выше, служили одноименные поднятия. Они окаймляли бассейн по бортам, обуславливая некоторую его изоляцию от основного геосинклинального бассейна, простиравшегося вокруг. Эти поднятия были заложены еще на предшествующем, доверхнерифейском, этапе развития района и резко проявились в течение верхнего рифея — кембрия. К началу верхнего рифея они представляли собой поднятые горные сооружения. Денудация их происходила в дархатскую эпоху. Начальный этап этого процесса зафиксирован появлением конгломератов, протягивающихся вдоль обоих бортов бассейна. Обломочный материал конгломератов коррелируется по составу с древними рифейскими образованиями, выходящими ныне по западному и восточному обрамлениям ХФБ. По западному борту эти грубообломочные осадки прослеживаются непрерывно с севера на юг от самой северной точки МНР (истоки р. Тэнгисин-Гол) к меридиональному отрезку течения р. Мурэн. По восточному борту аналогичная полоса в значительной мере скрыта под водами оз. Хубсугул, но доступна наблюдениям как к югу, так и к северу от озера. Разрушение и нивелирование горных сооружений Западного и Восточного поднятий и превращение их в низкую выровненную сушу зафиксировано в разрезах дархатской серии, выполняющей прогиб, в виде постепенной смены грубообломочных осадков все более и более тонкими.

К концу дархатской эпохи был выработан эрозионный срез, близкий к пенецпену, на котором вскрывались массивы ультраосновных и основных пород, так же как и различные осадочные и метаморфические образования. Вполне вероятно, что на этой древней выровненной поверхности местами были сформированы коры выветривания, варьирующие по составу в зависимости от состава материнских пород. Сами коры выветривания не сохранились, но следы их разрушения и переотложения можно видеть, например, в характерных красноцветных породах, часто встречающихся в низах хубсугульской серии. В результате переотложения кор выветривания в одних локальных участках образовались залежи бокситов, в других — железных и марганцевых руд. Возможно, что какая-то, если не основная, часть фосфора поступала в бассейн седиментации также при разрушении кор выветривания (см. ниже).

В течение хубсугульской эпохи господствовала карбонатная седиментация, существенно доломитовая вдоль бортов бассейна, известняковая — в осевой его зоне. В узких прибортовых зонах прогиба к карбонатным осадкам примешивались терригенные, а в самих карбонатных увеличивалось содержание нерастворимого остатка. Такие толщи, состоящие из карбонатных и терригенных пород, установлены на различных стратиграфических уровнях хубсугульской серии. Так, на «археоциатовом» уровне по бортам прогиба появляются мощные пачки песчаников и гравелитов, в то время как в осевой его зоне этому уровню соответствуют чисто известняковые разрезы. На уровне, отвечающем нижней части хубсугульской серии, в периферических прибортовых частях ХФБ местами также сохранились участки развития терригенно-карбонатных толщ. Интересно, что обломочные породы в разрезах хубсугульской серии появляются в тех самых участках, где были локализованы конгломераты дархатской серии, т. е. конфигурация Хубсугульского прогиба принципиально не менялась в течение всего периода его существования. Таким образом, как в эпоху фосфатонакопления, так и на предшествующей стадии развития к западу и востоку от бассейна располагались участки суши.

Северным ограничением ХФБ служило Восточно-Саянское поднятие. Оно отделяло бассейн от лежащего севернее окраинноплатформенного Присяянского прогиба. На востоке оно сливалось с только что рассмотренным Восточным поднятием, на западе же существовал неширокий пролив, благодаря которому бассейн сообщался с Восточно-Тувинской зоной. В северо-восточной его части, как и в Боксон-Сархойском прогибе, в доднурскую эпоху формировались преимущественно карбонатные осадки. Далее к северу, где-то в районе современного среднего течения р. Оки карбонатные толщи замещались вначале эффузивно-терригенными, а затем — чисто эффузивными. Последние слабо сохранились на современном эрозионном срезе. Их можно наблюдать лишь в отдельных провесах кровли обширных гранитоидных массивов в истоках рек Дотот (крайняя северо-восточная оконечность Тувы), Ухтум и Ия. На северо-западе, в пределах пролива, соединявшего ХФБ с Восточно-Тувинской зоной, карбонатные осадки также замещались карбонатно-терригенными, а далее к северо-западу и западу, в глубь Восточно-Тувинской зоны — вулканогенными.

Южная граница ХФБ весьма расплывчата, что обусловлено постепенным замещением к югу карбонатных толщ бассейна некарбонатными. На юге бассейн раскрывался, постепенно сливаясь с Идэрской и Джидинской зонами, составлявшими внутреннюю часть Центрально-Азиатского геосинклинального пояса. Однородные и монотонные карбонатные толщи бассейна кончаются примерно на параллели южной оконечности оз. Хубсугул. Южнее в них появляются терригенные пачки, а еще далее к югу, ближе г. Мурэн, и вулканогенные. Сравнивая северное (северо-западное) и южное окончания бассейна, нельзя не отметить их большого сходства. В обоих случаях карбонатные толщи постепенно сменяются в начале терригенно-карбонатными, а затем вулканогенными. В этом состоит основная закономерность литолого-фациальных изменений, которые претерпевают фосфоритоносные толщи.

Литолого-фациальные изменения совершенно определенным образом коррелируются с фосфоритоносностью. На южном замыкании ХФБ, в верховьях р. Эгийн-Гол фосфоритоносная пачка, хотя и сохраняет ту же мощность, что и на Хубсугульском месторождении, но резко обедняется фосфатом. Таким же образом вырождается продуктивная пачка в верховьях рек Тэнгисин-Гол и Сархой, располагающихся в зоне смены карбонатных отложений бассейна вулканогенными толщами Восточно-Тувинской эвгеосинклинальной зоны. Фосфатопоявления, обнаруженные в бассейне р. Сархой, следует, вероятно, считать наиболее северными проявлениями

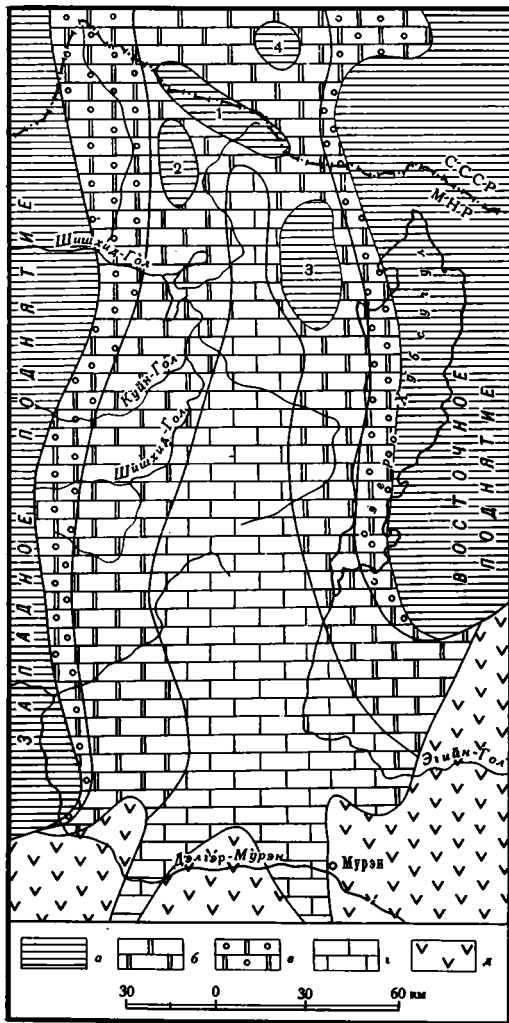


Рис. 47. Литолого-фациальная схема Хубсугульского бассейна для эпохи фосфатонакопления

а — области низкой выровненной суши.

Области накопления:

б — доломитов,

в — доломитов и песчаников,

г — известняков,

д — эффузивов разного состава.

Цифрами обозначены поднятия:

1 — Саянское,

2 — Шаргаинское,

3 — Ламбиштитг,

4 — Харатологойское

бассейна. Севернее этих проявлений фосфатонакопление практически не имело места. Таким образом, на обоих замыканиях ХФБ — северо-западном и южном — фосфоритонасыщенные пачки выклиниваются по мере того, как вмещающие их карбонатные толщи сменяются терригенными либо вулканогенными. Пространственный антагонизм фосфоритов и эффузивов особенно ясно выступает в пределах южного замыкания ХФБ, где хорошо видно, как уменьшается продуктивность фосфоритонасыщенной пачки при приближении к полям широкого развития эффузивов.

Рассмотрев границы ХФБ, обратимся теперь к основной его территории. Геологическая карта, составленная на всю площадь бассейна, дает возможность реконструировать палеогеографию начала доднурской эпохи, или времени фосфатонакопления, с достаточной степенью правдоподобия. Очертания бассейна и его внутреннее строение изображены на рис. 47. Выделяются три существенно отличающиеся одна от другой части бассейна: центральная, в которой сосредоточены основные его фосфатные богатства, южная и северная.

Центральная часть характеризуется простым симметричным строением и абсолютным господством карбонатных пород не только в низах хубсугульской серии, но и в более высоких ее горизонтах. Вдоль оси бассейна здесь выделяется зона развития известняков, которая в обе стороны, к западу и востоку, сменяется зонами преимущественного распространения доломитов. Последние по направлению к берегам бассейна сменяются узкими зонами, в пределах которых накапливались карбонатные породы с повышенными значениями нерастворимого остатка, а также обломочные породы. За

этими зонами следуют уже древние доверхнерифейские образования, славившие поднятия по обоим бортам бассейна. Более детально литолого-фациальные особенности центральной части бассейна рассматриваются ниже.

Изменение состава карбонатных пород в поперечном сечении бассейна подтверждается данными массовой карбонатометрии, которые относятся к более широкому стратиграфическому интервалу, т. е. ко всей нижней (докембрийской) части разреза хубсугульской серии. В процессе геологической съемки в разных частях прогиба из карбонатных пород нижней хубсугульской серии отбирались пробы и анализировались на содержание СаО, MgO и нерастворимого остатка. По западному борту было взято 184



Рис. 48. График средних содержаний окиси магния в карбонатных породах нижней части Хубсугульской серии по направлению вкострости Хубсугульского фосфоритового бассейна

пробы; по восточному борту, в районе месторождений Улэин-Даба и Хубсугульского — 128 проб; в осевой зоне, в синклиналиях Урундуши-Ула и Ундур-Уряни — 285 проб. Для каждой из этих трех зон было рассчитано среднее содержание MgO и затем составлен график (рис. 48), на котором отчетливо вырисовывается заметное (35%) уменьшение содержания MgO в карбонатных породах нижней части хубсугульской серии в направлении от бортовых частей к его осевой зоне, из чего следует вывод о смене в указанном направлении доломитов известняками.

Вполне определенные отличия между осевой зоной и бортами прогиба выявляются также и по содержаниям нерастворимого остатка в карбонатных породах. В осевой зоне количество нерастворимого остатка не превышает 1%, а очень часто опускается до десятых долей процента. По бортам оно обычно увеличивается до 2—3%, причем довольно часто встречаются мергелистые известняки и доломиты с содержанием 8—10%, а местами и до 15%. В общем, намечается вполне определенная закономерность в распространении терригенной примеси — она почти отсутствует в осевой зоне и, наоборот, сравнительно широко представлена по бортам. Все эти данные еще раз подтверждают существование поднятий вдоль бортов ХФБ. Кроме того, они указывают на то, что во внутренних частях прогиба здесь не было каких-либо поднятий, выступавших в качестве источников сноса обломочного материала, т. е. прогиб не был дифференцирован и имел в поперечном сечении простую симметричную форму. Поднятия, существовавшие лишь к востоку и западу от него и имевшие размеры, соизмеримые с прогибом, ко времени фосфатонакопления были пенепленизированы. В течение всего длительного периода карбонатной седиментации они лишь однажды активно проявились как источники сноса обломочного материала — в подфосфатную эпоху. В таких условиях формировалась единственная фосфоритовая пачка, содержащая мощные пласты богатых фосфоритов и локализованная в обоих внешних зонах прогиба, вблизи окаймляющих его Западного и Восточного поднятий.

Южная часть бассейна характеризуется расширением центральной известняковой зоны за счет сужения боковых доломитовых и особенно самых внешних терригенно-карбонатных зон. Эти изменения, очевидно, обусловлены погружением к югу обоих поднятий — Западного

и Восточного. Далее к югу ХФБ полностью вырождается, так что выполняющие его карбонатные осадки замещаются вулканогенными породами соседних с юга Идэрской и Джидинской зон.

Сведения о фосфатности для южной части ХФБ скудны. Уже на юге Хубсугульского месторождения (Джинхайнский участок) появляются необычные кремнистые фосфориты с крупными (0,5—1 мм) фосфатными зернами, не соприкасающимися друг с другом. Нефосфатные или слабо фосфатные породы продуктивной пачки представлены здесь либо кремнями, либо черными плитчатыми углеродисто-кремнистыми сланцами. Пласты фосфоритов становятся не выдержанными по простиранию и бедными по содержанию фосфорного ангидрида, количество которого лишь в редких пробах достигает 16—17%. Таким образом, к югу от Хубсугульского месторождения основная фосфоритоносная пачка заметно обедняется фосфатом и одновременно из существенно карбонатной становится кремнистой.

Северная часть бассейна построена более сложно, чем центральная. Многочисленными сравнительно небольшими поднятиями ХФБ расчленялся здесь на целый ряд более мелких прогибов. Одно из таких поднятий, приходящееся на осевую зону Восточного Саяна, уже рассматривалось ранее. Северный склон этого поднятия был выявлен работами М. А. Семихатова, который отметил, что по направлению к водоразделу Восточного Саяна уменьшаются мощности боксонской свиты, появляются горизонты обломочных пород. Аналогичным образом на территории Монголии проявляется и южный склон этого поднятия. Второе подобное поднятие вырисовывается на участке, разделяющем Хубсугульское и Улэин-дабанское месторождения, где ныне развиты древние метаморфические сланцы окинской свиты и гранитоиды. Широко распространенные вокруг него карбонатные отложения доднурской свиты, в отличие от других участков, содержат аномально высокие количества нерастворимого остатка. Кроме того, в составе этой свиты здесь встречаются довольно мощные пачки терригенных пород, как, например, это имеет место в районе к востоку и юго-востоку от сомона Ринчин-Лхумбэ.

Третье поднятие (Шаргаинское) намечается к северу от оз. Тарган-Нур. Оно фиксируется необычными терригенно-карбонатными разрезами доднурской свиты, сохранившейся здесь в виде отдельных небольших эрозионных останцов среди более древних отложений.

Четвертое поднятие — Ламбиштинское, — являющееся, вероятно, наиболее крупным, проявляется также весьма определенно. К югу от него доднурская свита обогащена пачками различных терригенных пород, в том числе и грубообломочных. Аналогичная картина вырисовывается и севернее Ламбиштинского поднятия, где терригенные породы широко представлены в доднурской свите южной части участка месторождения Уха-Гол. В эпоху накопления фосфоритов это поднятие также выступало выше уровня моря. Еще одно поднятие — Харатологойское — располагалось на севере, в районе Боксонского месторождения бокситов (Ильина, 1958).

Все поднятия, расчленявшие северную часть Хубсугульского прогиба, фиксируются по появлению терригенных пачек в карбонатных разрезах хубсугульской серии. На участке Ухагольского месторождения такие пачки занимают всю среднюю часть разреза хубсугульской серии, на Улэин-дабанском участке спускаются ниже по разрезу, в бассейне р. Тэнгисин-Гол находятся в самых его низах.

В отношении фосфатонакопления северной части ХФБ свойственны такие особенности: 1) наличие нескольких фосфоритоносных пачек, число которых увеличивается к северу, по мере того, как все более дифференцированным становится бассейн; 2) общая зараженность разреза

фосфатом, выражающаяся в том, что фосфатсодержащие породы помимо фосфоритоносных пачек встречаются по всему разрезу нижней части хубсугульской серии; 3) преобладание различных убогих обломочных фосфоритов — песчаниковых, гравелитовых, конгломератовых — во всех пачках, исключая третью (основную) пачку Ухагольского месторождения; 4) постоянное присутствие неокатанных кварцевых обломочков не только в обломочных, но и в богатых хемогенных фосфоритах; 5) небольшая продуктивность фосфоритоносных пачек.

Северная часть Хубсугульского прогиба вырисовывается как область тектонически заметно более активная, чем центральная. Проявляется это, в частности, в довольно резкой дифференциации прогиба, т. е. в многочисленных поднятиях, живших и являвшихся источниками сноса обломочного материала в течение всего хубсугульского времени. Эти внутренние поднятия были значительно меньше по сравнению с Восточным и Западным, но служили более существенными источниками сноса обломочного материала. На них, по-видимому, также происходило образование кор выветривания. Однако в условиях активного тектонического режима эти процессы не могли привести к формированию мощных кор выветривания. При разрушении таких небольших по масштабам и, вероятно, недоразвитых кор и переотложении продуктов разрушения образовывались лишь мало продуктивные и локально развитые фосфоритоносные пачки, убогие по содержанию фосфора, состоящие преимущественно из обломочных фосфоритов, всегда содержащих неокатанные обломки кварца, а иногда и других, менее стойких минералов. Богатые хемогенные фосфориты в таких пачках обычно не встречаются. Фосфоритоносные и терригенные пачки на севере ассоциируются друг с другом, причем в различных участках северной части бассейна они занимают разное положение в разрезе хубсугульской серии, т. е. поднятия участков суши и разрушение кор выветривания происходило не одновременно.

Если сравнить различные части бассейна друг с другом, то можно заметить, что интенсивное фосфатонакопление имело место лишь на фоне карбонатной седиментации, свойственной центральной части бассейна. Если карбонатные отложения сменяются эффузивными, как это имеет место в южной части бассейна, то параллельно с этим выклиниваются и фосфориты. Замещение карбонатных толщ терригенными (северная часть прогиба) также влечет за собой ослабление фосфатонакопления, что выражается в смене богатых хемогенных фосфоритов убогими обломочными, уменьшением продуктивности фосфоритоносных пачек и т. п. В то же время условия «чистой» карбонатной седиментации (осевая зона прогиба) оказываются неблагоприятными для накопления фосфоритов.

#### Литолого-фациальные изменения фосфоритоносной пачки

Фосфоритоносные отложения выходят как во внешних бортовых зонах бассейна, так и во внутренней, лежащей ближе в его оси. Сравнение разрезов внутренней и внешних зон позволяет выяснить поведение фосфоритоносной пачки в поперечном направлении. Наиболее благоприятна в этом отношении центральная часть бассейна, в частности, район, охватывающий Хубсугульское месторождение (восточный борт бассейна) и прилежащую к нему с запада территорию (осевая зона). В этом районе выходы фосфоритоносной пачки можно проследить с востока на запад в общей сложности на расстоянии около 20 км. Характер самой фосфоритоносной пачки, так же как и подфосфатной и надфосфатной пачек, существенно меняется. Выделяются четыре литолого-фациальные подзоны, из

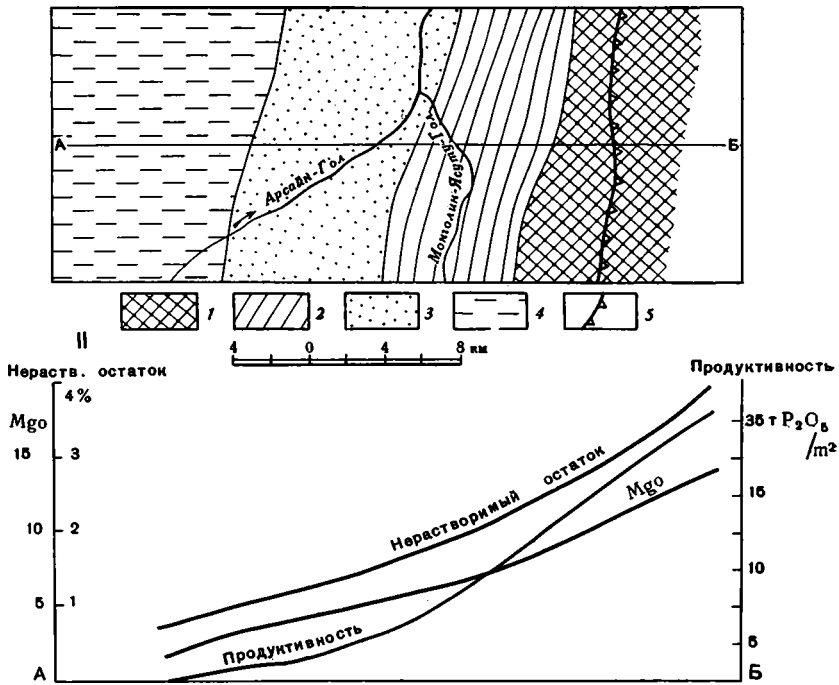


Рис. 49. Литолого-фациальные изменения нижней (продуктивной) части разреза додуркской свиты (I) и графики содержаний нерастворимого остатка, окиси магния и продуктивности пачки по поперечному профилю (II)

1 — первая подзона, преимущественно доломиты; 2 — вторая подзона, доломиты, известняки; 3 — третья подзона, доломиты, известняки, кремни; 4 — четвертая подзона, преимущественно известняки, кремни; 5 — западный берег озера Хубсугул

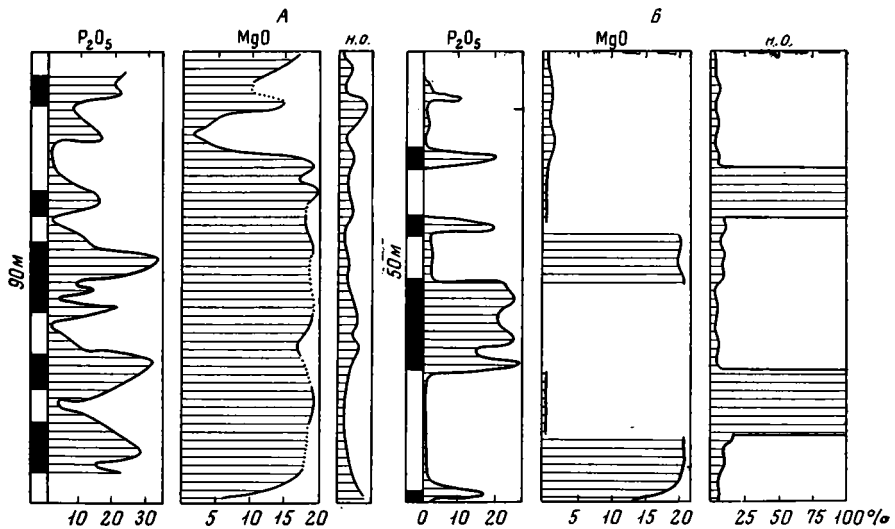


Рис. 50. Строение и химизм продуктивной пачки в первой подзоне (А) и во второй подзоне (Б). Черным в колонке показаны пласты фосфоритов

Расположение подзон см. на рис. 49



которых первая, наиболее западная, лежит в пределах осевой зоны бассейна, а три другие — в зоне восточного борта (рис. 49).

Первая подзона охватывает восточное крыло Хэсэнской синклинали, тяготея к берегу оз. Хубсугул. Среди карбонатных пород основную роль здесь играют доломиты, к которым в незначительном количестве при­мешиваются известняки. Примечательно довольно значительное развитие конгломератовых доломитов, лежащих как ниже, так и выше фосфоритоносной пачки и отличающихся повышенными значениями нерастворимого остатка, составляющего в среднем около 3% при максимальных значениях 10—12%. Характерно появление мергелей и доломитистых мергелей. Кремни не образуют сколько-нибудь мощных и выдержанных горизонтов, хотя количество их довольно велико (Ильин, 1971б).

