

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ



А.В. Ильин

Древние (эдиакарские) фосфориты

Труды, выпуск 587
Основаны в 1932 году

Москва
ГЕОС
2008

УДК 553.641:551.72 (510)
ББК 26.323

Памяти
Татьяны Алексеевны Ильиной (Богдановой)
посвящается

Труды Геологического института / Геол. ин-т РАН – М.: Изд-во АН СССР, 1932–1964. М.: Наука, 1964. – . – ISSN 0002-3272

Вып. 587: Древние (эдиакарские) фосфориты / А.В. Ильин - М.: ГЕОС, 2008, – 160 с.

Рассматриваются литолого-стратиграфическое положение и возраст древних фосфоритов, особенности их минералогии, петрографии, химизма, в частности поведение элементов-спутников. Генетически древний фосфогенез увязывается со специфическими геологическими событиями неопротерозоя – глобальным или субглобальным мариноанским оледенением, последовавшей затем скоротечной дегляциацией, эдиакарской биорадиацией и «великой постгляциальной трансгрессией», к начальной фазе которой приурочен массовый фосфогенез. Сравняются две гигантских эпохи фосфогенеза – эдиакарская и позднемеловая неогеновая.

Ответственный редактор *Ю.О. Гаврилов*
Редакционная коллегия:

М.Г. Леонов (главный редактор), *М.А. Ахметьев*, *Ю.О. Гаврилов* (заместитель главного редактора), *К.Е. Дегтярев*, *Ю.В. Карякин* (ответственный секретарь), *Ю.Г. Леонов*, *М.А. Семихатов*, *С.Д. Соколов*, *М.Д. Хуторской*

Рецензенты: *Г.Н. Батурич*, *Н.А. Созинов*

Transactions of the Geological Institute / Geological Ins. – Moscow: Publishers of the USSR Academy of the Sciences. 1932–1964. Moscow: Nauka, 1964. – . – ISSN 0002-3272

Vol. 587: Old (Ediacarian) phosphorities / Ilyin A.V. – Moscow: GEOS, 2008, – 160 p.

Sedimentology, stratigraphy and age of «old» phosphorites are considered as well as their mineralogical petrographical and geochemical features, including trace elements behavior. Genetically the Ediacaran phosphorites are believed to be closely connected with specific geological events happened in the Neoproterozoic i.e. global or subglobal (varanger or marinoan) glaciation, which was followed by rapid deglaciation, Ediacaran bioradiation and the «great» postglacial transgression bearing phosphorites at its initial phase. Two giant phosphogenic epochs, the Ediacaran and the late Cretaceous-Neogene are compared.

Responsible Editor *Y.O. Gavrilov*
Editorial Board:

M.G. Leonov (Editor-in-Chief), *M.A. Akhmetiev*, *Yu.O. Gavrilov* (Deputy Editor-in-Chief), *K.E. Degtyarev*, *Yu.V. Kariakin* (Executive Secretary), *Y.G. Leonov*, *M.A. Semikhatov*, *S.D. Sokolov*, *M.D. Khutorskoy*

Rewriters: *G.N. Baturin*, *N.A. Sozinov*

ISBN 978-5-89118-433-6

© А.В. Ильин, 2008 г.

© Геологический институт РАН, 2008 г.

© ГЕОС, 2008 г.

Введение

Термин «древние фосфориты» предложил Г.И. Бушинский [1966] применительно к месторождениям фосфоритов азиатского континента. К тому времени крупные месторождения фосфоритов были известны лишь на юге Китая, на платформе Янцзы [Cheng Yuqi, 1939] и на юге Казахстана в хребте М. Каратау [Безруков, 1940]. Китайские месторождения Бушинский исследовал в 1958–60 гг. совместно с доктором Е. Льянцзуном, недавно опубликовавшим сводку «Фосфориты Китая» [Phosphorite..., 1989], а казахстанские – были известны по многочисленным работам Б.М. Гиммельфарба [1958], А.М. Тушиной [1973], А.И. Смирнова [1958]. В книге Г.И. Бушинского охарактеризованы и другие месторождения Азии, значительно менее крупные и отличающиеся от китайских и казахстанских также по литологическим и другим критериям. По возрасту одни из них Г.И. Бушинский считал архейскими (Корея), другие – протерозойскими (Прибайкалье), третьи – рифейскими (Тува), т.е. для древнего фосфогенеза предполагался весьма обширный возрастной интервал.