Представление о строении фосфоритоносной пачки и характере распределения основных компонентов по ее разрезу можно получить из графиков, приведенных на рис. 50. График распределения  $P_2O_5$  имеет пилообразную форму. Вершины пиков, отвечающих высоким содержаниям, соответствуют средней части фосфоритовых пластов, а низким — доломитовых. Фосфоритовые пласты нечетко отделяются от разделяющих их доломитовых, которые всегда содержат то или иное количество фосфата. График содержания  $MgO$  относится к карбонатным компонентам самих фосфоритовых пластов. Характерен резкий отрицательный пик в верхней части пачки, где доломиты сменяются известняками. Интересен график содержания нерастворимого остатка, иллюстрирующий характер распределения кремнистого материала. Этот материал довольно равномерно «пропитывает» всю пачку, встречается как среди доломитов, так и среди фосфоритов, образуя выделения неправильной формы, желваки, прожилки, инкрустации, выступающие на выветрелой поверхности. Характерно отсутствие сколько-нибудь заметно выраженных в разрезе или протягивающихся по простиранию пластов кремней или других пород с высокими значениями нерастворимого остатка.

Фосфоритоносная пачка практически двухкомпонентна, так как в составе ее выделяются лишь доломиты и фосфориты, в той или иной степени обогащенные выделениями кремней. Фосфориты представлены афанитовыми разновидностями, мелкозернистые развиты спорадически лишь в верхах пачки. Как фосфориты, так и фосфатсодержащие породы отличаются, сравнительно с другими подзонами, низкими содержаниями элементов-спутников фосфоритов. Продуктивность пачки существенно меняется при средних значениях  $35 \text{ т } P_2O_5/\text{м}^2$ .

Подфосфатная пачка выражена в данной подзоне наиболее ярко. Она отличается красноцветными окрасками, сравнительно высокими значениями нерастворимого остатка, полуторных окислов и фосфата. Пачка выдержана по простиранию на всем протяжении подзоны от Джинхайнского участка на юге до северных окраин месторождения.

Вторая подзона охватывает западное крыло Хэсэнской синклинали, располагаясь в бассейне р. Монголин-Ясуту-Гол. Среди карбонатных пород основная роль здесь принадлежит доломитам, хотя несколько большее, по сравнению с предыдущей подзоной, значение приобретает известняки, что отчетливо выражается на графике средних содержаний окиси магния в карбонатных породах. Из другого графика, показанного на рис. 50, с полной очевидностью следует, что карбонатные породы в меньшей степени загрязнены терригенной (глинистой) примесью. Кремни в отличие от предыдущей подзоны слагают выдержанные на десятки километров горизонты, мощностью до 30—40 м. Они маркируют фосфоритоносную пачку сверху.

Фосфоритоносная пачка отличается четким контрастным распределением различных компонентов. Очень характерно присутствие двух выдержанных пластов черных углеродисто-кремнистых сланцев, мощностью

до 10 км каждый, зачастую обогащенных пиритом. Фосфориты становятся более кремнистыми. Среди них преобладают полосчатые разновидности, которые тонко чередуются, иногда несколько раз в одном шлифе, с мелкозернистыми. В последних промежутки между зернами заполнены не карбонатным, а кремнистым (халцедоновым) материалом. Черные углеродисто-кремнистые сланцы, по сравнению с породами первой подзоны, заметно обогащены ураном, молибденом, ванадием и другими элементами-спутниками фосфоритов. Характер распределения основных химических компонентов, иллюстрируемый на графике (рис. 50), существенно меняется. Пачка становится трехкомпонентной, так как в разрезе ее четко обособлены породы с высокими значениями нерастворимого остатка (кремни и углеродисто-кремнистые сланцы), чистые бесфосфатные доломиты и пласты фосфоритов. Характерны низкие значения окиси магния для верхов пачки. Продуктивность пачки подвержена меньшим колебаниям, находясь в среднем на уровне 12—15 т  $P_2O_5/m^2$ .

Подфосфатная пачка теряет черты красноцветности и обедняется фосфатом. Красные и бордовые окраски сменяются зеленоватыми и серыми. В составе ее значительную роль начинают играть кремнистые породы. Она становится не выдержанной по простирацию. Сохраняется резкий контакт ее с нижним пластом фосфоритов продуктивной пачки. Появляется надфосфатная пачка, состоящая из совершенно бесфосфатных кремней, мощностью 20—30 м, выдерживающихся на значительные расстояния.

Третья подзона наиболее полно представлена на южном крыле антиклинали Баян-Дзурихе по правому берегу р. Монголин-Ясуту-Гол. Доломиты и известняки встречаются здесь примерно в равных долях. Те и другие отличаются небольшими значениями нерастворимого остатка (до 1—1,5 %).

Фосфоритоносная пачка становится довольно тонкой и не выдержанной по простирацию, продуктивность ее падает до 6—7 на востоке подзоны и до 1 т  $P_2O_5/m^2$  — на западе. В составе фосфоритов заметно увеличивается содержание н. о. и полуторных окислов (до 8—10 %).

Подфосфатная пачка в том виде, как она выделяется в первой подзоне, отсутствует. Ее место в разрезе занимают черные бесфосфатные кремни, которые формируют более мощную пачку в кровле фосфоритов.

Четвертая подзона находится на левобережье р. Арасан. Она относится к ядру безмянной антиклинальной складки, сопряженной с востока с синклиналью Ундур-Уряни, и характеризуется высокогорным альпийским рельефом, затрудняющим проведение нормальных геологических исследований. Некоторые наблюдения, выполненные в этом районе, позволяют заметить следующее. В четвертой подзоне, единственной во всей рассматриваемой полосе, породы дархатской серии не откартированы, хотя, судя по выносам из отдельных ущелий, они вскрываются и здесь. В таком случае здесь вскрыты и те горизонты, которые стратиграфически соответствуют фосфоритоносной пачке. Последняя, однако, не установлена, из чего можно заключить, что она выклинивается где-то у границы, разделяющей третью и четвертую подзоны. Как и в других подзонах, в четвертой подзоне господствуют карбонатные породы, но доломиты уступают место известнякам, сохраняясь лишь в составе верхней пачки додурской свиты. Кремни встречаются довольно часто, однако только в виде маломощных прослоев. Не обнаруживается уже никаких признаков подфосфатной пачки.

Рассмотренная 20-километровая полоса ориентирована широтно, т. е. поперек современных структурных элементов, а как следует из предыдущего раздела, и поперек береговой линии палеобассейна, т. е. первая подзона характеризует участки, приближенные к берегу бассейна, а четвертая — наиболее удаленные от него. Таким образом, резюмируя данные по

всем подзонам, можно заключить, что по направлению от берега бассейна к его оси фосфоритоносная пачка постепенно выклинивается. Параллельно с ней, несколько ближе к берегу, выклинивается характерная подфосфатная пачка. Последняя наиболее ярко выражена там, где фосфоритоносная пачка имеет максимальную продуктивность. Горизонты кремней становятся более мощными и многочисленными. Появляются выдержанные по простиранию на обширных пространствах горизонты черных углеродисто-кремнистых и глинистых сланцев, обогащенных многими элементами-спутниками фосфоритов. Как в составе фосфоритоносной пачки, так и в более широком интервале разреза доднурской свиты, доломиты постепенно замещаются известняками.

Подобная же литолого-фациальная зональность имеет место и по западному борту бассейна, где либо из-за «островной» обнаженности, либо из-за выпадения некоторых подзон по разломам они не наблюдались так отчетливо, как по восточному борту. О такой зональности свидетельствуют следующие наблюдения. Во-первых, по мере удаления от борта прогиба на восток, от низкогорного западного обрамления Дархатской котловины к останцовым возвышенностям, выступающим над ее дном, в составе отложений доднурской свиты заметно уменьшается роль доломитов и соответственно увеличивается значение известняков; во-вторых, карбонатные породы внешних зон, выходящих по обрамлению котловины, обогащены нерастворимым остатком по сравнению с внутренними зонами; в-третьих, фосфоритоносная пачка во внешних зонах содержит мощные пласты богатых фосфоритов и характеризуется высокой продуктивностью, в то время как в более внутренних зонах имеются лишь убогие фосфатсодержащие кремнисто-карбонатные породы.

По западному борту сохранилась самая внешняя подзона фосфоритоносной пачки (нижней части доднурской свиты), которая по восточному борту либо скрыта под водами озера, либо эродирована. Эта внешняя подзона прекрасно выражена в Хогоргаинском месторождении, а также Хармаинском, Дэрругском и других фосфатопоявлениях. Карбонатные породы представлены здесь также доломитами, зачастую содержащими значительное количество нерастворимого остатка. Характерно появление прослоев песчаников. Кремни не образуют выдержанных горизонтов, встречаясь в виде линзовидных выделений. В этой наиболее внешней подзоне полосчатые фосфориты встречаются очень редко, формируя лишь тонкие, невыдержанные по простиранию прослой среди других разновидностей. Основная роль принадлежит обломочным разностям: песчаниковым, гравелитовым и конгломератовым. Среди этих обломочных фосфоритов выделяются две категории. В одной из них заключены фосфориты с однородным составом обломочного материала, в другой этот материал разнороден по составу и размерам. Первые возникают при разрушении полосчатых разновидностей и при последующей цементации обломков без привноса чужеродного обломочного материала. Вторые, наоборот, образуются в результате разрушения, переноса продуктов разрушения и цементации не только фосфоритов, но и других пород, например кремней, известняков, доломитов. Характерно, что карбонатный цементирующий материал здесь уже не доломитовый, а существенно известняковый. Первые обычно составляют внутреннюю часть подзоны, вторые — внешнюю.

Имеется еще одна характерная особенность самой внешней подзоны. Она состоит в том, что фосфориты выходят здесь за пределы нижней части доднурской свиты и встречаются гораздо выше по разрезу. Эти стратиграфически более высокие залежи всегда представлены только обломочными разностями фосфоритов. Они возникли в результате разрушения полосчатых (хемогенных) фосфоритов.

Таким образом, продуктивная пачка по обоим бортам бассейна обнаруживает определенные литолого-фациальные изменения. Устанавливается

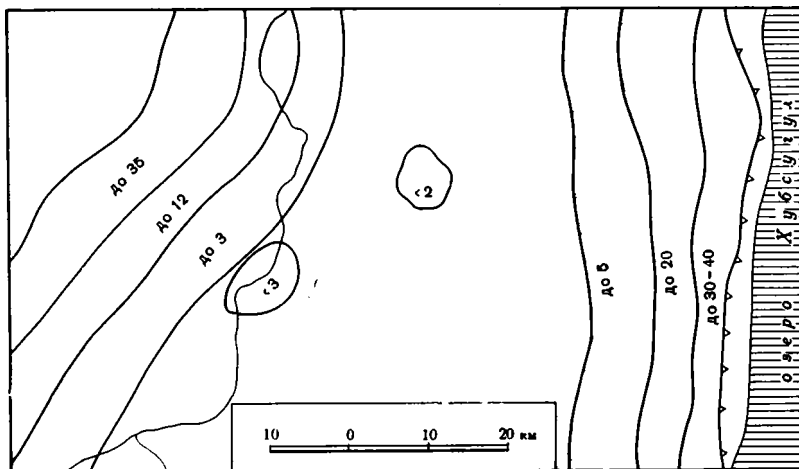


Рис. 51. Схема расположения зон равной продуктивности фосфоритоносной пачки для центральной части Хубсугульского бассейна. Размерность цифр на рисунке —  $\text{т P}_2\text{O}_5/\text{м}^2$

одна и та же направленность этих изменений для обоих бортов, из чего следует вывод о двустороннем симметричном строении бассейна.

Двустороннее зональное строение ХФБ отчетливо проявляется, если в его пределах выделить зоны равной продуктивности фосфоритоносной пачки (рис. 51). Следует подчеркнуть, что в основу схемы, представленной на рис. 51, положены количественные данные детальных исследований, проведенных на месторождениях и фосфатопроявлениях. Из схемы следует, что максимально продуктивными являются внешние, удаленные от оси прогиба участки. Широкая осевая зона его лишена фосфоритов. Здесь лишь изредка встречаются отдельные, ограниченные по площади участки развития убогих фосфатсодержащих пород. Они выделены, в частности, в районе сомона Ринчин-Лхумбэ и в среднем течении р. Шишхид-Гол. Интенсивное фосфатонакопление происходило лишь в пределах двух, вытянутых вдоль обоих бортов бассейна полос или зон, ширина которых составляла около 20 км. В обе стороны от этих зон оптимального фосфатонакопления фосфоритоносная пачка выклинивалась. По направлению к оси прогиба она замещалась карбонатными либо кремнисто-карбонатными слабо фосфатными, а ближе к оси прогиба и вовсе бесфосфатными породами. В противоположную сторону, к берегу бассейна фосфоритоносная пачка также выклинивалась. Богатые хемогенные фосфориты, лишенные обломочного материала, к берегу сменялись обломочными, бедными фосфатным материалом.

## СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ХУБСУГУЛЬСКОГО И КАРАТАУСКОГО ФОСФОРИТОНОСНЫХ БАССЕЙНОВ

Знаниями о Каратауском бассейне мы обязаны работам П. Л. Безрукова, Б. М. Гиммельфарба, А. С. Соколова, А. И. Смирнова, А. М. Тушиной, В. Н. Холодова и многих других исследователей. Этот бассейн изучен несравненно лучше, чем Хубсугульский; по нему собран и обобщен огромный фактический материал. Тем не менее многие особенности его строения остаются еще не вполне ясными. Сравнение обоих бассейнов друг с другом позволяет выявить для Каратауского бассейна некоторые закономерности, ранее остававшиеся незамеченными. Оно дает также возможность судить о некоторых общих чертах древнего фосфатонакопления.

Каратауский бассейн расположен в Южном Казахстане, занимая северо-восточную часть хр. Малый Каратау. В строении его участвуют две мощные толщи пород, выделенные В. Н. Вебером в качестве каройской и тамдинской свит и именуемые ныне сериями. Они слагают полосу шириной до 20 км и длиной около 120 км.

В современной структуре бассейна отчетливо выступают три узких блока, простирающихся с юго-востока на северо-запад: Большекаройский (юго-западный), Малокаройский (центральный) и Аксайский (северо-восточный). Терригенные породы, составляющие каройскую серию, как правило, слагают узкие грабенообразные понижения, а карбонатные породы тамдинской серии возвышаются в виде узких крутосклонных горстовых хребтов. В нижних частях склонов этих хребтов обычно и выходят фосфориты. Каройская и тамдинская серии охватывают очень широкий возрастной интервал — от верхов докембрия до ордовика включительно. Считается, что разрез лишен крупных перерывов, и, таким образом, каждая из систем или отделов, в нем заключенных, отличается очень незначительными мощностями. Исходя из этого и других данных, некоторые исследователи делают вывод о платформенном режиме развития района в позднем докембрии и нижнем палеозое (Королев и др., 1970).

Размеры и форма территории, в пределах которой на поверхность выходят фосфориты, определяются характером распространения более молодых отложений и, вероятно, имеют мало общего с первичной конфигурацией древнего бассейна фосфатонакопления. Лишь на юго-западе фосфоритоносные толщи граничат с более древними, рифейскими. Эта граница считается близко совпадающей с юго-западным ограничением древнего бассейна (Тушина, 1968). На северо-востоке фосфоритоносные толщи трансгрессивно перекрываются девонскими и более молодыми отложениями. Насколько далеко протягиваются эти толщи в северо-восточном направлении под покровом более молодых отложений, можно лишь догадываться. Однако вряд ли следует сомневаться в том, что обнажающаяся в современном эрозионном срезе и доступная наблюдениям сравнительно узкая их полоса является лишь частью более обширного бассейна, большая часть которого скрыта под покровом молодых отложений и практически недоступна для наблюдений. Поэтому, несмотря на высокую степень изученности выходящих на дневную поверхность фосфоритоносных отложений, целостного впечатления обо всем Каратауском бассейне получить нельзя.

Принципиально иная картина имеет место в Северной Монголии. Позднедокембрийские и кембрийские фосфоритоносные толщи, выполняющие Хубсугульский прогиб, окаймлены по обоим его бортам более древними образованиями, которые ограничивали прогиб с запада и востока и в период формирования фосфоритоносных отложений. Эти отложения — самые верхние члены стратиграфического разреза, если не считать спорадически развитых кайнозойских рыхлых осадков и базальтов. Таким образом, Хубсугульский фосфоритоносный бассейн, в отличие от Каратауского, значительная часть которого «запечатана» под мощными толщами более молодых осадков, полностью выходит на дневную поверхность. Тем самым, первый является более благоприятным объектом для изучения и понимания процессов древнего фосфатонакопления, чем второй.

Сравнивая разрезы каройской и дархатской серий, нельзя не заметить их большого сходства. Оба разреза построены по одному и тому же плану и объединяют близкие по составу комплексы терригенных пород. Снизу вверх по разрезу в обеих сериях грубообломочные осадки сменяются все более и более мелкозернистыми. В самых верхах обеих серий заключены линзы и прослой доломитов, намечающие переход к вышележащим карбонатным отложениям. Подчеркнем две, видимо, наиболее существенные черты сходства. Одна из них состоит в очень большой роли аркозовых или кварцевых песчаников и гравелитов. Эти характерные породы более полно представлены в монгольском бассейне, но они же составляют значительную по мощности часть каройской серии. Вторая заключается в появлении характерных красноцветных пород в самых верхах каройской и дархатской серий. Существует мнение, что эти породы являются перетолженной корой выветривания (Королев и др., 1970).

Тамдинская серия, охватывающая нижнюю продуктивную, или чулактаускую и верхнюю шабактинскую свиты, напоминает хубсугульскую серию, прежде всего, по однообразному карбонатному составу. Снизу вверх по разрезу тамдинской серии состав карбонатных пород меняется от доломитового к известняковому. Аналогичная тенденция наблюдается в разрезе хубсугульской серии, где она выражена более четко.

Хубсугульская серия занимает достаточно широкий стратиграфический диапазон от верхов рифея до среднего кембрия включительно. Вполне возможно, что в дальнейшем здесь будут обнаружены и более высокие горизонты кембрия. Таким образом, в обеих сериях представлены нижний и средний отделы кембрия и самые верхние горизонты докембрия (венда). От этого стратиграфического уровня разрез тамдинской серии надстраивается вверх, а хубсугульской — вниз. Хубсугульская и тамдинская серии сходны друг с другом и еще в одном отношении, очень важном для выяснения закономерностей размещения залежей фосфоритов, а именно, в определенном характере изменений состава карбонатных пород по площади бассейнов. Эти изменения в Каратау устанавливаются вполне достоверно. Они описаны Б. М. Гиммельфарбом и А. М. Тушиной (1969) применительно к поперечному сечению бассейна в наиболее широкой северо-западной его части, по отдельным стратиграфическим подразделениям. В нижней подсвите шабактинской свиты, относимой к среднему кембрию, преобладают доломиты, которые на северо-востоке в Аксайском блоке частично сменяются известняками. Аналогичная картина, но более четко выраженная, свойственна следующей, верхнекембрийской подсвите, которой отвечают доломиты в Большекаройском и Малокаройском блоках и известняки в Аксайском. В лежащей выше нижнеордовикской подсвите доломиты сохраняются лишь в составе небольшой по мощности пачки в Большекаройском и Малокаройском блоках. В Аксайском блоке она сложена исключительно известняками. Самая верхняя — среднеордовикская подсвита — состоит почти повсюду из известняков. Лишь изредка в ее составе встречаются прослой доломитов. Резюмируя эти дан-

ные, можно заключить, что в наиболее широкой (северо-западной) части бассейна, с юго-запада на северо-восток, вкрест его простирания доломиты замещаются известняками. Такие же изменения в составе карбонатных пород — смена доломитов известняками — наблюдаются в Хубсугульском бассейне, где они вполне определенно интерпретируются в том смысле, что первые занимают прибортовые зоны, а вторые — осевую. Эту закономерность, выявляющуюся для ХФБ, можно использовать и для интерпретации изменений в составе тамдинской серии, т. е. считать, что Аксайский блок наиболее приближен к оси прогиба, а Большекаройский удален от нее. К такому же заключению можно прийти, исходя из общих палеогеографических построений, характера изменений чулактауской свиты, распространения по площади бассейна кремнистых пород и т. д. (Тушина, 1968).

### Сравнение фосфоритовых пачек бассейнов

В основании продуктивной чулактауской свиты Каратау повсюду лежит горизонт кремней. В средней ее части обычно обособляются фосфатосланцы, разделяющие нижнюю и верхнюю фосфоритные пачки. Строение свиты существенно меняется как по простиранию, так и вкрест простирания. Довольно полное представление о строении свиты и характере ее изменений можно получить, рассмотрев ее разрез в северо-западной, наиболее широкой части бассейна. Фациально-литологические профили для этой части бассейна составлялись несколькими исследователями: Г. И. Бушинским (1966), Мен Сян-хуа (1960), А. М. Тушиной (1968). На рис. 52 на основании профиля А. М. Тушиной и других данных изображен поперечный литолого-фациальный профиль с юго-запада от месторождения Кокджон на северо-восток к месторождению Беркуты. Приводимая ниже характеристика этого профиля базируется на данных Б. М. Гиммельфарба, А. М. Тушиной и многих других авторов, чьи работы помещены в сборнике «Фосфориты Каратау» (1969).

Для крайнего юго-запада (месторождение Кокджон) характерна очень малая мощность горизонта кремней, подстилающего фосфориты; выклинивание нижней фосфоритовосной пачки, малая мощность фосфатосланцевой пачки и минимальная мощность собственно продуктивной части фосфоритовосной пачки (10—20 м). Среди фосфоритов карбонатные руды развиты довольно широко, кремнистые, наоборот, отсутствуют совершенно.

К северо-востоку, в районе месторождения Джанытас резко увеличивается мощность горизонта кремней. Наиболее полное выражение приобретает здесь собственно продуктивная часть свиты, в которой выделяются две фосфоритные пачки, а также фосфатно-сланцевая и фосфатно-кремневая. Общая мощность ее достигает 60 м. Это — зона максимальных мощностей продуктивной свиты, выделенная впервые П. Л. Безруковым. Свита в этом участке выдержана по простиранию. Кремнистые и кремнисто-карбонатные руды составляют уже около 65% общего количества запасов. Чулактауская свита здесь наиболее продуктивна.

Далее к северо-востоку в районе месторождения Акджар продуктивная толща сохраняет примерно ту же мощность, что и на Джанытасе. В составе ее становится заметно больше фосфатсодержащих серицитово-кремнистых сланцев. Еще более увеличивается роль кремнистых руд, так что среднее содержание нерастворимого остатка по всем пластам поднимается до 22,7%.

Следующим к северо-востоку пунктом профиля является участок месторождения Коксу, в котором мощность чулактауской свиты составляет также около 60 м. Однако около половины ее приходится здесь на серицитово-кремнистые сланцы, содержащие то или иное количество фосфа-

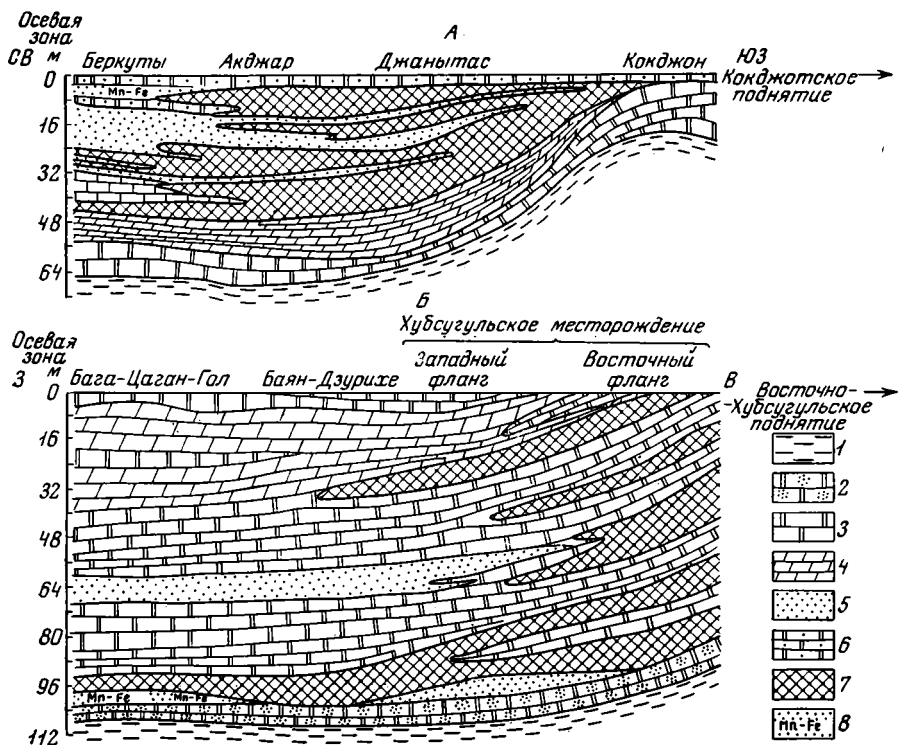


Рис. 52. Литолого-фациальные профили

А — Каратауский бассейн (по данным А. М. Тушиной, с дополнениями), Б — Хубсугульский бассейн. 1 — песчаники и сланцы (наройская и дархатская серии); 2 — подфосфатная пачка; 3 — доломиты; 4 — кремни; 5 — серицитово-кремнистые и углеродисто-кремнистые сланцы; 6 — доломиты основания шабактинской свиты; 7 — фосфориты; 8 — марганцовые и железные руды ХФБ и железо-марганцовый горизонт Каратау

та. В целом для пород свиты содержание нерастворимого остатка увеличивается до 35%.

В опубликованной литературе нет подробных сведений об участке Беркуты. Известно лишь, что здесь в составе чулактауской свиты имеется единственный пласт фосфоритов мощностью около 2 м. Столь же бедны фосфоритами и другие участки так называемой третьей группы месторождений Каратау (Гиммельфарб, Тушина, 1969), представляющие наиболее периферическую северо-восточную часть полосы выходов фосфоритонесных отложений. Во всех этих участках свита мало продуктивна. В составе ее имеется только один, в исключительных случаях два пласта фосфоритов мощностью от 0,4 до 2—3 м. Запасы фосфоритов по всей группе составляют менее 1% от общих запасов бассейна, в то время как такая же по протяженности полоса развития чулактауской свиты на Джанытаском участке приносит более трети всех запасов бассейна.

Рассмотренный профиль свидетельствует о значительных изменениях, которые испытывает чулактауская свита в направлении, поперечном простиранию, с юго-запада на северо-восток и которые сводятся к следующему.

1. В составе свиты, особенно верхней продуктивной ее части (выше горизонта кремней), заметно увеличивается роль кремней, серицитово-кремнистых сланцев и фосфатсланцев за счет соответственного уменьшения значения карбонатных пород.

2. Мощность свиты существенно увеличивается, вместе с чем увеличивается количество и мощность продуктивных пачек. Однако эта тенден-



ция уже у Коксуйского участка сменяется на противоположную. В крайней периферической северо-восточной части (месторождение Беркуты) мощность свиты сокращается очень резко.

3. Продуктивность свиты, как и ее мощность, достигает максимальных значений в районе Джанытасского месторождения. В обе стороны от него — на юго-запад к Кокджонскому и на северо-восток к Беркутинскому — мощность и продуктивность свиты резко падают. Количественно изменение продуктивности можно выразить отношением  $10 : 35 : 3$ , где первая цифра отвечает Кокджонскому месторождению, вторая — Джанытасскому, третья — Беркутинскому. Интересно заметить, что Джанытасский участок принадлежит Большекаройскому блоку, характеризующемуся максимальным развитием доломитов в разрезах тамдинской серии.

4. Определенным образом меняется состав самих фосфоритов. В Кокджонском месторождении совершенно нет ни кремнистых, ни кремнисто-карбонатных разновидностей. Среднее содержание нерастворимого остатка в фосфоритах падает здесь до 5—7%, составляя минимальное значение для всего бассейна. Так же невелико среднее содержание нерастворимого остатка для всего разреза продуктивной свиты, что объясняется очень малой мощностью нижнего горизонта кремней. К северу (северо-востоку) от этого участка оба показателя увеличиваются так, что среднее содержание нерастворимого остатка для пород всей свиты последовательно растет до 18%, а затем до 23% и, наконец, в Коксуйском участке достигает 35%. В Кокджонском участке и вблизи него значительным развитием пользуются грубообломочные фосфориты: конгломератовые и гравелитовые.

Другой профиль, изображенный на рис. 52, относится к фосфоритоносной пачке Хубсугульского месторождения. Изменения фосфоритоносной пачки по этому профилю с востока на запад представляют изменения, направленные от берега бассейна к его оси. Они подробно рассматривались в предыдущем разделе и состоят в следующем.

1. В составе пачки заметно увеличивается роль кремней, углеродисто-кремнистых и углеродисто-кремнисто-глинистых сланцев. Эта же тенденция к увеличению роли кремней и сланцев существенно кремнистого состава по направлению с востока на запад сказывается и по всему разрезу доднурской свиты, в составе которой на востоке эти породы практически отсутствуют, а на западе образуют несколько мощных (до 50 м каждый) горизонтов.

2. Мощность продуктивной пачки заметно уменьшается, так же как количество пластов или горизонтов фосфоритов и мощность отдельных горизонтов.

3. Продуктивность пачки падает от крайнего восточного участка к наиболее западному в отношении  $1 : 20$ .

4. Карбонатные фосфориты преобладают на востоке; западнее в них значительно увеличивается содержание нерастворимого остатка. Еще более кремнистые фосфориты свойственны более западным участкам.

Характер литолого-фациальных изменений для обоих профилей идентичен. Положение хубсугульского профиля в пределах древнего бассейна фосфатонакопления определено. Рассматривая сейчас каратауский профиль, можно заключить, что участок Кокджон отвечает прибрежной зоне бассейна, а месторождение Беркуты — приосевой. Относительно положения этих участков в пределах бассейна фосфатонакопления существуют различные мнения. Вывод, сделанный путем сравнения двух бассейнов, вполне согласуется с представлениями А. М. Тушиной (1968).

Джанытасский участок и восточный фланг Хубсугульского месторождения, имеющие максимальную продуктивность, характеризуют зоны бассейнов со сходными, оптимальными условиями фосфатонакопления. От этой общей зоны хубсугульский профиль протягивается в сторону моря или осевой зоны бассейна, а каратауский продолжается в обе стороны —

и к оси прогиба, и к его прибрежной части, которая не запечатлена на хубсугульском профиле. Каратауский профиль располагается ближе к поднятию (Кокджонскому), являвшемуся ограничением прогиба. Хубсугульский профиль в целом мористее, чем каратауский. Прибрежная часть пачки здесь эродирована, но зато значительно полнее выражена противоположная приосевая часть.

Хубсугульский профиль относится к восточному борту ХФБ. Аналогичные изменения наблюдаются и по западному борту ХФБ, где они выражаются в уменьшении продуктивности пачки и мощности пластов фосфоритов, замещении карбонатных фосфоритов кремнистыми, увеличении доли участия кремнистых пород с запада на восток к осевой части бассейна. Намеченная выше картина двустороннего симметричного строения ХФБ, вероятно, типична и для других фосфоритоносных бассейнов. В поперечном их профиле выделяется широкая осевая зона и две узкие прибрежные, причем, фосфориты заключены лишь в последних. В современной структуре хр. Малый Каратау виден лишь один фрагмент, отвечающий юго-западному борту древнего фосфоритоносного бассейна. У этого бассейна, очевидно, есть и другой, северо-восточный борт, который скрыт ныне под различными более молодыми отложениями Муюнкумской депрессии.

Сравнение хубсугульского и каратауского профилей дает возможность наметить некую общую схему поведения фосфоритоносной пачки (свиты) в пределах бассейна. В оптимальном виде, т. е. с максимальной продуктивностью эта пачка встречается на некотором расстоянии от борта (берега) бассейна. Ширина такой оптимальной зоны составляет 15—20 км. Продуктивность пачки достигает здесь 30—35 т  $P_2O_5$  на 1 кв. м. Содержание нерастворимого остатка в фосфоритах находится в пределах от 10 до 20%. От этой зоны в сторону берега бассейна продуктивная свита уменьшается в мощности, что сопровождается выклиниванием отдельных горизонтов фосфоритов, появлением обломочных и, в частности грубообломочных, фосфоритов, широким распространением карбонатных фосфоритов с содержанием нерастворимого остатка менее 5—7%. В сторону осевой зоны продуктивная свита также постепенно уменьшается в мощности. В ее составе все более и более обильными и мощными становятся горизонты кремней, углеродисто-кремнистых либо серицитово-кремнистых сланцев. Фосфориты становятся более бедными, а пласты их более тонкими. В осевой же зоне прогиба фосфоритоносные пачки, как таковые, не формировались, хотя фосфатный материал, рассредоточенный в более широком интервале разреза, встречается и здесь. Однако распространен он локально, образуя отдельные сгустки в кремнисто-карбонатных породах.

### Сравнение палеогеографических обстановок

Выяснением палеогеографической обстановки времени фосфоритообразования в Южном Казахстане, в частности в Каратау, занимались многие исследователи. Анализируя строение фосфоритоносных отложений, П. Л. Безруков (1954) пришел к выводу о существовании поднятия по северо-восточному борту бассейна и допускал подобное же поднятие по противоположному юго-западному борту. В целом же, по его представлениям, Каратауский палеобассейн вырисовывается в виде пролива, обрамленного по обоим бортам поднятиями. Эти поднятия представляли собой либо массивы низкой суши, либо цепи островов. На палеогеографической карте С. Г. Анкиновича (1961) хр. Малому Каратау также отвечает широкий проливозобразный морской бассейн, вытянутый с северо-запада на юго-восток. Аналогичную картину рисуют В. Ф. Беспалов и В. Г. Королев (Атлас литолого-палеогеографических карт, 1968).

Юго-западная граница палеобассейна довольно близко совпадает с

современной юго-западной границей распространения фосфоритоносных отложений. На северо-востоке, наоборот, та и другая значительно удалены друг от друга, причем, разделяющее их пространство приходится на область развития различных покровных отложений Муюнкумской депрессии. Под этим покровом и скрыт северо-восточный борт Каратауского бассейна.

Таким образом, как общие палеогеографические реконструкции, так и конкретные закономерности в строении чулактауской свиты, выявляющиеся из анализа строения фосфоритоносных отложений в поперечном разрезе, приводят к одному и тому же выводу о характере, конфигурации и размерах Каратауского палеобассейна. Каратауский бассейн располагался между двумя участками суши, имея ширину 100—150 км, при длине 250—300 км. На северо-западном и юго-восточном окончаниях он соединялся с основным морским бассейном того времени и представлял пролив последнего. Аналогичную конфигурацию, как было показано раньше, имел и ХФБ. Принципиальное сходство двух крупнейших фосфоритоносных бассейнов (Каратауского и Хубсугульского) следует видеть именно в единстве их палеогеографической позиции — наличии участков суши по их бортам, ограниченности размеров, некоторой изоляции обоих бассейнов от основного морского бассейна того времени. В противном случае, т. е. при отсутствии участков суши, при прочих равных условиях, крупные фосфоритоносные бассейны с залежами богатых фосфоритов, очевидно, возникнуть не могли, примером чему могут служить соседние с ХФБ районы Центрально-Азиатского геосинклинального пояса (Ильин, 1970а). Родство обоих районов выражается также в их принадлежности к одной эпохе фосфатонакопления и к одному и тому же Центрально-Азиатскому геосинклинальному поясу. Оба бассейна построены по одному и тому же плану, так что зоны оптимального фосфатонакопления пространственно совпадают с зонами максимального развития доломитов. Выклинивание продуктивных пачек в сторону осевой зоны бассейнов происходит на фоне замещения доломитов известняками.

### Сравнительная характеристика фосфоритов

Фосфориты Каратауского бассейна и ХФБ сходны по одним признакам и различаются по другим. Сходство выражено, прежде всего, в хемогенной природе тех и других. Среди первых господствуют различные зернистые разновидности, в то время как вторые, по большей части афанитовые, незернистые. Другой очень важный признак, по которому можно сравнивать фосфориты двух бассейнов, — это характер распространения фосфатных и нефосфатных компонентов по вертикали или по разрезу фосфоритовых горизонтов. В монгольских фосфоритах, во всяком случае в двух главных их разновидностях, принадлежащих к подгруппе афанитовых фосфоритов, очень четко выражено слоистое распределение фосфатных и нефосфатных компонентов. Для казахстанских фосфоритов такое слоистое распределение фосфатных и нефосфатных компонентов не характерно.

Фосфатные зерна казахстанских фосфоритов, как полагает А. М. Тупшина и другие исследователи, сформировались из кремнисто-фосфатных илов в процессе диагенетического перераспределения материала и выноса при перемыве незатвердевшего осадка нефосфатных компонентов, разубоживавших первичный осадок.

Среди хубсугульских фосфоритов имеются разновидности, сходные с оолитово-зернистым типом Каратау. Очень сходны, в частности, породы пятого горизонта восточного фланга Хубсугульского месторождения с оолитово-зернистыми фосфоритами Джанытасского месторождения. Песчаниковые фосфориты Хогоргаинского месторождения обнаруживают большое сходство с зернисто-псаммитовыми породами, широко представленными на Кокджонском месторождении и т. д.

В приведенных сравнениях зернистые каратауские фосфориты рассматривались в соответствии с представлениями А. М. Тушиной и других исследователей как продукты «донных перемылов осадков, прерывающих нормальный ход диагенеза» (Тушина и др., 1969). Вполне допустимо, однако, что не все разновидности зернистых фосфоритов возникают в результате перемылов. На Кокджонском месторождении наблюдаются колосчатые карбонатные фосфориты, которые, как и хубсугульские, состоят из часто чередующихся доломитовых и фосфатных прослоечков. Последние сложены бесструктурным фосфатным материалом. Эти прослоечки возникли, очевидно, в результате хемогенного осаждения фосфата. Многие разновидности зернистых фосфоритов, например зернистые монофосфатные, в которых фосфатные зерна выражены очень неясно и едва заметно отделяются от фосфатного материала, располагающегося между зернами, можно также считать возникшими в результате «озернения» афанитового хемогенного фосфата на месте.

Думается, что подобный механизм образования зернистых фосфоритов более вероятен, чем тот, который имеет в виду А. М. Тушина, так как перемылом можно объяснить концентрацию фосфатных зерен, но трудно себе представить возникновение при этом процессе фосфатного цемента. При перемыле осадка вместо рафинирования фосфатного материала неизбежно происходило бы загрязнение его кварцем и карбонатом. Можно также допустить, что каратауские зернистые фосфориты с карбонатным цементом, с зернами, не имеющими внутренней структуры, являются обычными седиментационными образованиями.

Чрезвычайно тесные срастания фосфата в каратауских фосфоритах с бесфосфатными компонентами, слабая индивидуализация фосфата обуславливают очень большие трудности обогащения этих пород. В монгольских фосфоритах фосфат индивидуализирован более заметно. Применительно к зернистым разновидностям это сказывается в более крупных размерах зерен и менее тонких срастаниях фосфатных и нефосфатных компонентов зерен. Более важен другой факт. Он состоит в том, что в монгольских фосфоритах фосфат обособляется в виде полосок и более или менее крупных различных по форме выделений, которые имеют значительно более крупные размеры по сравнению с фосфатными зернами или тем более с отдельными фосфатными элементами, слагающими фосфатно-кремнистые или фосфатно-карбонатные зерна. Отсюда можно предположить, что технологические процессы обогащения монгольских фосфоритов не будут столь сложными, как каратауских.

Основным и наиболее важным химическим компонентом богатых фосфоритов Казахстана и Монголии является трехкальциевый фосфат. Другие компоненты — карбонат и нерастворимый остаток, состоящий в основном из кремнезема. Фосфориты обоих бассейнов можно сравнить по характеру нефосфатных компонентов, в первую очередь, по величине нерастворимого остатка. В этом отношении фосфориты обычно делятся на три группы: 1) карбонатные, 2) кремнисто-карбонатные и 3) кремнистые. Граница между группами проводится по содержаниям нерастворимого остатка, равным 15 и 22%. В таком случае, фосфориты ХФБ оказываются в большинстве своем в первой группе, так как среднее содержание нерастворимого остатка в целом по бассейну, полученное путем учета проб пропорционально запасам месторождения, составляет всего около 6%. В хр. Малый Каратау фосфориты со столь низкими показателями нерастворимого остатка отсутствуют. Даже в карбонатных рудах оно находится в среднем на уровне 12% и никогда не опускается ниже 7%. В кремнисто-карбонатных рудах, составляющих в таких крупнейших месторождениях, как Джанытас, Кокджон и Аксай, около половины запасов, содержание нерастворимого остатка равно уже 16—17%.

Содержание углекислоты в казахстанских фосфоритах в среднем сос-

твляет около 9%, поднимаясь в карбонатных разностях до 11% и падая в кремнистых до 7%. В хубсугульских фосфоритах очень редко встречаются разности с содержаниями, меньшими чем 10—12%, обычно оно достигает 15—16%, часто поднимаясь до 20%. Возможно, что какая-то часть углекислоты заключена в кристаллической решетке фосфатов, но основная ее масса связана с кальцием и магнием в доломите. Содержание окиси магния в каратауских фосфоритах находится в среднем на уровне 2—3% и нигде не превышает 4%, а в хубсугульских поднимается до 5—6%, а иногда и выше. Высокая степень карбонатности определяет еще одну особенность химизма фосфоритов ХФБ — низкие содержания полоторных окислов и некоторых других компонентов, определяющихся в долях процента. В целом отличия в химизме фосфоритов довольно значительны. В основе их лежит существенно карбонатный характер монгольских фосфоритов и кремнисто-карбонатный казахстанских.

В приведенных сравнениях приходилось оперировать лишь средними цифрами, которые зачастую оказываются довольно далекими от химизма тех или иных месторождений. На обширной территории ХФБ можно встретить месторождения и проявления, существенно отличающиеся друг от друга по химизму фосфоритов, в частности и такие, которые очень близки к каратауским. Очень сходен, например, химизм фосфоритов Хубсугульского и Кокджонского месторождений.

\* \* \*

Сравнение двух крупнейших фосфоритоносных бассейнов дает возможность выявить определенные черты сходства, которые в какой-то мере можно считать типичными для всех крупных древних фосфоритоносных бассейнов. Вот к чему они сводятся. Оба бассейна представляли собой сравнительно узкие прогибы, сообщавшиеся с основными морскими бассейнами. По обоим бортам они были ограничены участками низкой выровненной суши. Бассейны формировались в период времени, отвечающий самым верхним горизонтам докембрия — нижнего кембрия. Массовое осаждение фосфата происходило на фоне карбонатного осадконакопления, точнее в начальный его период. Фосфориты заключены в кремнисто-карбонатной формации, мощностью 50—100 м. Продуктивность ее в оптимальном случае достигает 30—35 т  $P_2O_5$  на 1 кв. м. Ширина зоны оптимального фосфатонакопления составляла около 20 км. От этой зоны к берегу фосфориты постепенно выклинивались, замещаясь грубообломочными разностями, а к оси прогиба — кремнисто-карбонатными фосфатсодержащими породами. Зоны оптимального фосфатонакопления характеризуются интенсивным доломитообразованием и значительным увеличением содержания нерастворимого осадка в карбонатных породах. В сторону осевой части прогибов доломиты замещаются известняками. На этом фоне происходит выклинивание к оси прогибов богатых фосфоритоносных пачек.

Фосфоритоносные пачки, помимо фосфоритов, состоят из кремнистых, кремнисто-сланцевых и карбонатных пород и существенно меняют свой состав в направлении, поперечном простиранию прогибов. Основная направленность изменений выражается в увеличении роли кремней, углеродисто-кремнистых либо серицитово-кремнистых сланцев по направлению к оси прогиба и, наоборот, в усилении роли карбонатных пород к берегу.

В основе различных типов фосфоритов (Каратау) или разновидностей (ХФБ) лежит один и тот же афанитовый фосфатный материал. Из этого материала путем раскристаллизации на месте с образованием мелких зерен оолитового сложения сформировались оолитово-зернистые «высококачественные», как их называют в Казахстане, фосфориты. Мало веро-

ятно, что эти породы возникли в результате перемыва неконсолидированного осадка и обогащения его фосфатом. В ХФБ из-за каких-то не вполне ясных причин афанитовый фосфатный материал лишь в редких случаях преобразовывался в зернистый. Обычно же он либо сохранялся в первичном виде, образуя прослой или полосы монофосфатного состава, лишенные какой-либо внутренней структуры, либо под воздействием агрессивных карбонатных вод дезинтегрировался на неправильные по форме и разнообразные по величине выделения.

Будущие исследователи сделают еще много важных общих выводов, сравнив Каратауский и Хубсугульский бассейны. Они, несомненно, обратят внимание на то, что в обоих районах развиты чрезвычайно сходные по составу и строению комплексы отложений. В разрезе этих отложений фосфориты занимают строго определенное место, будучи приуроченными к основанию верхней карбонатной серии и подстилаясь характерными красноцветными отложениями. Столь точно повторяющаяся в обоих районах геологическая позиция залежей фосфоритов не может быть случайной. Она позволяет заключить, что накопление древних фосфоритов является, при некоторых дополнительных условиях, естественным и необходимым этапом процесса разрушения участков суши, высвобождения при этом больших масс фосфора, поступавшего в конечном счете в соседние бассейны, где на фоне карбонатной седиментации и происходило его осаждение.

Еще сравнительно недавно в докембрийских и кембрийских отложениях не было известно сколько-нибудь крупных фосфатопроявлений, вследствие чего древние отложения считались неперспективными на фосфориты. Но в течение нескольких последних десятилетий древние фосфориты были обнаружены в целом ряде районов. Большая часть этих районов приходится на Азиатский континент. Характеристика древнего фосфатонакопления применительно к этому континенту или отдельным его регионам была дана в сводках Г. И. Бушинского (1966), Э. А. Еганова (1968), Н. А. Красильниковой с соавторами (1968). В этих сводках намечены тектонические и палеогеографические условия древнего фосфатонакопления, выявлены литологические и геохимические ассоциации древних фосфоритов, высказаны предположения о возможных источниках и способе формирования древних фосфоритов. В течение нескольких последних лет, прошедших со времени опубликования указанных сводок, крупнейшие древние фосфоритоносные бассейны были обнаружены в различных районах земного шара. Перечень фосфоритоносных районов Азии пополнился благодаря открытиям, сделанным в Монголии (ХФБ) и Индии (Rajendra, 1969). Помимо Азии древние фосфориты были найдены в Австралии (Clark, 1969), Южной Америке (Djalnia, 1967), Африке. Известны они и в ряде районов Северной Америки (Douglas, 1969). Таким образом, выяснилось, что древние фосфориты пользуются всеветным распространением. Новейшие открытия позволяют дополнить намеченную ранее в трудах Г. И. Бушинского, Н. А. Красильниковой, Э. А. Еганова характеристику древнего фосфатонакопления.

### Возрастной интервал древней эпохи

В 1964 г. А. Л. Яншин писал, что на территории Азиатского континента проявилась определенная эпоха массового образования пластовых фосфоритов. Эта эпоха охватывает самые последние века докембрия и начало кембрия. Опираясь на все известные ныне находки древних фосфоритов, можно заметить, что верхний возрастной рубеж древней эпохи находится где-то в низах среднего кембрия, вырисовываясь довольно четко. В нижнем кембрии и ниже основания кембрия крупные залежи фосфоритов весьма многочисленны, а выше, в верхах среднего кембрия и в верхнем кембрии они неизвестны. Ниже основания кембрия месторождения фосфоритов встречаются, пожалуй, чаще, чем выше его. Они сосредоточены в самых верхах докембрия — венде и в верхнем рифее. Сюда относятся фосфориты ХФБ, Алтае-Саянской области, Китая, Восточной Африки, Канады, США. Нижняя возрастная граница их не опускается ниже 900—1000 млн. лет. Фосфориты встречаются и значительно ниже основания верхнего рифея. К таковым относятся ниже-(?)рифейские фосфориты Юго-Восточной Тувы и Западного Прибайкалья. Вероятно, еще более древними являются фосфориты Южного Прибайкалья, приуроченные

к отложениям слюдянской серии. Однако и эти залежи вряд ли следует относить к глубокому докембрию (Юдин, Арсеньев, 1970; Ильин и др., 1970).

В целом можно заключить, что древние фосфориты относятся к обширному возрастному интервалу. Вполне вероятно, что в будущем, по мере развития абсолютной геохронологии, в этом обширном интервале будет выделено несколько достоверных возрастных уровней, вследствие чего представится возможность говорить о нескольких эпохах фосфатонакопления. Пока же достаточно обоснованно выделяется одна эпоха, охватывающая смежные горизонты кембрия и позднего докембрия, т. е. нижнюю часть кембрия, венд и верхнюю часть рифея<sup>1</sup>. К ней принадлежат все крупные древние фосфоритоносные бассейны.

Намечается еще одна, более древняя эпоха, к которой относятся фосфориты нижней части рифея и предрифейские фосфориты. Уже сейчас ясно, что эта древнейшая эпоха по масштабам накопления фосфоритов весьма значительно уступает верхнерифейской — нижнекембрийской. Очевидно также, что фосфориты, в отличие от руд железа и марганца, практически не формировались в раннем докембрии. Тем самым, в эволюции древнего фосфоритообразования имеется четко выраженный максимум, приходящийся на самые верхи докембрия — низы кембрия. Этот этап интенсивного фосфоритообразования и рассматривается в данном разделе в качестве древней эпохи фосфатонакопления.

### Масштабы древнего фосфатонакопления

Различные эпохи фосфатонакопления обычно оцениваются по размерам запасов месторождений. Для крутопадающих залежей, каковыми часто оказываются древние фосфориты, запасы месторождений, подсчитываемые обычно лишь до глубины 200 м, составляют небольшую долю общего геологического объема залежей, скрытого в недрах. Проиллюстрируем это на примере Хубсугульского месторождения, приуроченного к обоим крыльям Хэсэнской синклинали складки. Вряд ли можно сомневаться в том, что на крыльях этой сравнительно простой складки на дневную поверхность выходят лишь «вершки» единой выдержанной залежи, скрытой в недрах складки. Протяженность залежи в поперечном сечении легко оценить, исходя из геометрической формы складки — характера ее центриклинального замыкания, крутизны падения крыльев, характера соседних, сходных по морфологии складок. Исходя из этих данных, минимальная ширина залежи в недрах складки составляет 9—10 км. При длине складки, равной 22 км, площадь залежи оценивается в  $220 \times 10^6$  кв. м, что соответствует, примерно  $20 \times 10^9$  тоннам фосфоритов в одной только Хэсэнской синклинали. Запасы, подсчитанные до глубины 200 м, составляют всего  $0,43 \times 10^9$  т, т. е. около 2% от реально существующего в недрах объема залежи. Исходя из таких соотношений, для недр всего ХФБ следует назвать цифру  $100 \times 10^9$  т. Если же говорить о палеогеографическом объеме, например, по восточному борту бассейна, то его можно реставрировать по выходам фосфоритоносной пачки от Ухагольского месторождения на севере до Манханулинского на юге, т. е. на расстояние не менее 200 км. Ориентируясь на ту же минимальную протяженность в поперечном направлении, которая установлена в Хэсэнской синклинали, палеогеографический объем залежей составлял лишь по восточному крылу ХФБ не менее  $200 \times 10^9$  т.

<sup>1</sup> Абсолютную длительность этой эпохи приходится считать огромной, но в конкретном выражении, например, в ХФБ ей соответствует лишь одна литологически единая карбонатная непрерывная толща (хубсугульская серия), несомненно представляющая только одну эпоху.



Огромные массы фосфоритов залегают также в недрах Каратауского бассейна. Если следовать расчетам Г. И. Бушинского (1966), но исходить лишь из реально существующей протяженности бассейна, определяемой по длине выходов фосфоритонесной толщи на поверхность в 120 км и суммарной протяженности залежи в поперечном сечении в 30—50 км, то общий палеогеографический объем фосфоритов Каратау составляет  $80—110 \times 10^9$  т.

Судя по литературным данным, также огромными масштабами залежей характеризуются древние фосфоритонесные бассейны Китая, Индокитая, Австралии и других районов мира. В целом, следует заключить, что древнее фосфатонакопление проявилось на Земле в грандиозных масштабах. Общий объем залежей фосфоритов, отложившихся в течение этой эпохи, исчисляется многими сотнями, если не тысячами миллиардов тонн.

Известно, что одной из главных эпох фосфатонакопления считается также верхнемеловая-палеогеновая, охватывающая кампанский и маастрихтский ярусы, палеоцен и эоцен. Эта эпоха широко проявилась в Северной Африке и Восточном Средиземноморье. Отложения верхнего мела — палеогена обнажены на больших пространствах во многих странах Африки и Ближнего Востока. Суммарные геологические запасы по всем странам можно приблизительно оценить цифрой  $100 \times 10^9$  т.

Приведенные цифры, естественно, нельзя считать абсолютным показателем масштабов фосфатонакопления разных эпох, так как помимо фосфоритонесных бассейнов, выходящих на поверхность в современном эрозионном срезе, имеются и залежи фосфоритов, погребенные под более молодыми осадками. Если иметь в виду и такие залежи фосфоритов, то доминирующее значение древней эпохи будет выражено более резко. В самом деле, перспективы на расширение площадей, занятых верхнемеловыми — палеогеновыми морскими осадками, несущими весьма крупные залежи фосфоритов, в целом довольно ограничены. Они исчерпываются Ливийской пустыней, северной частью Сахары и предгорьями Анд. Более обширные площади занимают потенциально фосфоритонесные древние отложения позднего докембрия — кембрия, широкое развитие которых можно предполагать в самых разных районах земного шара под покровом более молодых осадков. Нам известно еще очень мало об этих древних отложениях, перекрытых более молодыми. Огромные же пространства, например Западно-Сибирская эпигерцинская платформа, остаются в этом отношении еще настоящими «белыми пятнами». Таким образом, простые геологические построения убеждают в том, что в недрах Земли древних фосфоритов заключено гораздо больше, чем молодых.

Резюмируя приведенные данные, можно вполне резонно допускать, что древняя позднекембрийская — кембрийская эпоха фосфатонакопления была крупнейшей в истории Земли. Более того, можно предполагать, что фосфатное вещество, аккумулировавшееся на всем земном шаре в огромных масштабах в древних толщах, могло затем при разрушении их и послужить в конечном счете одним из основных источников фосфора для образования более молодых фосфоритовых залежей.

### Некоторые черты древнего фосфатонакопления

Древние фосфоритонесные бассейны возникали при благоприятном сочетании целого ряда факторов. Одними из них были историко-геологические, проявившиеся в глобальных масштабах и определившие возрастные рамки древней эпохи фосфатонакопления. Такие факторы были, очевидно, необходимыми, но недостаточными. В противном случае древние фосфоритонесные бассейны встречались бы гораздо чаще. Так, в Сибири и Северной Монголии верхнерифейско-кембрийские отложения развиты весьма широко, но содержат крупные залежи фосфоритов только в пределах

ХФБ. Фосфоритов нет в таких типично платформенных бассейнах, каким является, например, Учуро-Майский прогиб. Но они отсутствуют и в типично геосинклинальных зонах — Восточно-Тувинской, Идерской, Джидинской и др. Таким образом, на примере Центрально-Азиатского фосфоритоносного пояса можно заметить, что крупные фосфоритоносные бассейны возникали лишь во внешних относительно стабильных частях геосинклинальных поясов.

В какой мере сделанный выше вывод справедлив для других регионов? Он представляется вполне приемлемым для фосфоритоносных бассейнов Индии и Восточной Африки, приуроченных также к внешним частям древних геосинклинальных поясов, но, вероятно, трудно приложим к фосфоритоносным бассейнам Китая и Австралии, находящимся на платформах. Последние, правда, вряд ли относятся к типичным платформенным бассейнам. Г. И. Бушинский (1966) считает, что район впадины Синань, где сконцентрированы крупные залежи фосфоритов Китая, является принадлежностью «активизированной платформы», а В. Ф. Беспалов относит этот же район к миогеосинклиналям. Н. А. Красильникова (1970) признает, что геотектонические условия образования китайских фосфоритовых месторождений недостаточно ясны. Австралийский бассейн Дачес описывается как узкий, ограниченный разломами прогиб, выполненный специфическими кремнисто-доломитовыми толщами, не выходящими в своем распространении за пределы прогиба. Такого рода прогиб, естественно, нельзя считать принадлежащим к структурам чехла платформы.

Отмечая, что тектоническая позиция известных ныне довольно многочисленных древних фосфоритоносных бассейнов не выявляется еще с достаточной определенностью, следует заметить, что более ясными предстают их палеогеографические и литолого-фациальные особенности. Эти бассейны вырисовываются сравнительно небольшими по размерам, окруженными довольно крупными участками суши, которые обуславливали некоторую изоляцию их от основного морского бассейна соответствующего времени. Такими были Каратауский бассейн и ХФБ. В противном случае, т. е. при отсутствии участков суши в открытых «безбрежных» бассейнах древнее фосфатонакопление, если и происходило, то было неинтенсивным. Соответствующим примером служит Шорско-Батеневский бассейн.

Крупные залежи древних фосфоритов приурочены к кремнисто-карбонатной формации и совершенно чужды как различным вулканогенным эвгеосинклинальным формациям, так и типичным платформенным. На примере Каратауского бассейна и ХФБ выявляется, что фосфоритовые залежи занимают лишь сравнительно узкую полосу, тянущуюся вдоль борта бассейна и выклинивающуюся в обоих направлениях — к осевой его зоне и к берегу. Эта полоса занимает вполне определенное положение в поперечном литолого-фациальном профиле бассейна.

Различные факторы, регулировавшие древнее фосфатонакопление, были взаимосвязаны и взаимозависимы. Эта тесная связь не дает возможности проводить четкие тектонические, палеогеографические и другие границы между районами, благоприятными и неблагоприятными для фосфатонакопления. Трудности усугубляются еще и слабой изученностью вопроса, а также тем, что бассейны, находящиеся в разных частях света, описываются авторами, принадлежащими к различным геологическим школам пользующимися различной терминологией и в целом демонстрирующими существенно различный подход к делу. Поэтому закономерности проявления древнего фосфатонакопления остаются еще далеко неясными. Некоторые из них, представляющиеся на основе изучения ХФБ и данных по другим бассейнам наиболее вероятными, рассматриваются ниже.

## О связи фосфорито- и доломитообразования

Крупные залежи древних фосфоритов сконцентрированы в относительно узком возрастном интервале, охватывающем верхи рифея и низы кембрия. Имеются еще одни характерные породы, обнаруживающие удивительное сходство с древними фосфоритами в отношении распределения по геохронологической шкале — доломиты. Для иллюстрации этого сходства вряд ли можно найти более подходящий регион, чем Тувино-Монгольский массив, который является уникальнымместилищем огромных масс карбонатных пород. Эти породы занимают здесь обширные пространства, измеряемые десятками тысяч квадратных километров, и принадлежат к очень широкому возрастному диапазону, охватывающему средний протерозой, рифей, венд, нижний и низы среднего кембрия. Стратиграфический разрез, соответствующий этому интервалу, образует колонну, мощностью 20—22 км, из которых не менее 70% приходится на карбонатные породы (Ильин, 1958; Ильин и др., 1970). В указанном возрастном интервале выделяются следующие свиты, сложенные карбонатными породами (снизу вверх):

- |  |                                   |                 |
|--|-----------------------------------|-----------------|
| 1. Балыктыгхемская — средний (?) протерозой.       | 4. Доднурская —                   | } верхний рифей |
| 2. Чартысская — нижний рифей (-средний протерозой) | 5. Хармаинская —                  |                 |
| 3. Нарынская — нижний (средний) рифей              | 6. Босхатская — венд              |                 |
|  | 7. Хоридулинская — нижний кембрий |                 |

Кроме перечисленных свит, карбонатные породы в виде довольно мощных пачек присутствуют как ниже балыктыгхемской свиты (Ильин, Моралев, 1956), так и выше хоридулинской (Ильин, Журавлева, 1968).

В мугурской свите, как и перекрывающей ее балыктыгхемской, известны только кальцитовые мраморы (рис. 53). В чартысской свите появляются редкие и сравнительно маломощные прослои доломитов и глинистых доломитов, которые в зонах повышенного метаморфизма переходят по простирацию в параамфиболиты. Нарынская свита представлена в основном известняками, среди которых часто встречаются характерные разности, обогащенные тремолитом, актинолитом и другими магнезиальными силикатными минералами. В качестве источника для их образования следует признать существенную примесь в известняках доломитового материала.

В доднурской и других свитах нижней части хубсугульской серии доломиты резко преобладают над известняками, зачастую слагая нацело мощные доломитовые толщи. Наиболее резкий скачок на кривой интенсивности доломитообразования приурочен к основанию доднурской серии, т. е. к верхнему рифею. Доломиты, которые до этого встречались лишь в виде примеси к известнякам, вдруг очень резко сменяют последние. Очевидно, что условия, благоприятные для осаждения доломита, были созданы еще в предшествующий этап, когда в нижнем и среднем рифее огромные массы углекислоты были захоронены в карбонатных породах. Условия, благоприятные для доломитообразования, оказались благоприятными и для фосфоритообразования, так как к этому же рубежу приурочена и основная фосфоритоносная пачка.

Выше, в кембрии, доломиты очень резко сменяются известняками, так что в хоридулинской свите их практически нет. Таким образом, доломиты отсутствуют в наиболее древних протерозойских толщах, появляются в нижнерифейских, очень широко развиты в более высоких горизонтах рифея, а также в самых верхних слоях докембрия (в венде) и резко исчезают в кембрии. Очень сходно эволюционируют и фосфориты, которые в пределах Тувино-Монгольского массива довольно sporadически встречаются в предрифейских толщах (северо-западная часть нагорья Сангилен), слабо развиты в низах рифея (юго-восток Восточного Саяна) и достигают максимального развития в верхнем рифее либо венде (ХФБ).

Совершенно аналогичная картина выявляется для северо-западной части Восточного Саяна, где карбонатные породы также распространены в широком стратиграфическом диапазоне. В нижнем или среднем протерозое доломитов нет (дербинская и жайминская свиты). Выше (в рифее) они развиты слабо (манская свита), в предкембрийских (верхнерифейских-вендских) свитах составляют до 95% общего объема карбонатных пород (павловская и овсянковская свиты), а в кембрийских исчезают совсем. По данным Е. В. Широковой (1968), максимальное развитие доломитов по всей Средней Сибири приходится также на предкембрийский уровень.

Намечающуюся закономерность не следует понимать в том смысле, что на каком-то стратиграфическом уровне повсюду накапливались только доломиты. Они формировались в определенных фациальных условиях, а в каких-то иных условиях их место в разрезе занимали известняки.

В других районах, где карбонатные толщи не имеют сквозного распространения по всему разрезу, выявляющаяся в Сибири и в Монголии закономерность не выступает столь определенно. Однако и здесь ее можно заметить. Так, в протерозое Северного Тянь-Шаня среди карбонатных пород описываются только известняки. В верхах докембрия появляются доломиты, которые особенно широко представлены в наиболее поздних слоях докембрия и раннем кембрии. Аналогичная закономерность имеет место и на платформах. На Русской и Северо-Американской платформах максимум доломитообразования также приходится на поздний докембрий (Страхов, 1963).

Рис. 53. Графики интенсивности фосфатонакопления (сплошная линия) и доломитообразования (прерывистая линия) во времени. Тувино-Монгольский массив

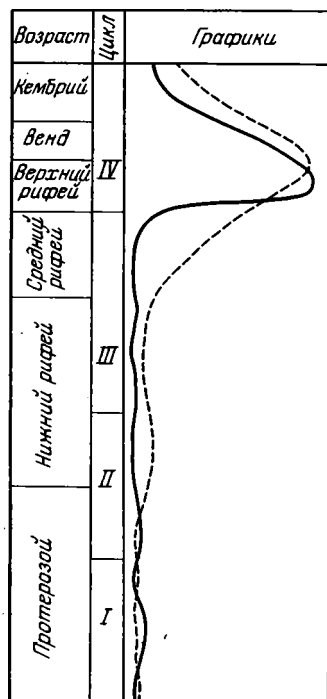
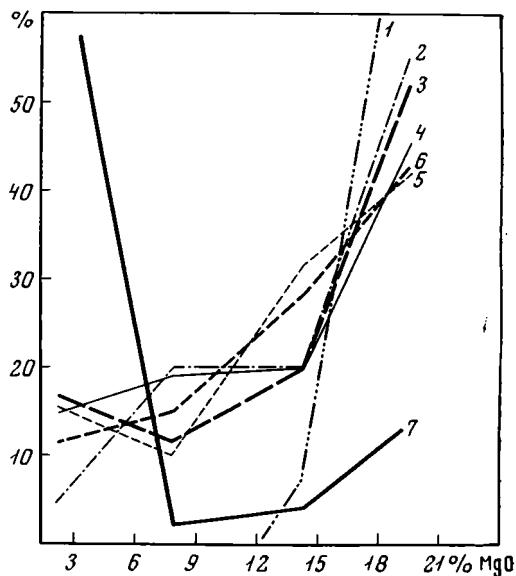


Рис. 54. Графики состава карбонатных пород фосфоритносных пачек

Нижняя (основная) пачка. 1 — южный участок Цаганурского месторождения (54 пробы); Хубсугульское месторождение (2—5): 2 — канава 23 (20 проб), 3 — р. Хухэ-Усу (25 проб), 4 — канава 20 (30 проб), 5 — канава 42 (19 проб); 6 — Ухагольское месторождение (39 проб). Верхняя пачка. 7 — фосфатопоявление Тэмен-Султу (50 проб)



Помимо устанавливающейся, таким образом, корреляции во времени между древними фосфоритами и доломитами имеется целый ряд данных, свидетельствующих о конкретной пространственной связи этих пород.

1. Фосфоритоносные пачки крупных фосфоритоносных бассейнов всегда локализируются в толщах доломитов. Об этом пишет Г. И. Бушинский (1966) для синангульских фосфоритов. Это же хорошо известно для Каратауского и Хубсугульского бассейнов, недавно открытого бассейна в Северо-Восточной Австралии. Для верхнесинийских фосфоритов Китая усматривается парагенетическая связь с доломитами (Ронов, Корзина, 1960). На примере Южной Сибири и Северной Монголии можно говорить о некоторой корреляции между интенсивностью фосфорито- и доломитообразования. Предкембрийские доломиты в Тувино-Монгольском массиве протягиваются на сотни километров, не испытывая при этом сколько-нибудь заметных изменений. В Алтае-Саянской области доломиты на расстоянии нескольких километров зачастую переходят в известняки (Еганов, 1968). В соответствии с этим, в первом случае установлены и прослежены на многие десятки километров фосфоритоносные пачки, содержащие пласты богатых фосфоритов, а во втором — лишь бедные невыдержанные рассеянные по разрезу фосфориты.

2. В составе фосфоритоносных пачек помимо фосфоритов значительную роль играют карбонатные породы. Они особенно характерны для ХФБ, где продуктивные пачки часто состоят лишь из фосфоритов и карбонатных пород. Можно наметить определенную корреляцию между интенсивностью фосфатонакопления и степенью доломитности пород продуктивной пачки. Так, на южном участке Цаганнурского месторождения, где отмечены наиболее богатые фосфориты ХФБ, слагающие пять пластов, карбонатметрия показывает исключительно широкое развитие доломитов в составе карбонатных пород продуктивной пачки и отсутствие известняков (рис. 54). Близкая картина выявляется и для других районов развития древних фосфоритов. Так, в бассейне Лао-Кай в Северном Вьетнаме доломиты доминируют над известняками (Калмыков и др., 1962). В Восточной Африке карбонатные породы, вмещающие фосфориты, также представлены доломитами.

3. Помимо чередования фосфоритовых пластов или горизонтов с доломитовыми имеется и более тесная перемежаемость этих же компонентов в разрезе, особенно четко выраженная в полосчатых фосфоритах ХФБ, где сантиметровые монофосфатные прослоечки ритмично чередуются с миллиметровыми доломитовыми, что было описано выше, в разделе III.

4. Тесная связь фосфатного и доломитового вещества ярко выступает из анализа химического состава древних фосфоритов. В богатых фосфоритах Цаганнурского месторождения, содержащих 28%  $P_2O_5$  и до 7%  $MgO$ , вся углекислота связана с магнием в доломите, т. е. кальцит здесь практически отсутствует. В технологической пробе лаокайских фосфоритов содержание  $MgO$  превышает 5%. При содержаниях во вьетнамских фосфоритах  $P_2O_5$  порядка 22% и нерастворимого остатка около 12—15% можно говорить о том, что карбонатные компоненты в них представлены нацело доломитом. Интересные детали выявляются при сравнении химического состава карбонатных компонентов хомогенных и обломочных фосфоритов. В первых они высоко магнезиальны, а во вторых почти совершенно лишены доломитовой составляющей, т. е. в хомогенных, «первичных», фосфоритах вместе с садкой фосфата, или ритмически чередуясь с ней, происходило и осаждение доломита. Ассоциация фосфат — известняк является вторичной, позднейшей.

5. Намечается отчетливая корреляция между изменением состава карбонатных пород по разрезу пачки и насыщенностью ее фосфоритами. В большинстве изученных разрезов пачки основные горизонты фосфоритов находятся в ее низах, где карбонатные породы по составу близки к

«чистым» доломитам. Фосфатонакопление затухает одновременно с тем, как доломитовые породы сменяются вверх по разрезу известняковыми.

На общем фоне уменьшения содержания магния снизу вверх по разрезу продуктивной пачки ХФБ устанавливаются и более частные флюктуации в химизме карбонатных пород почвы и кровли отдельных фосфоритовых пластов. Более высокомагнезиальные карбонатные породы находятся в почве и внутри пласта. В кровле его и выше по разрезу карбонатные породы обедняются магнием. Подобная же закономерность описана Б. Г. Гуревичем (1968) для Тамалыкского месторождения.

Из всех приведенных данных о связях, наблюдаемых между фосфоритами и доломитами в древних толщах, пачках, образцах пород, шлифах, нельзя не сделать вывода об общности условий образования тех и других. Думается, что столь четко демонстрируемая в природе связь позволяет нам для выяснения вопросов образования древних фосфоритов пользоваться некоторыми результатами изучения процессов доломитообразования и, наоборот, исходя из достижений фосфатной геологии, решать некоторые проблемы доломитообразования.

Необратимая эволюция процесса доломитообразования была установлена благодаря известным работам Н. М. Страхова (1951, 1963, 1970 и др.). Из-за более высокой растворимости доломита, по сравнению с кальцитом, для его осаждения требуется более высокий щелочной резерв. Это условие может реализоваться при более высоком, чем ныне, содержании углекислоты в атмосфере и соответственно более значительном ее парциальном давлении. Вслед за Р. Дели и В. И. Вернадским, Н. М. Страхов допускает, что докембрийская атмосфера Земли была весьма богата углекислотой. Благодаря этому, докембрий и начало палеозоя были наиболее благоприятными для доломитообразования. В дальнейшем, по мере того как углекислота расходовалась на фотосинтез растений, захоронялась в осадках в виде огромных масс карбонатных пород, расходовалась на выветривание других пород, парциальное давление ее постепенно понижалось, и выпадение доломита в осадок из вод нормальной солености больше уже не происходило.

Н. М. Страхов (1963) писал, что «...вся история доломитообразования со времени протерозоя есть история постепенного его затухания» (стр. 488). Аналогичная мысль высказывалась многими американскими учеными (Fairbrige, 1957; Chilingar, 1956).

Однако нельзя не отметить, что по рассматриваемому вопросу имеются и противоположные суждения. В. Руби, посвятивший много трудов вопросам геологической эволюции состава атмосферы и гидросферы, тщательно взвешивая все «за» и «против», высказал определенные сомнения в правомочности идеи о первичной «густой» атмосфере, насыщенной углекислотой и другими газами. Он предположил, что углекислота приносилась в атмосферу постепенно, примерно в тех же количествах, в каких она консервировалась в осадках (Rubeu, 1951). Другими словами, В. Руби считал, что процесс фиксации углекислоты в карбонатных породах литосферы происходил примерно с равной интенсивностью в течение всей геологической истории, включая докембрийский ее этап.

Ориентируясь, по всей видимости, лишь на данные по западному полушарию и Европе, В. Руби писал, что в докембрии не было интенсивного карбонатообразования. Ему еще не были известны данные по крупнейшему азиатскому континенту, с несомненностью указывающие на резко выраженный максимум карбонатообразования, приходящийся на поздний докембрий. Мощные толщи карбонатных пород сформировались в это время на обширных пространствах Сибири и Монголии: в Тувино-Монгольском массиве, Енисейском крае, Прибайкалье, Алданском щите, Центральной Монголии. Аналогичная картина выявляется для Китая, Индокитай и других районов Азии.

Интенсивность карбонатообразования в Азии на более поздних этапах (после кембрия) была несравненно слабее. Таким образом, характер распределения карбонатных пород в геологическом времени для крупнейшего Азиатского континента не дает оснований сомневаться в правомочности идеи о богатстве древней атмосферы и гидросферы углекислотой и резком падении ее содержания после кембрия. Отметим, наконец, что к аналогичным выводам пришел недавно А. С. Михайлов (1970), проанализировавший с иных точек зрения вопросы, связанные с характером поведения углекислоты в геологическом прошлом.

Основной фактор, определивший процесс необратимой эволюции доломитообразования — изменение содержания углекислоты в атмосфере, — был также главным регулятором поведения растворенного в морской воде фосфата. Возможно, это следует представлять следующим образом. Повышенное содержание углекислоты обусловило формирование вод с высоким щелочным потенциалом. В таких водах было растворено несравненно большее количество фосфора по сравнению с водами современных морей. Осаждение магниезиального карбоната и фосфата кальция из этих вод осуществлялось близко одновременно в одних и тех же условиях, например при падении содержания углекислоты. Отсюда становится понятным и закономерным постоянно наблюдающееся в древних морских осадках сонахождение фосфата и доломита, а также и тот факт, что хемогенные фосфориты не формировались в ощутимых количествах после кембрия. Огромные массы углекислоты были законсервированы в карбонатных породах, накопившихся в течение рифея и кембрия. После этого количество ее в атмосфере заметно уменьшилось, в соответствии с этим резко, в геометрической прогрессии упало количество растворенного фосфата. Из таких вод, очень слабо насыщенных фосфатом, уже не могли формироваться крупные залежи фосфоритов. Тем самым, появление древней эпохи фосфатонакопления объясняется необратимыми изменениями в составе земной атмосферы, количестве растворенного в воде фосфата, изменениями солевого состава воды и т. п.

Вероятно, имеется определенная причинная связь между высокими концентрациями фосфора в водах позднекембрийских морей и развитием органического мира. Считается, что первые примитивные организмы могли возникнуть и существовать лишь в водах, которые были гораздо богаче фосфором, чем воды современных морей (Gulick, Addison, 1955). К самому концу докембрия — началу кембрия, когда основная масса древних фосфоритов уже была сформирована, концентрация фосфора в водах морей значительно уменьшилась. Более высокоорганизованные морские скелетные формы, появившиеся с начала кембрия, могли существовать и в водах, содержавших меньшее количество фосфора.

Изменениями щелочного резерва менее крупного масштаба можно, очевидно, объяснить некоторые характерные вариации состава карбонатных пород фосфоритоносных пачек. Понижение щелочного резерва, возникавшее непосредственно после образования фосфоритового горизонта (или пачки), обусловливало последующее осаждение кальцита. С течением времени щелочной резерв вновь достигал больших значений, что в конце концов вновь приводило к садке доломита и фосфата. Именно с такой последовательностью пород приходится встречаться в разрезах древних фосфоритоносных пачек, где доломиты господствуют в почве фосфоритовых пластов и в самих пластах, затем вверх по разрезу сменяются известняками либо доломитистыми известняками, которые затем, в подопье следующего фосфоритового пласта снова перекрываются доломитами.

Подобные же по смыслу процессы в меньшем масштабе, т. е. процессы более высокого порядка, имели место и внутри пласта, где также отмечаются более трудноуловимые изменения в составе карбонатных по-

род. Кроме того, происходили и процессы более «низкого» порядка, которыми можно объяснить, например, падение содержания окиси магния снизу вверх по разрезу доднурской свиты и т. д.

Таким образом, своеобразие древней эпохи фосфатонакопления можно видеть в ее связи с накоплением доломитов. Те и другие могли формироваться только в специфических физико-химических условиях позднего докембрия — кембрия. Необратимое изменение таких условий привело, соответственно, к прекращению массового хемогенного фосфатонакопления.

Установление тесной связи фосфоритов и доломитов еще не решает вопроса о причинах, обусловивших выпадение фосфата в осадок. В разрезе хубсугульской серии имеется несколько доломитовых толщ, однако лишь в одной из них — в нижней — присутствует фосфоритоносная пачка. Отсюда следует, что в период времени, отвечавший нижней доломитовой толще (доднурская свита), имелись какие-то дополнительные благоприятные факторы, которые и обусловили массовое осаждение фосфата.

### О возможном источнике фосфора и способе образования древних фосфоритов

Вопрос об источниках фосфора для образования фосфоритов является одним из наиболее остро дискуссионных. Каким образом можно подойти к его решению применительно к древним фосфоритам, в частности к хубсугульским?

Г. И. Бушинский (1966), обращая внимание на огромные массы фосфора, сосредоточенные в позднекембрийских — кембрийских отложениях, подчеркивает, что количество фосфора в отдельных древних бассейнах соизмеримо с его количеством в современных океанах. Если же допустить, что несколько крупных бассейнов формировались синхронно, то очевидно, что резервов океана будет явно недостаточно, чтобы обеспечить их фосфором.

Н. М. Страхов (1963) считает, что подтоком глубинных океанических вод нельзя удовлетворительно объяснить возникновение залежей фосфоритов. В. Н. Холодов (1970а), рассматривая древние фосфориты, высказывает сомнения относительно океанических источников. В. П. Казаринову (1969) эти источники представляются также нереальными.

Таким образом, известная теория А. В. Казакова, столь популярная в свое время и не потерявшая своего значения доныне, очевидно, не применима ко всем без исключения залежкам фосфоритов.

Другая известная концепция допускает эндогенное происхождение фосфора. Она также трудно приложима к объяснению происхождения древних фосфоритов. Не останавливаясь на хорошо известных доводах Н. М. Страхова (1963) против этой концепции, следует отметить недавно появившееся исследование В. Н. Холодова (1970а), имеющее непосредственное отношение к фосфоритам ХФБ. Холодов обращает внимание на пространственное и временное разобщение эффузивов и крупных фосфоритовых залежей, что весьма ясно выражено в Алтае-Саянской области.

Попытаемся объяснить возникновение фосфоритов ХФБ с позиций рассмотренных выше двух гипотез, близких друг к другу в том смысле, что обе они исходят не из местных источников фосфора, а из необходимости привлечения каких-то посторонних, чуждых бассейну седиментации резервов фосфора.

Если рассматривать верхнюю продуктивную пачку, развитую в южной периферической части ХФБ и несущую лишь бедные фосфориты либо фосфатсодержащие породы, то эндогенные источники представляются для нее вполне вероятными. Имеющиеся на этот счет наблюдения сводятся к следующему.



Карбонатные толщи хубсугульской серии в южной периферической части ХФБ замечательны в том отношении, что среди них часто наблюдаются довольно мощные горизонты кремней, встречающихся здесь в пределах всего видимого разреза хубсугульской серии, что совершенно чуждо центральной части ХФБ. Они вмещаются карбонатными породами. По мере приближения к р. Мурэн, т. е. к зоне, в которой карбонатные толщи замещаются эффузивными, вместе с кремнями начинают встречаться горизонты лав основного состава — спилитовых кератофилов и диабазов. К югу от р. Мурэн, как указывалось в первом разделе, кембрийские и позднекембрийские толщи почти нацело слагаются различными вулканогенными образованиями. Пространственное тяготение кремнистых горизонтов к полям развития вулканогенных образований, вероятно, свидетельствует об эндогенном источнике кремнезема.

Фосфориты верхней пачки, встречающиеся в южной периферической зоне бассейна, почти всегда локализируются среди этих горизонтов кремней, залегая обычно у их границ с вмещающими карбонатными породами. Отсюда можно допустить, что фосфор, как и кремнезем, происходит в данном случае из глубинных источников. В пользу такого предположения можно привести повышенное содержание фосфора, отмеченное в диабазовых порфиритах участка Холигцатуин, где установлено около 1%  $P_2O_5$ .

Вулканогенные породы верхней (кембрийской) части хубсугульской серии, горизонты кремней и фосфатсодержащие породы обнаруживают одну и ту же закономерность в пространственном размещении. Максимальное распространение их свойственно южной периферической части бассейна. Значительно слабее проявились все эти породы севернее. Что касается центральной части бассейна, то для нее установлена полная стерильность всего разреза нижнего кембрия на фосфор, т. е., допуская существование глубинных источников фосфора в пределах соседней эвгеосинклинальной области, можно наблюдать, как исчезают фосфориты по мере удаления от этой области. Таким образом, при наличии какого-то внешнего источника обнаруживаются соответствующие односторонне направленные изменения в характере фосфоритоносности по линии источник фосфора — место его осаждения.

Тесная пространственная корреляция поведения вулканогенных пород и фосфора в данном случае указывает на возможную эндогенную природу последнего, а незначительные размеры полосы, зараженной фосфором, — на то, что обогащенные им воды не уходили далеко от очагов извержений. Садка фосфора и кремнезема происходила, видимо, на расстоянии не более чем 50 км от этих очагов. Судя по тому, что в южной периферической зоне ХФБ вулканогенные породы представлены спилитовыми диабазами, это были надводные извержения лав основного состава.

Допустим, что и нижняя пачка, в которой сосредоточены все крупные залежи фосфоритов ХФБ, также сформировалась за счет каких-то внешних источников. Эти источники независимо от того, были ли они эндогенными или связанными с резервами океана, должны находиться к югу от ХФБ, как на то указывают палеогеографические реконструкции.

При таком допущении должно бы наблюдаться следующее:

1. На протяжении 300-километровой длины ХФБ вдоль его простирающаяся фосфоритоносная пачка испытывала бы какие-то изменения по линии источник — место осаждения, ориентированные в одном направлении.

2. Фосфор, поступающий в бассейн седиментации из внешних источников, особенно из таких одновременно проявлявшихся, как эндогенные, фиксировался бы в каких-то произвольных частях разреза, вне связи с общим ходом процесса седиментации в бассейне.

3. Так как условия седиментации в течение всей хубсугульской эпохи сохранялись неизменными и в ХФБ (карбонатакопление), и в возможном питающем бассейне (накопление вулканогенных толщ), то фосфор поступал бы в ХФБ, если не непрерывно (подток океанических вод), то многократно, и сформировавшиеся при этом процессе фосфориты были бы рассеяны по всему разрезу хубсугульской серии. При таком способе поступления фосфора концентрация его в источниках была бы небольшой.

В действительности наблюдается другое:

1. Изменения в характере фосфоритоносной пачки, как было показано выше, весьма существенны, но ориентированы они не в одном, а в двух противоположных направлениях — от центральной части бассейна к югу и северу и выражаются, в общем, в уменьшении продуктивности пачки в обоих направлениях. Совершенно отчетливо выступает пространственный антагонизм между крупными залежами фосфоритов и магматическими образованиями, в частности областями развития подводных излияний лав различного состава. Не менее ярко выявляется теснейшая и исключительная ассоциация богатых фосфоритов с областями карбонатакопления.

2. Фосфориты распределены в разрезах древних отложений не произвольно, а определенным образом, что выясняется из рассмотрения всего разреза древних толщ Тувино-Монгольского массива. В этом разрезе выделяется четыре сходно построенных цикла. Каждый цикл состоит из двух элементов: нижнего, терригенного, и верхнего, карбонатного. В нижнем элементе, как правило, снизу вверх грубообломочные породы сменяются все более и более тонкозернистыми. Фосфориты имеются в каждом из циклов, располагаясь либо в самых верхах нижнего элемента, либо в низах верхнего. Подобное же положение фосфоритовых залежей в разрезе свойственно и другим районам. Анализируя этот факт, Э. А. Еганов (1968) и А. М. Тушина (1968) делают вывод о том, что наиболее благоприятными для фосфоритообразования были условия смены одного режима осадконакопления другим.

Систематически повторяющаяся в разных районах приуроченность залежей фосфоритов к одним и тем же частям циклов седиментации свидетельствует о том, что накопление древних фосфоритов неразрывно и закономерно связано с общими генеральными процессами, регулируемыми осадконакоплением, определяющими разрушение участков поднятой суши, нивелировку их, смену терригенного осадконакопления карбонатным. На определенных и одних и тех же этапах развития циклов седиментации наступали условия, благоприятные для накопления фосфоритов. Формирование терригенных отложений нижних элементов происходило в условиях гористого рельефа на окружающих участках суши. Такие условия не были благоприятными для возникновения фосфоритов, так же как и условия, характерные для зрелых стадий верхнего элемента, когда формировались монотонные карбонатные толщи. Не будет большим преувеличением сказать, что при некоторых условиях возникновения фосфоритов в древних бассейнах на границе двух элементов цикла было неизбежным.

Наблюдающееся в Тувино-Монгольском массиве закономерное распределение по разрезу залежей фосфоритов, железных и марганцевых руд подтверждает идеи В. П. Казаринова (1969) о пульсационном характере литогенеза, выражающемся в повторяющихся во времени одних и тех же литологических комплексах и общем циклическом в то же время направленном развитии литогенеза.

3. Фосфориты сформировались в течение одного акта, составлявшего лишь малую долю по сравнению со всей хубсугульской эпохой. В течение всего остального времени в условиях того же самого продолжавшегося карбонатакопления фосфор уже не поступал в бассейн. Другими

словами, имелся один кратковременный импульс поступления фосфора из какого-то источника с очень высокой концентрацией, так как кратковременно существовавший источник со слабой концентрацией не мог обеспечить формирование огромных по масштабам залежей хубсугульских фосфоритов.

Несоответствие между реально существующей картиной и той, которую следовало бы ожидать, исходя из концепции о внешних источниках, заставляет считать последнюю весьма мало вероятной для объяснения происхождения месторождений фосфоритов ХФБ и поэтому заставляет обратиться к оценке местных источников.

Под местными источниками обычно понимаются те резервы фосфора, которые приобретают внутренние бассейны, или бассейны седиментации, в результате разрушения прилегающих участков суши. Г. И. Бушинский во многих работах пишет о массивах равнинной суши как об источнике фосфора для соседних бассейнов седиментации. Участки суши, располагавшиеся в гумидном тропическом климате, по мнению В. Н. Холодова (1970а), служили источником целого ряда рудных компонентов (в том числе и фосфора), сконцентрированных в осадочных толщах венда и кембрия Евразии.

Местные источники могут быть признаны в качестве реальных лишь в том случае, если каким-то образом можно доказать, что в период фосфатонакопления происходили процессы глубокого химического выветривания участков суши, формирования кор выветривания, их разрушения и переноса фосфора в растворенном виде в бассейн седиментации. Рассмотрим эти возможности применительно к ХФБ.

1. В составе отложений, выполняющих ХФБ и лежащих ниже основной фосфоритоносной пачки, очень широко развиты характерные чистые мономинеральные белые кварцевые песчаники и алеволиты, состоящие на 90—95% из кремнезема и несущие лишь следы  $P_2O_5$ . Местами они являются главнейшими, наиболее распространенными породами дархатской серии. Кварцевые песчаники возникли в результате разрушения каких-то древних кристаллических пород. Судя по чисто кварцевому составу песчаников, эти кристаллические породы претерпели полную дезинтеграцию и глубокое химическое разложение, в результате которого произошло полное раскрытие основных химических компонентов. Такого рода изменения могли произойти лишь в условиях жаркого гумидного климата.

2. Г. И. Бушинский (1966) обратил внимание на весьма близкое стратиграфическое положение бокситов Боксонского месторождения и проявлений фосфоритов в Восточном Саяне. В то время фосфориты в Восточном Саяне были известны лишь в виде небольших проявлений. Ныне здесь открыто Ухагольское месторождение богатых фосфоритов, которые, как было показано выше, находятся вблизи боксонских бокситов и располагаются на одном стратиграфическом уровне с бокситами. В Ухагольском месторождении совместно с фосфоритами встречаются пласты кремнисто-карбонатных пород, существенно обогащенных марганцем. Южнее, в районе Хубсугульского месторождения железные и марганцевые руды образуют уже крупные залежи, причем, некоторые из них располагаются в непосредственной близости (8—10 м по разрезу) от фосфоритоносной пачки. На Боксонском месторождении, согласно устному сообщению Б. Г. Гуревича, имеются фосфориты, лежащие несколько ниже бокситов по разрезу и прослеживающиеся на всем 20-километровом протяжении бокситоносной пачки. Следует предположить общность климатических условий для всей рудной тетрады, охватывающей фосфор, алюминий, железо и марганец. Но, как пишет Н. М. Страхов (1963), «... накопления алюминия, железа и марганца моноклиматичны и возникают только в поясах гумидного климата, для которого поэтому могут служить надежными индикаторами» (стр. 150).

3. В связи с вопросом о климатических условиях фосфоритообразования интересно рассмотреть также картину распределения древних фосфоритов по земному шару. Наиболее широко они распространены в зоне умеренных широт северного полушария (Центрально-Азиатский фосфоритоносный пояс), известны в северной и южной субэкваториальных зонах (Индия и Австралия), а также в экваториальной зоне (восточная экваториальная Африка). Переходя от этой современной картины климатической зональности к древней, т. е. пытаясь реставрировать климатические условия древнего фосфатонакопления, трудно представить себе такую схему климатической зональности, при которой все названные районы могли бы оказаться в зоне аридного климата.

4. Следует заметить еще, что аридный климат эпох фосфоритообразования обычно устанавливается из факта ассоциации фосфоритов с доломитами. Если же исходить из возможности осаждения доломитов в докембрии из вод нормальной солености, как это делает Н. М. Страхов (1962), то необходимость аридных условий для периода фосфоритообразования вообще отпадает.

Таким образом, как конкретные данные о возрастной близости фосфоритов с бокситами и другими элементами гумидной рудной тетрады, так и некоторые общие суждения приносят доказательства в пользу существования гумидных условий.

Кварцевые песчаники — очень характерны для дархатской серии. При геологическом картировании Тувино-Монгольского массива и смежных территорий устанавливается локализация этих пород только в пределах площади, отвечающей Хубсугульскому прогибу. Исходя из этого, можно попытаться сделать некоторые ориентировочные подсчеты. Так как суммарная мощность кварцевых песчаников дархатской серии примерно равна 1000 м, то мощность тела каких-то разрушившихся материнских пород можно оценить цифрой 2000 м. Если допустить, что в исходных материнских породах содержание  $P_2O_5$  составляло 0,1—0,3%, то при разрушении ее, при условии полного раскрытия состава, высвободилось такое количество фосфора, которое могло обеспечить образование продуктивной пачки с суммарной мощностью фосфоритов, равной 30 м при содержании  $P_2O_5$ , равном 20%. В этих подсчетах мы исходили из допущения о равенстве площадей, занятых кварцевыми песчаниками и фосфоритоносными толщами. Последние, однако, будучи локализованными по бортам ХФБ, занимают лишь какую-то его часть и отсутствуют на остальной, большей площади. Что касается кварцевых песчаников, то они развиты по всей площади бассейна. Очевидно, из-за этой диспропорции реальность рассматриваемого источника становится тем более очевидной.

Кварцевые песчаники являются постоянным компонентом толщ, формировавшихся в разных фосфоритоносных бассейнах в период, предшествовавший фосфатонакоплению. Они широко развиты в Китае, где примером их могут служить синийские белые кварцевые песчаники свиты Наньто (Бушинский, 1966). Широко представлены аркозовые и олигомиктовые кварцевые песчаники и гравелиты в Каратау (малокаройская свита). Во всех этих районах присутствие мощных толщ кварцевых или олигомиктовых песчаников можно интерпретировать в пользу существенной роли местных источников фосфора.

Местные источники фосфора оказываются потенциально вполне возможными и достаточными для того, чтобы обеспечить формирование крупных залежей фосфоритов в ХФБ. Однако, пытаясь применить их к конкретным геологическим условиям бассейна, мы сталкиваемся с определенными трудностями. Они состоят в том, что процессы формирования фосфоритоносных залежей и процессы высвобождения фосфора из каких-то материнских пород оказываются значительно разобщенными во времени. Промежуток времени, разделяющий два рассматриваемых геоло-

гических события, ознаменован сменой терригенной седиментации на карбонатную. К этому же промежутку времени приурочено формирование очень характерной подфосфатной пачки.

Подфосфатная пачка имеет принципиальное значение для понимания способа формирования фосфоритов. Она служит тем мостиком, который соединяет и объясняет несколько геологических явлений — высвобождение фосфора в процессе длительного химического выветривания пород на участках суши, накопление и концентрацию фосфора в каких-то новых условиях на этих участках суши в период максимального их нивелирования и, наконец, перенос его и отложение в соседнем бассейне. В подфосфатной пачке, в виде руд аккумуляровались также Fe, Al, Mn, высвободившиеся при разрушении кор выветривания.

Характеристика подфосфатной пачки заключается в следующем. Она встречается только однажды в однообразном, очень мощном разрезе карбонатных пород, залегающая непосредственно в подошве нижнего (основного) горизонта фосфоритоносной пачки и имея с ним очень резкую границу. Прежде всего, она выделяется по красноватым окраскам. Пачка состоит из доломитистых и известковистых мергелей и тонких карбонатных алевролитов. Породы отличаются сравнительно высокими содержаниями полуторных окислов, достигающими 8—9%, и постоянным присутствием фосфата, содержание которого резко меняется (от 1—2 до 10%  $P_2O_5$ ). О других чертах химизма пород этой пачки пока, к сожалению, известно мало. Следует подчеркнуть некоторые особенности фосфатного материала, заключенного в породах пачки. Он представлен тончайшими обломочками, видимо монофосфатного состава, имеющими угловатые очертания. Эти обломки распылены беспорядочно. По размеру, форме, характеру распределения фосфат этих пород непохож на фосфат ни одной из разновидностей фосфоритов продуктивной пачки. Скорее всего — это мельчайшие обломки фосфата, привнесенные с суши механически.

Устанавливаются интересные и очень важные закономерности в поведении подфосфатной пачки в пространстве. Наиболее полно она выражена по восточному флангу Хубсугульского месторождения, на всех его участках и на участке месторождения Манхан-Ула, т. е. вдоль всей прибрежной зоны ХФБ. В 5—6 км к западу, в сторону оси бассейна, по западному флангу Хубсугульского месторождения подфосфатная пачка заметно меняется, становясь существенно кремнистой и теряя черты красноватости. Далее к западу, к оси бассейна она выклинивается, так что на участке Бага-Цаган-Гол — наиболее западном участке района Хубсугульского месторождения — подфосфатной пачки уже нет.

Прежде чем перейти к рассмотрению возможного способа образования фосфоритов, необходимо остановиться еще на двух важных особенностях разреза нижней дофосфоритовой части хубсугульской серии. Одна из них состоит в том, что подфосфатная пачка залегает не в основании карбонатных толщ, а отделена от них более или менее мощной пачкой доломитов. Другая особенность заключается в том, что среди этих доломитов широко развиты характерные конгломератовидные и брекчиевидные разности. Первые представляют собой плохо окатанные конгломераты, а вторые — брекчии. Ни в тех, ни в других нет чужеродного обломочного материала, если не считать обогащения цемента тонкой глинистой или алевритистой примесью. Брекчиевидные доломиты напоминают брекчии взламывания — породы, в которых слоистое сложение нарушено, но не утеряно полностью. Те или иные прослои в них разломаны, разбиты на отдельные кусочки, потерявшие первоначальное слоистое сложение. Неясно, в какой мере эти характерные породы связаны с процессами фосфоритообразования. Подобные породы встречаются и в самой продуктивной пачке, слагая брекчиевидные карбонатные фосфориты. Важно, пожалуй, подчеркнуть лишь одно, что их нет в кровле продуктивной пачки, где, наоборот, господствуют

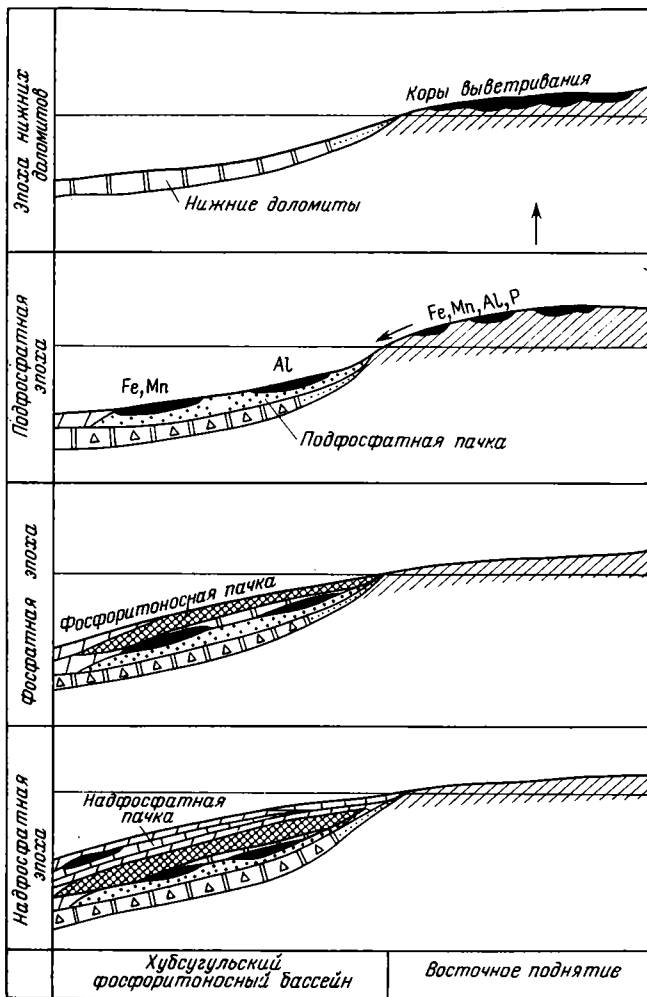


Рис. 55. Схема формирования фосфоритовых пачек

очень тонкослоистые карбонатные породы с совершенно ненарушенной слоистостью.

Имея в виду все изложенное, можно допускать следующий способ образования хубсугульских фосфоритов. Длительно протекавшие процессы выветривания участков суши, окаймлявших бассейн, привели к образованию кор выветривания (рис. 55). В этих древних корах и был, очевидно, связан фосфор, высвободившийся при разрушении пород, слагающих сушу, причем концентрация его в породах кор была очень высокой. Возможно, что основной этап формирования кор выветривания относится к самому началу хубсугульской эпохи, когда участки суши были полностью пенеplenизированы, а в Хубсугульском прогибе начали накапливаться монотонные карбонатные толщи. Через некоторое время, в подфосфатную эпоху имела место некоторая интенсификация тектонических движений, что обусловило, с одной стороны, развитие подводнооползневых явлений и нарушение нормальной слоистости в только что отложившихся доломитовых осадках, а с другой, — поднятие соседних выровненных участков суши, на которых к этому времени были сформированы коры выветривания. В процессе последовавшего затем выравнивания поднятых участков

коры выветривания были денудированы, а продукты их разрушения вынесены в бассейн седиментации. В результате разрушения и переотложения кор выветривания и была сформирована подфосфатная пачка, которая сохранила в себе некоторые характерные черты материнских пород кор. К этим чертам относится, во-первых, красная окраска ее пород, а во-вторых, постоянное и довольно значительное количество фосфатного вещества. Мельчайшие обломочки фосфата, в избытке наблюдающиеся в породах подфосфатной пачки, возникли в процессе разрушения, измельчения и переноса каких-то более крупных фосфатных выделений, насыщавших породы кор выветривания.

Таким образом, седиментация фосфата началась с механической стадии и была на этом начальном ее этапе мало активной. В дальнейшем происходила какая-то резкая смена условий выноса фосфата с суши. Возможно, эта смена отвечает выработке нового пенеплена и соответственно уменьшению интенсивности процессов денудации. Говоря о резкой смене, мы имеем в виду чрезвычайно резкую границу между подфосфатной пачкой и нижним основным горизонтом фосфоритов продуктивной пачки. Начиная с этого рубежа, фосфат стал поступать в бассейн в растворенном виде или, во всяком случае, осаждаться химически из растворов, которые были весьма насыщены фосфатом. Необходимо допускать какой-то механизм, обеспечивавший образование такого рода растворов. В основе его лежат, вероятно, те особенности древней атмосферы, которые рассматривались в предыдущем разделе, а именно, высокое содержание углекислоты. Повышенное содержание углекислоты приводило к формированию вод с высоким щелочным потенциалом, в которых достигались весьма высокие концентрации фосфора. Выпадение же в осадок фосфата, как и доломита, происходило при понижении содержания углекислоты.

Разрушающиеся коры выветривания дали начало и залежам руд железа, марганца, алюминия, встречающихся на одном и том же стратиграфическом уровне с фосфоритами, либо на весьма близких уровнях. Характерно некоторое пространственное разобщение зон максимального накопления фосфора и триады элементов, обусловленное различными путями и способами миграции фосфора, с одной стороны, железа, марганца и алюминия, с другой. Залежи руд триады развиты локально, тогда как фосфоритоносная пачка протягивается на многие десятки километров. Очевидно, элементы триады после высвобождения из кор выветривания претерпели лишь небольшой перенос, осуществлявшийся, вероятно, не в форме истинных растворов, в то время как основная часть фосфора была растворена в водах бассейна и затем, более равномерно, чем элементы триады, осаждена в прибрежной зоне. Имея в виду, что залежи фосфоритов и руд триады элементов тесно ассоциируют с кремнями, которые также сконцентрированы в основании доднурской свиты, можно говорить еще об одном элементе, высвободившемся при разрушении кор выветривания, — кремнеземе.

В обширнейшем промежутке времени, отвечающем хубсугульской серии, выделяется сравнительно кратковременный период интенсивного накопления фосфора, железа, марганца, алюминия и кремния. Все эти элементы обнаруживают определенную близость в распределении их на территории бассейна. Сходное поведение во времени и пространстве позволяет говорить об их генетическом единстве и допускать, что источником для всех этих элементов были древние коры выветривания, сформированные в процессе длительной денудации к концу дархатского времени и разрушенные в начальный момент хубсугульского времени.

Намеченный способ формирования фосфоритов является лишь общей схемой сложных процессов, происходивших в природе. В этой схеме оставлен без внимания целый ряд факторов, которые так или иначе влияли на ход процесса формирования фосфоритов. Эти факторы, вероятно, будут

выявлены в будущем при более глубоком изучении состава подфосфатной пачки и изменений, которые она претерпевает. Несомненно, однако, что именно с помощью этой характерной пачки можно восстановить «связь-времен» и, вероятно, более убедительно доказать намеченную цепь геологических событий, которые обусловили формирование фосфоритовых залежей.

Как явствует из литолого-фациальных реконструкций, доломиты концентрируются в прибрежных частях ХФБ, уступая место известнякам в осевой его зоне, т. е. доломиты были прибрежной фацией этого карбонатного бассейна. Аналогичное положение усматривается М. А. Семихатовым, С. Н. Серебряковым и В. Н. Григорьевым для юдомских доломитов Средней Сибири. Формирование их было обусловлено поступлением в морской бассейн континентальных вод содового и углемангниевого состава, возникших благодаря интенсивному выветриванию в гумидном климате обширных участков суши, сложенных гранитоидными и метаморфическими породами.

Пространственная близость фосфоритов и доломитов позволяет говорить о том, что участки фосфатонакопления также располагались на достаточном удалении от осевой зоны бассейна и были приближены к его берегу. Такое же положение для фосфоритов Каратау усматривает и В. Н. Холодов (1970б). Нетрудно видеть, что намеченный выше способ образования хубсугульских фосфоритов также предполагает их формирование вблизи береговой зоны бассейна. Тем самым этот способ объясняет и четко выраженную пространственную ассоциацию хубсугульских фосфоритов с доломитами.

Рассматривая вопросы фосфоритообразования с различных позиций, многие исследователи указывают на то, что целый ряд установленных ныне фактов нельзя объяснить с точки зрения известной теории А. В. Казакова, и в поисках источников фосфора обращаются к участкам суши, окружавшим бассейны. Вероятность таких источников подчеркивается Г. И. Бушинским (1966), а за последнее время — В. Н. Холодовым (1970а) и В. П. Казариновым, причем последние считают, что фосфоритоносные формации связаны с эпохами образования кор выветривания. Отмечая, что подобные представления находятся в наиболее полном соответствии с данными, выявляющимися при изучении Хубсугульского бассейна, следует особо заметить следующее.

1. Гипотеза о том, что фосфориты образуются в результате разрушения кор выветривания и перетолжения продуктов разрушения, объясняет одну, наиболее резко бросающуюся в глаза особенность ХФБ, а именно однократную встречаемость крупных залежей фосфоритов в мощном и во всех прочих отношениях одинаковом разрезе хубсугульской серии.

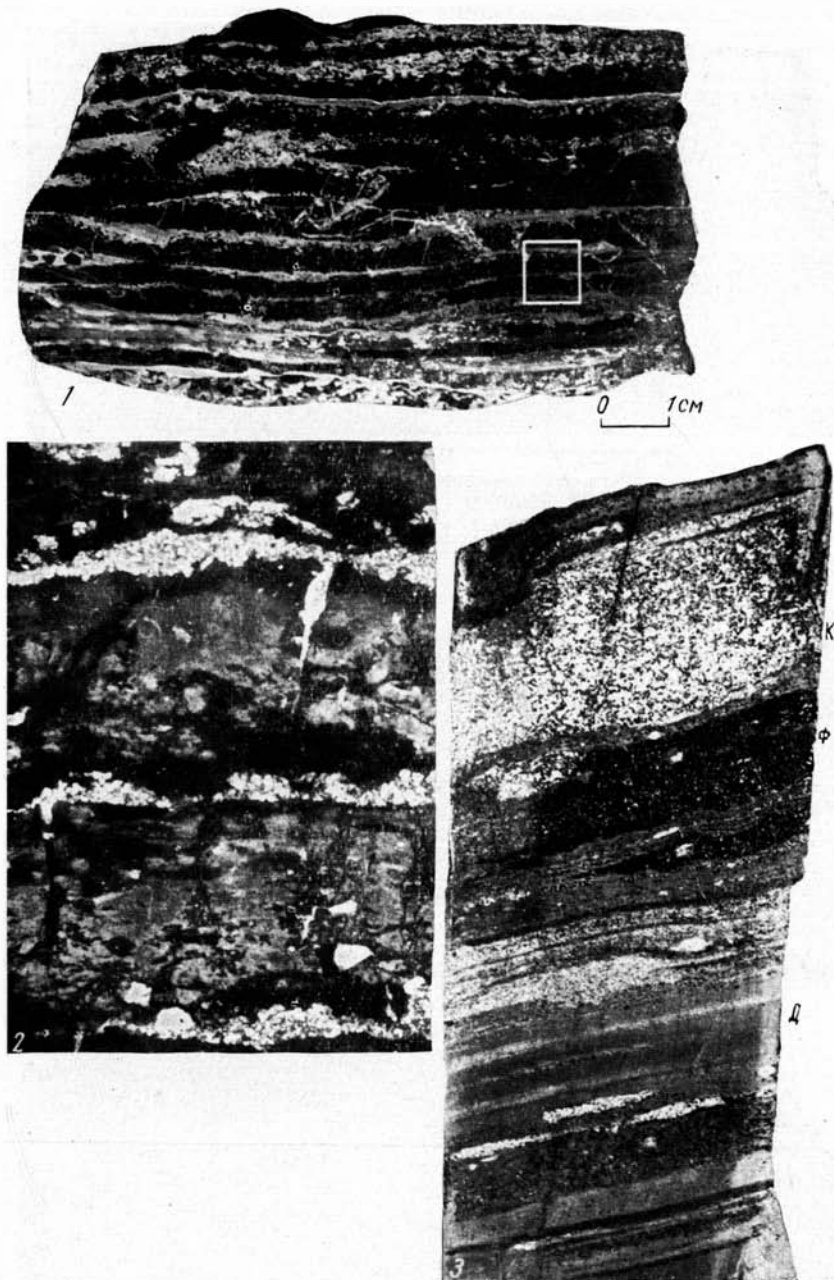
2. Эта гипотеза удовлетворительно объясняет также сонахождение во времени и пространстве крупных концентраций фосфора, железа, марганца, алюминия и кремния.

3. Характерная подфосфатная пачка ХФБ может рассматриваться в качестве конкретного доказательства существования коры выветривания в эпоху, предшествовавшую образованию фосфоритовых залежей, а особенности всей околофосфатной части разреза хубсугульской серии указывают и на возможную последовательность геологических событий, приведших к образованию этих залежей.



Вопросы происхождения фосфоритов, способов их образования и источников фосфора находятся еще в стадии, далекой от разрешения. Хорошо известно, что фосфориты формировались в течение огромного промежутка времени от докембрия до наших дней. Они накапливались в разных районах земного шара с различной тектонической природой, разными палеогеографическими, климатическими, геохимическими условиями. Имея в виду такое разнообразие геологических обстановок, вряд ли было бы правильным объяснять происхождение фосфоритов с помощью какой-то одной гипотезы. Н. С. Шатский (1955), выделив в свое время три известные группы фосфоритоносных формаций, впервые показал, что фосфориты формируются в различных геологических, климатических и палеогеографических условиях. В общем, фосфориты, как и многие другие породы,— гетерогенны. Условия формирования древних фосфоритов были специфическими, отличными от условий, свойственных последующим, более молодым эпохам фосфатонакопления.

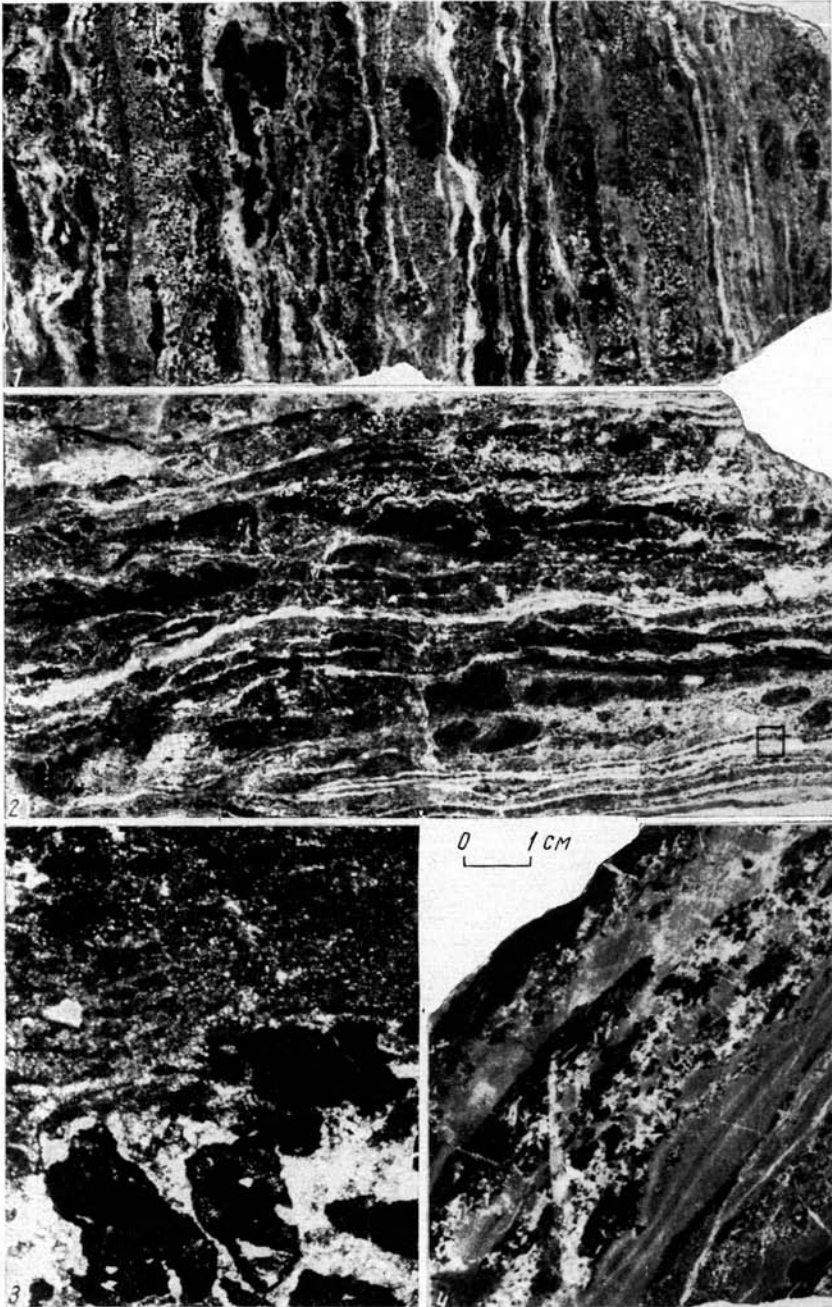
## ТАБЛИЦЫ I—X



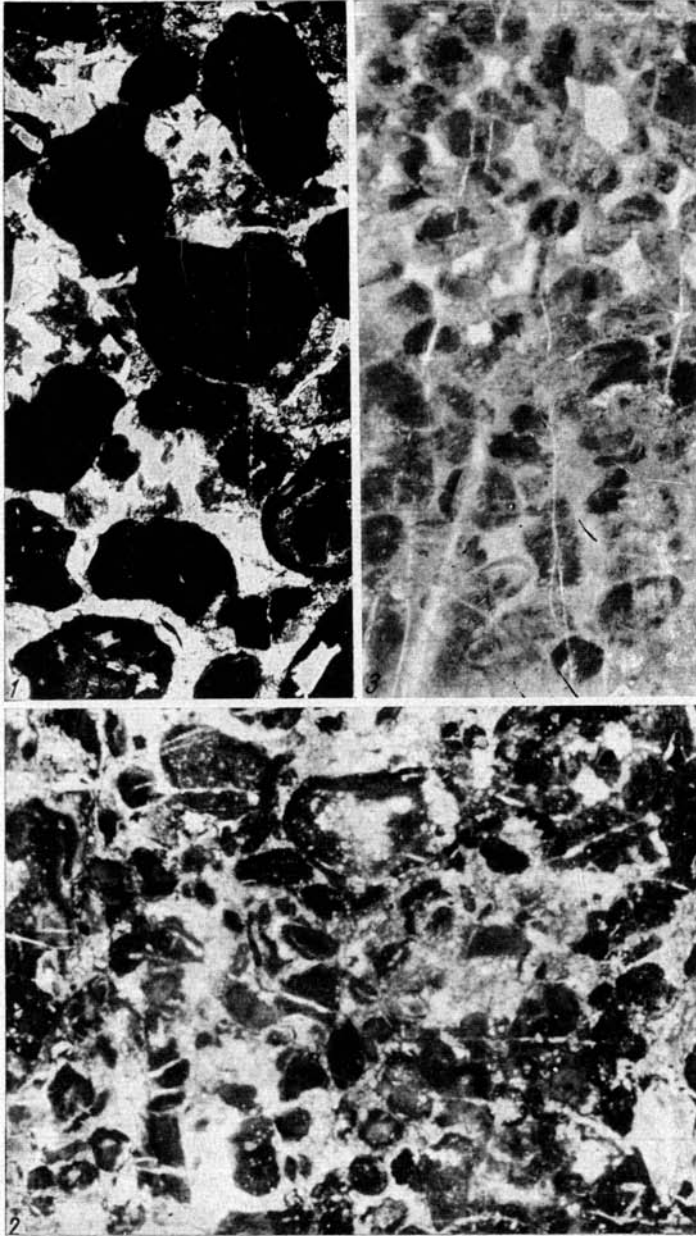
1 — полосчатый фосфорит. Черные полосы (прослоечки) сложены фосфатом, серые более тонкие — доломитом. Химический состав (в %) образца:  $P_2O_5$  — 33,9,  $CO_2$  — 3,7, нерастворимый остаток — 3,1,  $Сорг$  — 0,84. Цаганнурское месторождение, южный участок, средний (11-метровый) фосфоритовый горизонт. В черном прямоугольнике — площадь шлифа (см. фиг. 2). 2 — микрофотография шлифа из образца фиг. 1. Ув. 10, николь 1. Органическое вещество (черное) концентрируется только в фосфатных прослоечках в виде пятнышек, линзочек, полосок. 3 — полосчатый кремнисто-карбонатный фосфорит. Видны чередующиеся кремнистые (к), доломитовые (д) и фосфатные (ф) полосы и линзы. Светлое пятно справа от масштабной линейки — кремневая конкреция. Ухагольское месторождение. Третья фосфоритоносная пачка, главный (верхний) горизонт.



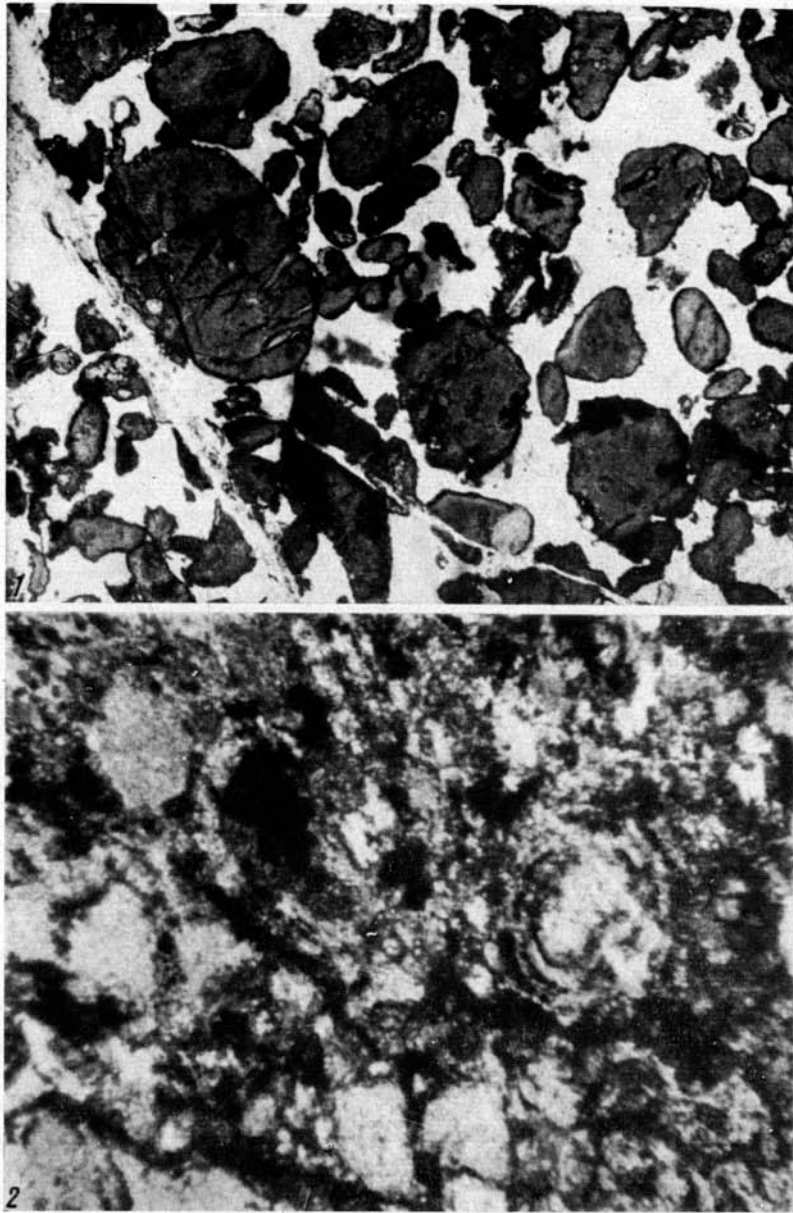
1 — фосфорит, в котором фосфат (черное) слагает полосы (прослоечки) различной толщины, линзочки, «осколки» и другие разнообразие по форме и величине выделения. Второй компонент породы — доломит — образует тонкие бесфосфатные прослоечки (темно-серое) и светлые участки, цементирующие фосфат. Химический состав (в %) образца:  $P_2O_5$  — 27,7, нерастворимый остаток 2,2,  $CO_2$  — 4,4,  $MgO$  — 4,8. Цаганнурское месторождение, южный участок, нижний фосфоритовый горизонт. В черном прямоугольнике — площадь шлифа (см. 2). 2 — микрофотография шлифа из обр. 1. Ув. 12, николь 1. Фосфат — черное, доломит — светлое. 3 — Пришлифовка из ориентированного образца (почва вверх). Заметен резкий нижний контакт фосфатной полосы (черное) и расплывчатый верхний. Слоистое расположение улавливается и в верхней части образца, где фосфат образует выделения неправильной формы, заключенные в доломите (светлое). Химический состав (в %) образца:  $P_2O_5$  — 23,6; нерастворимый остаток — 3,3;  $CO_2$  — 4,4,  $MgO$  — 2,6. Фосфатопоявление Чжиглиг, нижний фосфоритовый горизонт. 4 — при шлифовка из ориентированного образца, ритмично построенного карбонатного фосфорита (почва вниз). Внизу черная фосфатная полоска, кверху постепенно сменяющаяся отдельными выделениями фосфата (серое) в начале крупными, затем (выше) мелкими. Месторождение Улеин-Даба



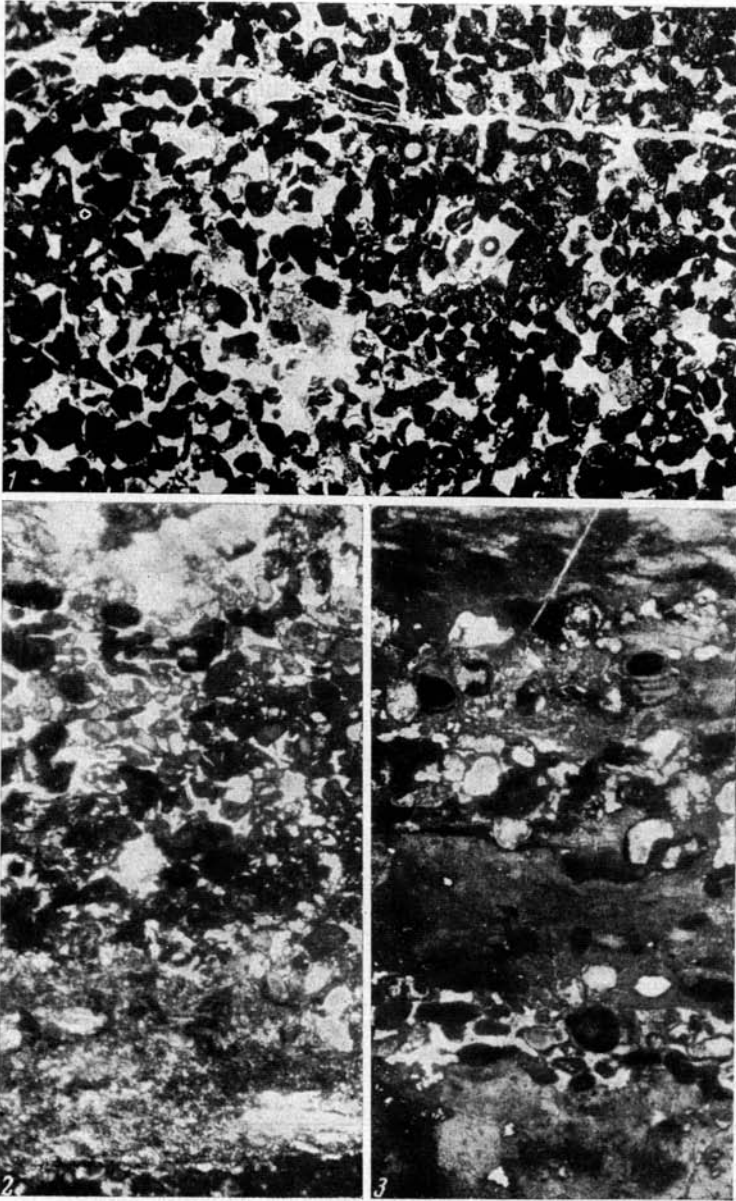
1 — слоистый карбонатный фосфорит, в котором сплошных фосфатных полосок нет. Видно разнообразие формы и величины выделений фосфата (черное). Светлые тонкие полоски — микрозернистый бесфосфатный доломит, серые — доломит второй генерации, замещающий фосфат. Хубсугульское месторождение, восточный фланг, канава 23, первый фосфоритовый горизонт. 2 — слоистый карбонатный фосфорит. В правом нижнем углу — тонкое чередование светлых бесфосфатных доломитовых прослоечек, черных фосфатных и серых доломитово-фосфатных. Хубсугульское месторождение, западный фланг, канава 16. В черном прямоугольнике — площадь шлифа (см. 3). 3 — микрофотография шлифа из обр. 2. Ув. 20, николь 1. Черные фосфатные выделения неправильной формы и зерна, раскристаллизованные в периферической части, ассоциируют с более поздним крупнокристаллическим доломитом (светлое). Темно-серая полоска — микрозернистый «первичный» бесфосфатный доломит. 4 — Реликтовые фосфатные полоски (черное), замещающиеся «вторичным» доломитом (светлое). Серое — микрозернистый доломит первой генерации. Цаганнурское месторождение, южный участок



1 — крупнозернистый карбонатный фосфорит. Ув. 20, николь 1. Фосфатные зерна (черное) цементируются кристаллами доломита. Химический состав (в %) образца:  $P_2O_5$  — 21,3; нерастворимый остаток — 0,7;  $CO_2$  — 23,3,  $MgO$  — 8,4. Хубсугульское месторождение, восточный фланг, канава 25, первый фосфоритовый горизонт. 2 — крупнозернистый (неяснозернистый) фосфорит. Фосфатные и фосфатно-кремнистые зерна разной величины и формы «плавают» в фосфатном цементе. Ув. 20, николь 1. Хубсугульское месторождение, восточный фланг, канава 38. 3 — постепенный переход от бесструктурного фосфата, слагающего почву шлифа (внизу), к зернам фосфата, заключенным в доломитовом цементе. Ув. 15, николь 1. Ухагольское месторождение

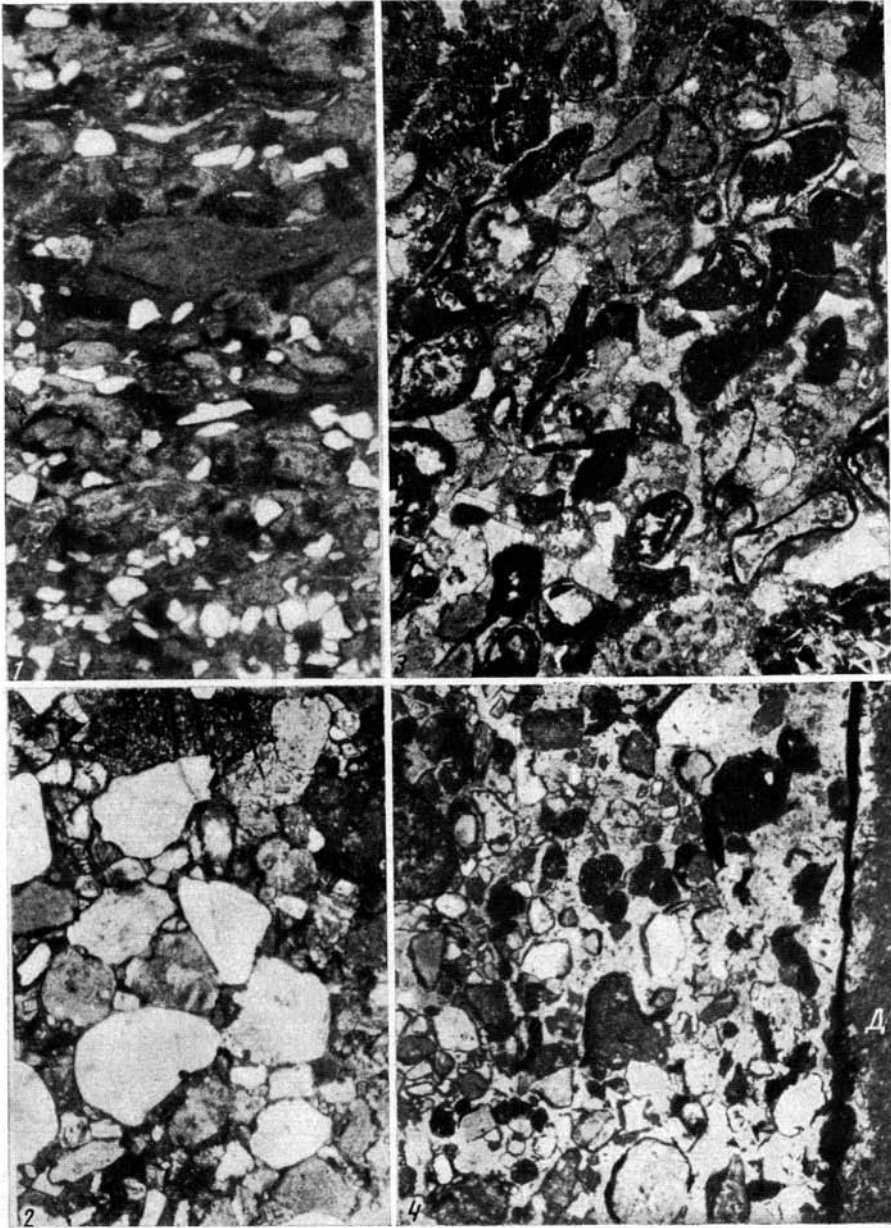


1 — крупнозернистый кремнистый фосфат. Ув. 20, николь 1. Фосфатные зерна (темно-серые) «плавают» в халцедоновом цементе. Верхняя (кембрийская) фосфоритовая пачка. Фосфатопоявление Улани-Дюрюлджи. 2 — крупнозернистый кремнистый фосфорит. Ув. 20, николь 1. Крупные зерна почти полностью состоят из мозаичного кварца, вероятно, замещающего фосфат, который сохраняется в тонком ободке зерен. Местонахождение Манхан-Ула

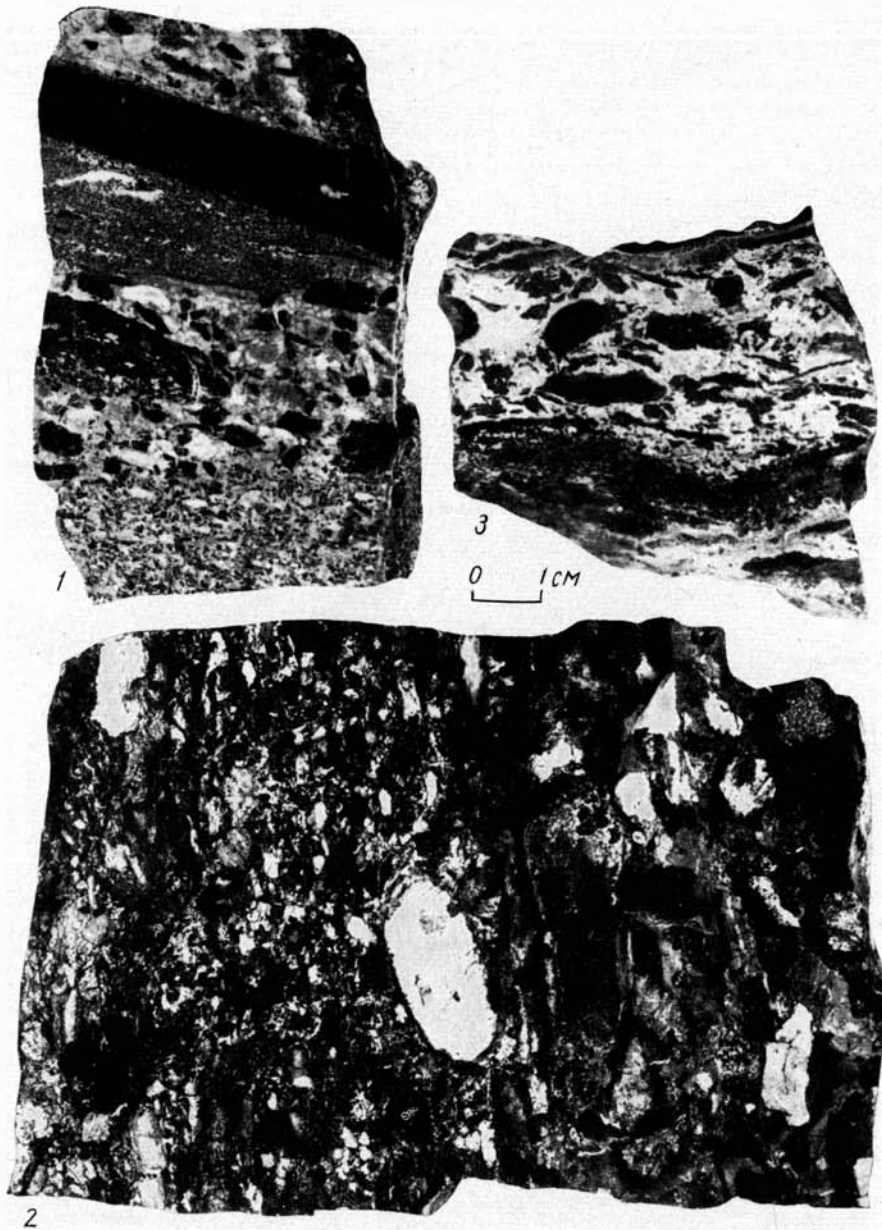


1 — мелкозернистый (оолитово-зернистый) неслоистый карбонатный фосфорит. Ув. 20, николь 1. Светлое — доломит, темное — фосфат. Хубсугульское месторождение, восточный фланг, канава 23, пятый фосфоритовый горизонт. 2 — мелкозернистый карбонатный неясно-слоистый фосфорит. Ув. 20, николь 1. В нижней части шлифа фосфатные зерна очень плотно упакованы, в верхней рассредоточены в карбонатном материале. Хубсугульское месторождение, западный фланг, канава 29. 3 — резкие границы между прослойками, сложенными бесструктурным фосфатом и образованными мелкими фосфатными зернами. Ув. 20, николь 1. Хубсугульское месторождение, западный фланг, канава 6

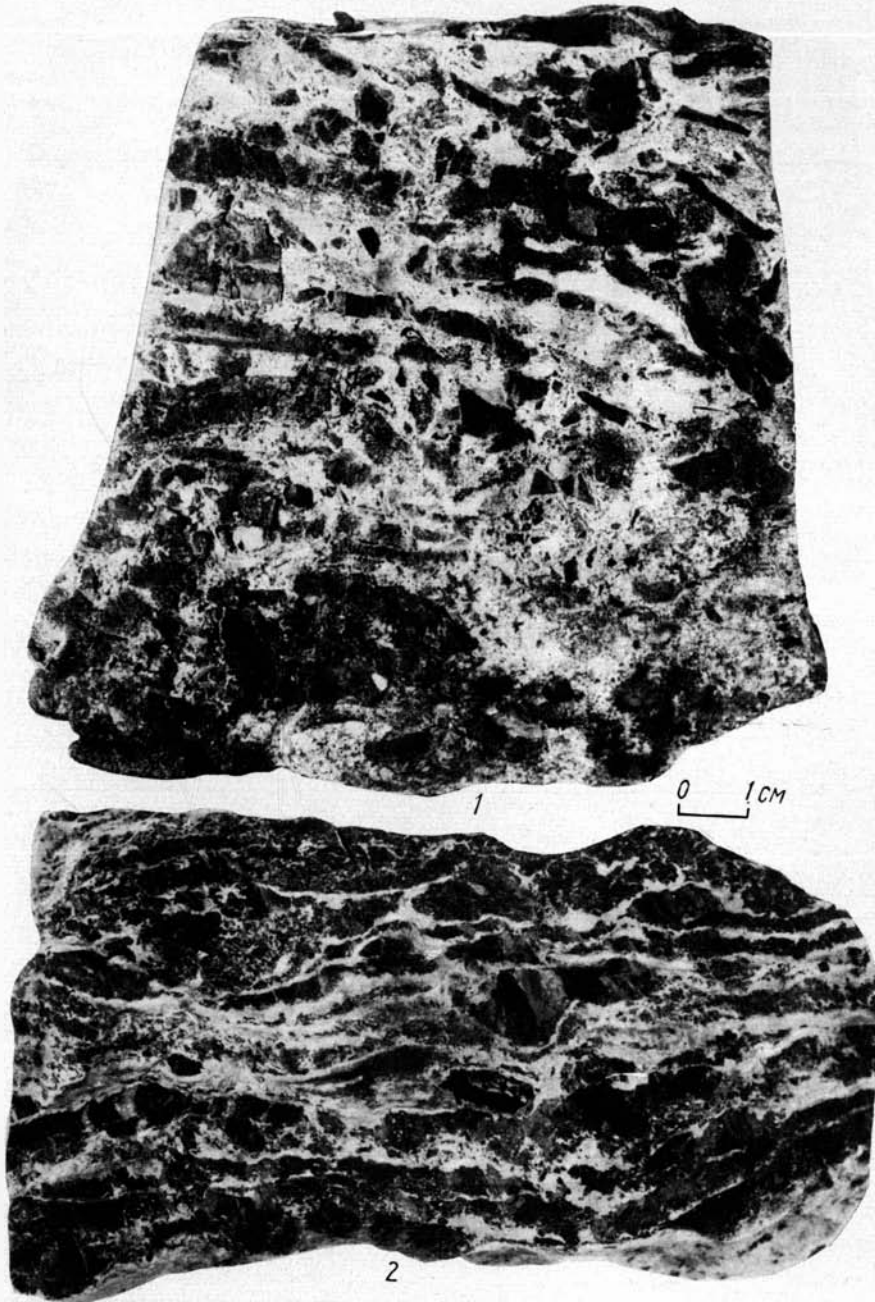




1 — песчанниковый фосфорит, состоящий из фосфатных зерен, линз и полосок, среди которых рассеяны остроугольные обломки кварца. Ув. 20, николь 1. Ухагольское месторождение, третья фосфоритоносная пачка, первый горизонт. 2 — песчанниковый фосфорит с доломитовым цементом (ромбики зонального строения). Ув. 20, николь 1. В обломках — крупные округлые зерна кварца и более мелкие угловатые зерна полевого шпата. Крупные фосфатные обломки видны в правом верхнем углу. Ухагольское месторождение, четвертая фосфоритоносная пачка. 3 — песчанниковый карбонатный фосфорит. Черные и пятнистые разнообразны по форме обломки фосфата, неравномерно окрашенного органическим веществом и в различной степени раскристаллизованного; темно-серое — более мелкие округлые фосфатные зерна, серое — карбонатный цемент. Ув. 20, николь 1. Фосфатопоявление Хармаин. 4 — тонкий прослой песчаникового фосфорита в доломите ( $\theta$ ). Ув. 20, николь 1. В базальном цементе, состоящем из афанитового светлого фосфата, «плавают» обломки кварца, полевого шпата и др. Фосфатопоявление Хармаин



1 — обломочный карбонатный фосфорит — гравелитовый внизу, брекчиевый — в середине иверху. Черная полоска сложена фосфатом, над ней — песчанниковый карбонатный фосфорит. Фосфатопоявление Хармаин. 2 — конгломератовый фосфорит. В середине образца — белая галька доломита, правее — черная кремневая. В правой части образца — мелкопятнистые гальки песчанниковых карбонатных фосфоритов и черные призматические обломки полосчатых фосфоритов. Фосфатопоявление Хармаин. 3 — брекчиевый фосфорит. Черные обломки состоят из фосфата, слагавшего фосфатные прослойки в полосчатых фосфоритах. Они заключены в доломитовом цементе (белое). В верхней части образца — прослой, состоящий из фосфата и имеющий характерную гребневидную поверхность. Цаганнурское месторождение, южный участок, третий фосфоритовый горизонт.



1 — брекчированный полосчатый фосфорит, состоящий из черных крупных фосфатных обломков, составлявших ранее сплошные полосы, и светлого доломитового цемента, который местами насыщен мелкими фосфатными обломочками. Фосфатопоявление Хармаин. 2 — брекчированный полосчатый фосфорит. Черное — полосы и обломки фосфата, белое — доломит. Цаганнурское месторождение, южный участок, третий фосфоритовый горизонт



1 — брекчиевый фосфорит, переходящий внизу в гравелитовый. Крупный уплотненный обломок состоит из черного кремня. Фосфатопоявление Хармаин. 2 — брекчиевый фосфорит. Крупные черные обломки принадлежат кремням. Фосфатный материал заключен в серой цементирующей карбонатной массе. Месторождение Хогоргаин

- Агентов В. Б., Владимирский Г. М., Кудрявцев Г. А. 1966. Кембрийская система.— В кн.: Геология СССР, т. XXIX, часть 1, Тувинская АССР. М., «Недра».
- Алексеева О. П., Титов Д. В. 1958. О возрасте карагасской свиты Присаянья.— В сб.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Восточной Сибири. Иркутск.
- Анкинович С. Г. 1961. Нижний палеозой ванадиеносного бассейна Северного Тянь-Шаня и западной окраины Центрального Казахстана. Алма-Ата.
- Арсентьев В. П. 1960. Краткий очерк тектоники юго-восточной части Восточного Саяна.— Труды БКНИИ СО АН СССР, серия геол.-геогр., вып. 2. Улан-Уде.
- Атлас литолого-палеогеографических карт СССР, т. I, 1968.
- Безруков П. Л. 1954. Каратауский фосфоритоносный бассейн.— В сб.: Фосфориты Каратау. Алма-Ата, изд-во АН Казахской ССР.
- Беспалов В. Ф. 1963. Рифей и кембрий Центральной Азии.— Изв. АН СССР, серия геол., 8.
- Боровская И. С., Зайцев Н. С. 1965. О фосфоритах в нижнем рифее горного обрамления юга Сибири.— Докл. АН СССР, 165, 2.
- Бушинский Г. И. 1966. Древние фосфориты Азии и их генезис. М., «Наука».
- Бушинский Г. И. 1969. Формация фосфория.— Труды ГИН АН СССР, вып. 201.
- Владимирский Г. М., Волков В. В., Журавлева И. Т. 1966. О находке остатков археоциат в «протерозое» Тувы.— Докл. АН СССР, 171, 6.
- Волков Р. И., Зайцев Н. С., Ильин А. В., Осокин П. В. 1972. Ухагольское месторождение фосфоритов в Восточном Саяне.— Сов. геол., 2.
- Вологдин А. Г. 1940. Археоциаты и водоросли кембрийских известняков Монголии и Тувы.— Труды Монг. комис. АН СССР, 34.
- Гатинский Ю. Г., Кудрявцев Г. А., Мишина А. В. 1972. О «мезозоидах» Индокитая.— Бюлл. МОИП, отд. геол., т. LXXVII, вып. 4.
- Гиммельфарб Б. М., Егорова О. П. 1969.— К геологии Хубсугульского месторождения фосфоритов в МНР.— Литол. и полезн. ископ., 2.
- Гиммельфарб Б. М., Красильникова Н. А., Тушина А. М. 1959. Классификация фосфоритов.— Докл. АН СССР, 128, 6.
- Гиммельфарб Б. М., Тушина А. М. 1969. Основные черты геологического строения бассейна Каратау и история его изучения.— В сб.: Фосфориты Каратау, труды ГИГХС, 13.
- Гиммельфарб Б. М., Тушина А. М., Смирнов А. И., Маймистова Р. И., Усанова В. Г. 1969. Вещественный состав и промышленные типы руд главнейших месторождений фосфоритов бассейна Каратау.— Там же.
- Гуревич Б. Г. 1968. Особенности строения и вещественного состава фосфоритной серии Тамалыкского месторождения.— В сб.: Материалы совещания по геологии и генезису фосфоритов. Новосибирск.
- Донов Н. А., Едемский Е. В., Ельянов А. А., Ильин А. В., Музалевский М. М. 1967. Кембрийские фосфориты МНР.— Сов. геол., № 3.
- Еганов Э. А. 1968. Геосинклинальные фосфориты Сибири и Дальнего Востока. М., «Наука».
- Журавлева И. Т., Задорожная Н. М., Осадчая Д. В., Покровская Н. В., Родионова Н. М., Фокин В. Д. 1967. Фауна нижнего кембрия Тувы (опорный разрез р. Шивелиг-хем). М., «Наука».
- Зайцев Н. С. 1960. Кембрий Тувы.— Геол. и геофиз., 2.
- Зайцев Н. С. 1964. Особенности тектонического строения Саяно-Алтайской складчатой области.— В кн.: «Складчатые области Евразии». М., «Наука».
- Зайцев Н. С., Ильин А. В. 1970а. Тектоника Прихубсугульского прогиба.— Геотектоника, 5.
- Зайцев Н. С., Ильин А. В. 1970б. Хубсугульский фосфоритоносный бассейн.— Докл. АН СССР, 192, 2.
- Зоненшайн Л. П. 1968. Палеозойские тектонические структуры складчатого пояса Центральной Азии и их сравнение со среднеевропейскими палеозоидами.— В кн.: Доклады советских геологов на Международном геологическом конгрессе. XXIII сессия. Тектоника. М., «Наука».

- Зоненшайн Л. П.* 1970. Тектоническая история Центрально-Азиатского складчатого пояса.— Автореф. докт. дисс. Изд-во МГУ.
- Ильин А. В.* 1956. Новые данные по стратиграфии и метаморфизму древних толщ Юго-Восточной Тувы.— Труды ВАГТ, вып. 2.
- Ильин А. В.* 1958. О кембрии и докембрии нагорья Сангилен.— Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XXXIII.
- Ильин А. В.* 1969. Хубсугульский фосфоритоносный бассейн.— Тезисы докл. научн. конф. М., НИЛЗарубежгеология.
- Ильин А. В.* 1970а. К палеогеографии Хубсугульского фосфоритоносного бассейна.— Тезисы докл. семинара «Условия образования геосинклинальных фосфоритов». Каратау.
- Ильин А. В.* 1970б. О находке фосфоритов в юго-восточной части Восточного Саяна.— Литол. и полезн. ископ., 6.
- Ильин А. В.* 1971а. О западном продолжении Джидинской рудной зоны.— Труды НИЛЗарубежгеологии, вып. 21.
- Ильин А. В.* 1971б. О связи фосфорито- и доломитообразования в Хубсугульском фосфоритоносном бассейне.— Докл. АН СССР, 199, 1.
- Ильин А. В.* 1972. О Тувино-Монгольском массиве.— Труды НИЛЗарубежгеологии, вып. 22.
- Ильин А. В., Волков Р. И., Семенова О. А., Соляников В. П.* 1970. Докембрий Прикосоголья.— В кн.: Вопросы тектоники докембрия континентов. М., «Наука».
- Ильин А. В., Журавлева И. Т.* 1968. О границе кембрия и докембрия в Прикосоголье.— Докл. АН СССР, 185, 3.
- Ильин А. В., Моралев В. М.* 1956. Железистые кварциты в Туве.— Труды ВАГТ, сб. № 2.
- Ильин А. В., Моралев В. М.* 1963. Докембрийские толщи Алтае-Саянской области.— Сов. геол., 11.
- Ильин А. В., Ратникова Г. И.* 1971. О фосфоритах Хубсугульского бассейна в Монголии.— Литол. и полезн. ископ., 1.
- Ильина Н. С.* 1958. Геология и генезис боксонских бокситов в Восточных Саянах.— В кн.: Бокситы, их минералогия и генезис. М., Изд-во АН СССР.
- Казаков А. В.* 1939. Фосфатные фации.— Труды научн. ин-та по удобрениям и инсектофунгицидам, вып. 145.
- Казаринов В. П., Бгатов В. И., Гурова Т. И., Казанский Ю. П., Будников В. Н.* 1969. Выветривание и литогенез. М., «Недра».
- Калмыков А. Ф., Соколов А. С., Тушина А. М.* 1962. Апатитовое месторождение Мау-Кок во Вьетнаме.— В кн.: Геология месторождений фосфоритов. Труды ГИГХС, вып. 7.
- Королев В. Г., Джумалиев Г. Д., Киселев В. В., Максумова Р. А.* 1970. Особенности геологического развития и условия фосфатонакопления Таласо-Каратауской зоны.— Тезисы докл. семинара «Условия образования геосинклинальных фосфоритов». Каратау.
- Красильникова Н. А.* 1970. Историко-геологическое развитие условий фосфоритообразования.— В сб.: Состояние и задачи советской литологии. М., «Наука».
- Красильникова Н. А., Гуревич Б. Г., Блисковский В. З., Шмелькова Ю. Ф., Оболенская Г. А.* 1968. Фосфоритоносность древних отложений Алтае-Саянской складчатой области.— Труды ГИГХС, вып. 12.
- Кудрявцев Г. А.* 1965. Основные черты тектоники Тувы.— Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XV, 2.
- Лапин Б. Н.* 1970. Петрохимические особенности нижнекембрийских эффузивов Тувы.— В сб.: Кембрийская тектоника и вулканизм Тувы. М., «Наука».
- Михайлов А. С.* 1970. Литологические и физико-химические исследования процессов образования фосфатных и карбонатных осадков.— Автореф. докт. дисс. Казань.
- Моссаковский А. А.* 1963. Тектоническое развитие Минусинских впадин и их горного обрамления в докембрии и палеозое. М., Госгеолтехиздат.
- Музалевский М. М.* 1970. Геологическое строение и основные типы фосфоритов Хубсугульского месторождения МНР.— Автореф. канд. дисс. Казань.
- Мэн Сян-хуа.* 1960. Типы фосфоритовых залежей Малого Каратау.— Труды Моск. геол.-разв. ин-та, вып. 38.
- Орлова В. П.* 1958. Литология, условия образования и закономерности размещения бокситов Боксонского месторождения.— В кн.: Бокситы, их минералогия и генезис. М., Изд-во АН СССР.
- Павловский Е. В.* 1956. Тектоника Саяно-Байкальского нагорья.— Изв. АН СССР, серия геол., 4.
- Павловский Е. В.* 1958. О нижнем палеозое Присянья.— Труды Вост.-Сиб. фил. АН СССР, вып. 1, серия геол.
- Рогов Н. В., Копылова Л. В.* 1969. О нижнем кембрии Сангилен.— В сб.: Материалы по геологии Тувинской АССР, вып. 1. Кызыл.
- Ронов А. Б., Корзина Г. А.* 1960. Фосфор в осадочных породах.— Геохимия, 8.
- Семизатов М. А., Серебряков Н. С.* 1967. Венд и нижний кембрий юго-восточной части Восточного Саяна.— Изв. АН СССР, серия геол., 4.

- Смирнов А. И., Тушина А. М. 1962. Вещественный состав и генезис фосфоритов месторождения Ак-Сай.— Труды ГИГХС, вып. 7.
- Страхов Н. М. 1951. Известково-доломитовые фации современных и древних водоемов.— Труды Ин-та геол. наук, вып. 124.
- Страхов Н. М. 1962. Основы теории литогенеза, т. III. М., Изд-во АН СССР.
- Страхов Н. М. 1963. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., Гостеолтехиздат.
- Тамбовцев М. М. 1959. К вопросу о фосфоритности железорудной формации Малого Хингана.— Инф. сб. ВСЕГЕИ, 22.
- Тектоническая карта СССР м-ба 1:10 000 000 под редакцией А. А. Богданова. 1961. М., ГУГК, Мин-во геол. СССР.
- Тушина А. М. 1968. Литолого-фациальные особенности формирования фосфоритной толщи Каратау.— Литол. и полезн. ископ., 4.
- Тушина А. М., Усанова В. Г., Маймистова Р. И. 1969. Литология и фации фосфоритосных отложений Малого Каратау.— В сб.: Фосфориты Каратау, труды ГИГХС, вып. 13.
- Шатский Н. С. 1955. Фосфоритосные формации и классификация фосфоритовых залежей.— В кн.: Совещание по осадочным породам, вып. 2.
- Широкова Е. В. 1968. Палеогеографическая обстановка формирования древних фосфоритосных отложений Средней Сибири.— В сб.: Материалы совещания по геологии и генезису фосфоритов. Новосибирск.
- Уфлянд А. К., Ильин А. В., Спиркин А. И. 1969. Впадины Байкальского типа Северной Монголии.— Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XLIV, 6.
- Фоминский В. И. 1970. Структурно-фациальные зоны продуктивной толщи Горно-Шорского фосфоритосного бассейна.— В сб.: Металлогения осадочных и осадочно-метаморфических пород. М., «Наука».
- Фосфатное сырье. 1959.— Требования промышленности к качеству минер. сырья, вып. 19.
- Фосфориты Каратау. 1969.— Труды ГИГХС, вып. 13.
- Холодов В. Н. 1970а. О металлогении венда и кембрия Евразии, ст. 2.— Литол. и полезн. ископ., 4.
- Холодов В. Н. 1970б. Происхождение ассоциации рудных компонентов в древних отложениях Тянь-Шаня.— Тезисы докл. семинара «Условия образования геосинклинальных фосфоритов». Каратау.
- Юдин Н. И., Арсеньев А. А. 1970. Фосфоритность древних толщ юго-восточной Сибири. М., «Наука».
- Яншин А. Л. 1964. Перспективы и научные проблемы поисков калийных солей и фосфатного сырья Сибири.— Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XXXIX, вып. 5.
- Chilingar G. V. 1956. Relationship between Ca/Mg and Geological Age.— Bull. Am. As. Petr. Geol., 40, 9.
- Clark L. 1969. Exploration of the phosphate reserves. N. M. Queensland.— Queensl. Gov., Min. Journ., 1.
- Djalnia G. 1967. Occorencia de fosforita, minicipio de Abaste, Minas Gerais. Notas prelim. estud. Dep nac. prod. miner.— Div. geol. miner., 144.
- Geology and Economic Minerals of Canada. 1969. Douglas G (Ed.).
- Faibridge R. L. 1957. The dolomite question.— In: Regional aspects of carbonate deposition. Soc. Ec. Pal. Miner Spec. Publ., 5.
- Gulick, Addison. 1955. Phosphorus as a factor in the origin of life.— Am. Scientist, v. 43.
- Ilyin A. V. 1970. Basins of Baykalian type in Northern Mongolia. Int.— Geol. Rev., 12, 10.
- Rajendra S. 1969. A brief note on the occurrence of phosphate rock in Pithoragarh district, Uttar Pradesh.— Y. Mines, Metals and Fuels, 17, 3.
- Rubey W. W. 1951. Geological History of Sea Water.— Bull. Geol. Soc. Am., vol., 62.

# СОДЕРЖАНИЕ

<b>Введение</b> . . . . .	5
<b>Геологический очерк Хубсугульского фосфоритоносного бассейна и смежных районов</b> . . . . .	8
О Тувино-Монгольском массиве и положении бассейна в его структуре . . . . .	10
Структура бассейна . . . . .	14
Верхнерифейско-кембрийские отложения бассейна . . . . .	19
Дархатская серия . . . . .	20
Фосфоритоносная хубсугульская серия . . . . .	22
О возрасте дархатской и хубсугульской серий . . . . .	30
Верхний рифей — кембрий смежных с Хубсугульским бассейном районов . . . . .	32
Тектоническая позиция бассейна . . . . .	35
Палеогеография бассейна и смежных с ним районов в верхнем рифее — кембрии . . . . .	36
<b>Месторождения фосфоритов и фосфатопроявления</b> . . . . .	41
<b>Западный борт бассейна</b> . . . . .	41
Доднуурская группа месторождений и фосфатопроявлений . . . . .	41
Фосфатоносность . . . . .	45
Дэртругское и другие фосфатопроявления северо-запада бассейна . . . . .	53
Фосфатопроявления Дархатской котловины . . . . .	53
<b>Восточный борт бассейна</b> . . . . .	55
Хубсугульское месторождение . . . . .	56
Стратиграфия и возраст фосфоритоносных отложений . . . . .	59
Структура месторождения . . . . .	64
Общая характеристика фосфоритоносной, подфосфатной и надфосфатной пачек . . . . .	66
Поведение фосфоритоносной пачки по простиранию . . . . .	67
Поведение фосфоритоносной пачки вкрест простирания . . . . .	73
Масштабы месторождения . . . . .	74
Фосфатопроявления Джиглиг и Хара-Усу-Гол . . . . .	75
Месторождение Улеин-Даба . . . . .	76
Ухагальское месторождение . . . . .	79
Месторождения Бэрхиму-Ула и Манхан-Ула . . . . .	86
<b>Южная периферическая часть бассейна</b> . . . . .	89
<b>Вещественный состав фосфоритов</b> . . . . .	91
<b>Литолого-генетические группы и разновидности фосфоритов</b> . . . . .	91
Группа хемогенных фосфоритов . . . . .	92
Афанитовые фосфориты . . . . .	92
Зернистые фосфориты . . . . .	95
Группа обломочных фосфоритов . . . . .	98
Мелкообломочные, или песчаниковые, фосфориты . . . . .	98
Грубообломочные фосфориты . . . . .	100
О механизме образования фосфоритов . . . . .	101
<b>Химический состав</b> . . . . .	104
О характере фосфатного вещества . . . . .	114
Элементы-спутники фосфоритов . . . . .	114



<b>Палеогеографические и литолого-фациальные условия фосфатонакопления . . . . .</b>	<b>120</b>
Палеогеография бассейна в эпоху фосфатонакопления . . . . .	120
Литолого-фациальные изменения фосфоритоносной пачки . . . . .	125
<b>Сравнительная характеристика Хубсугульского и Каратауского фосфоритоносных бассейнов . . . . .</b>	<b>131</b>
Сравнение фосфоритоносных пачек бассейнов . . . . .	133
Сравнение палеогеографических обстановок . . . . .	136
Сравнительная характеристика фосфоритов . . . . .	137
<b>О древней эпохе фосфатонакопления . . . . .</b>	<b>141</b>
Возрастной интервал древней эпохи . . . . .	141
Масштабы древнего фосфатонакопления . . . . .	142
Некоторые черты древнего фосфатонакопления . . . . .	143
О связи фосфорито- и доломитообразования . . . . .	145
О возможном источнике фосфора и способе образования древних фосфоритов . . . . .	150
Таблицы I — X . . . . .	160
Литература . . . . .	161

## Г А Р Ч И Г

<b>Оршил . . . . .</b>	<b>5</b>
<b>Хөвсгөлийн фосфоритийн сав газар, тууний зэргэлдээ районий геологийн тойм . . . . .</b>	<b>8</b>
Тува-Монголын массив ба тууний структурт сав газар байралсан тухай . . . . .	10
Сав газар структур . . . . .	14
Сав газар дээд рифей-кембрийн хурдас . . . . .	19
Дархадын сери . . . . .	20
Фосфорит агуулсан хөвсгөлийн сери . . . . .	22
Дархадын болон хөвсгөлийн серуудийн насны тухай . . . . .	30
Сав газар зэргэлдээ районий дээд рифей — кембрийн хурдас . . . . .	32
Сав газар тектоникийн байрлалт . . . . .	35
Сав газар тууний зэргэлдээ районий дээд рифей — кембрийн палеогеографи . . . . .	36
<b>Фосфоритийн орд ба илрэлүүд . . . . .</b>	<b>41</b>
Сав газар баруун хажуу . . . . .	41
Дод нуурын булаг орд ба илрэлүүд . . . . .	41
Дэртруугийн ба бусад илрэлүүд . . . . .	53
Дархадын хотгорын илрэлүүд . . . . .	53
Сав газар зуун хажуу . . . . .	55
Хөвсгөлийн орд . . . . .	56
Фосфорит агуулсан хурдсын стратиграфи болон нас . . . . .	59
Ордын структур . . . . .	64
Фосфорит агуулсан хурдсын дээд ба доод багцын ерөнхий тодорхойлолт . . . . .	66
Фосфорит агуулсан багцын суналын дагуу өө рчиле гдөх байдал . . . . .	67
Фосфорит агуулсан багцын суналын хөндлөн чиглэлд өө рчиле гдөх байдал . . . . .	73
Ордын хэмжээ . . . . .	74
Жиглиг болон Хар-Усны голын илрэлүүд . . . . .	75
Өлийн давааны орд . . . . .	76
Ухаа голын орд . . . . .	79

Бэрхэм, Манхан уулын ордууд . . . . .	86
Сав газар өмнөт захын бус . . . . .	89
<b>Фосфоритийн бодисийн найрлага . . . . .</b>	<b>91</b>
Фосфоритийн литологи-генетикийн булэг ба төрлүүд . . . . .	91
Химийн гаралтай фосфоритийн булэг . . . . .	92
Афанит фосфорит . . . . .	92
Ширхэгт фосфорит . . . . .	95
Хэмхдэст фосфоритийн булэг . . . . .	98
Жижиг хэмхдэст буюу элсэн чулуу маягийн фосфорит . . . . .	98
Будуун хэмхдэст фосфорит . . . . .	100
Фосфорит бий болох механизмын тухай . . . . .	101
Фосфоритийн химийн найрлага . . . . .	104
Фосфатлаг бодисийн шинж чанар . . . . .	114
Фосфоритийн дагуул элементууд . . . . .	114
<b>Фосфат хуримтлагдан палеогеографийн болон литологи-фацийн нөхцөлууд</b>	<b>120</b>
Фосфат хуримтлагдсан уеийн палеогеографи . . . . .	120
Сав газар төв хэсэг дэх гол ашигтай багцын литологи-фацийн бусууд . . . . .	125
<b>Хөвсгөлийн ба Каратаугийн фосфоритийн сав газруудыг харьцуулсан тодорхойлолт . . . . .</b>	<b>131</b>
Чулуктайгийн свит ба сав газар фосфорит агуулсан гол багц . . . . .	133
Палеогеографийн нөхцөлүүдийн харьцуулалт . . . . .	136
Фосфоритийн харьцуулсан тодорхойлолт . . . . .	137
<b>Фосфат хуримтлагдсан эртний уе . . . . .</b>	<b>141</b>
Фосфат хуримтлагдсан уе насны тухай . . . . .	141
Фосфат хуримтлагдсан эртний уе хэмжээ . . . . .	142
Эртний фосфат хуримтлагдсан тодорхойлолт . . . . .	143
Фосфоритийн болон доломитийн хуримтлагдсан . . . . .	145
Фосфат ба фосфорит тууний бүрэлдэн тогдсон нөхцөл . . . . .	150
Зохиолууд . . . . .	161

## CONTENTS

<b>Introduction . . . . .</b>	<b>5</b>
<b>General geology of the Chubsugul phosphate-bearing basin and related areas . . . . .</b>	<b>8</b>
Tuva-Mongolian massif and tectonic location of the basin . . . . .	10
Structural pattern of the basin . . . . .	14
Upper Rifean-Cambrian stratigraphy of the basin . . . . .	19
Darchat series . . . . .	20
Chubsugul phosphate-bearing series . . . . .	22
Age and correlation of Darchat and Chubsugul series . . . . .	30
Upper Rifean-Cambrian of related areas . . . . .	32
Tectonic position of the basin . . . . .	35
Upper Rifean — Cambrian palaeogeography of the basin and related areas . . . . .	36
<b>Phosphorite deposits and occurrences . . . . .</b>	<b>41</b>
The western side of the basin . . . . .	41
The Dodnur area deposits and occurrences . . . . .	41

Phosphate-bearing . . . . .	45
The Dertrug occurrence . . . . .	53
The Darchat area occurrences . . . . .	53
The eastern side of the basin . . . . .	55
The Chubsugul deposit . . . . .	56
The Stratigraphy and age of Phosphate — bearing strata . . . . .	59
Structural pattern of the deposit . . . . .	64
General features of the Phosphate member, underlying and overlying strata . . . . .	66
The Phosphate member — along the trend behaviour . . . . .	67
The Phosphate member — across the trend behaviour . . . . .	73
Size of the deposit . . . . .	74
The Jiglig and Chara-Ussu-Gol deposits . . . . .	75
The Ulein-Daba deposit . . . . .	76
The Ucha-Gol deposit . . . . .	79
The Berchim-Ula and Manchan-Ula deposits . . . . .	86
The southern external part of the basin . . . . .	89
<b>Petrology and Chemistry of Phosphorites . . . . .</b>	<b>91</b>
Petrology . . . . .	91
Chemogenous phosphorites . . . . .	92
Aphanite (non-pelletal) phosphorites . . . . .	92
Grained or pelletal phosphorites . . . . .	95
Terrigenous phosphorites . . . . .	98
Phosphorite sandstones . . . . .	98
Phosphorite gritsand conglomerates . . . . .	100
Diagenetic changes of phosphate sediment . . . . .	101
Chemical composition of phosphorites . . . . .	104
Phosphate chemistry and mineralogy . . . . .	114
Trace element constituents of phosphorites . . . . .	114
<b>Palaeogeographical and sedimental environment of phosphate accumulation . . . . .</b>	<b>120</b>
The basin palaeogeography (the phosphate member) . . . . .	120
Litho-facies changes of the Phosphate member . . . . .	125
<b>A comparative review of the Chubsugul and Kara Tau phosphate-bearing basins . . . . .</b>	<b>131</b>
Chulak-Tau Formation and the Phosphate member . . . . .	133
Comparative palaeogeography . . . . .	136
A comparison of phosphorite composition . . . . .	137
<b>Late Pre-Cambrian — Early Cambrian period of phosphate accumulation . . . . .</b>	<b>141</b>
Geological time extent of the period . . . . .	141
Intensivity of the ancient phosphate accumulation . . . . .	142
Some features of phosphate accumulation in Late Pre-Cambrian — Early Cambrian . . . . .	143
Phosphorite-dolomite time-and-space association . . . . .	145
A possible source of phosphate and origin of late Pre-Cambrian — Early Cambrian phosphorites . . . . .	150
<b>References . . . . .</b>	<b>161</b>