60–70-е годы прошлого века ознаменовались открытиями новых крупных месторождений древних фосфоритов и обширных фосфатоносных бассейнов не только в Азии, но и на других континентах. К ним относятся: 1) Хубсугульский фосфатоносный бассейн (ХФБ) в Монголии [Донов и др., 1967; Ильин, 1973]; 2) Бассейн Низких Гималаев (ФБНГ) в Индии, Пакистане и Непале [Chatterjee, 1967]; 3) Бассейн Джорджина (ФБД) в Австралии [Keyzer de, Cook, 1972]; 4) Бассейн Синеклизы Вольта (ФБВ) в Буркина-Фасо, Бенине, Нигере [Trompette, Affaton, 1980; Lucas et al., 1986]; 5) Бассейн Бамбуи (ФББ) в центральной Бразилии [Dardenne, Trompette, 1986]. Этот перечень дополняют известные ранее фосфатоносные бассейны: 6) Каратауский (КФБ) и 7) платформы Янцзы (ФБЯ).

Меньшие по масштабам единичные месторождения были обнаружены среди неопротерозойских отложений серии Белт в Канаде и в Аппалачах США [Notholt, Sheldon, 1986], в Скандинавских странах [Wallin, 1982], в Приднестровье [Puyn, 19986] и др. Во всех названных фосфатоносных бассейнах и месторождениях нижняя возрастная граница продуктивных (содержащих фосфориты) свит

не выходит за пределы основания недавно учрежденной эдиакарской системы неопротерозоя – 630 млн лет, а верхняя повсюду, за исключением ФБД, располагается ниже горизонтов с древнейшими трилобитами, т.е. основания кембрия (542 млн лет). В Австралии (ФБД) древние фосфориты по находкам трилобитов датируются как раннекембрийские. Считая австралийский бассейн исключением, но генетически родственным с ФБЯ и ХФБ, древние фосфориты по абсолютным датировкам [Barford et al., 2001], стронциевой хемотратиграфической шкале [Shields et al., 2000], залеганию их повсюду над гляциальными отложениями последнего неопротерозойского (мариноанского) оледенения (635 млн лет) следует относить к эдиакарскому периоду и именовать эдиакарскими. В более древних отложениях (>630 млн лет) крупных месторождений нет. Таким образом, в истории фосфогенеза помимо позднемеловой–неогеновой гигантской эпохи фосфогенеза выявляется еще одна, не менее масштабная – эдиакарская эпоха [Shields et al., 2000].

Большой прогресс в познании древнего фосфогенеза был достигнут благодаря многолетней плодотворной деятельности участников проекта «Фосфориты» Международной программы Геологической корреляции, функционировавший с 1977 по 1994 г. Проект, инициированный П. Куком и Дж. Шерголдом – первооткрывателями австралийских месторождений, – был поддержан А.Л. Яншиным и Г.И. Бушинским. В работах проекта объединились усилия многих специалистов по фосфатной геологии – стратиграфов, литологов, геохимиков, эконом-геологов. Активными деятелями проекта были Р. Шелдон, В. МакКелви, С. Риггс, В. Барнетт (США), А. Нотхолт, И. Джарвис (Англия), Ж. Люка, М. Лямбуа, Р. Трометт (Франция), К. Мюллер (Германия), Е. Льянцзун (Китай), Д. Чоудхури, Д. Банержи (Индия), А.Л. Яншин, Г.Н. Батурин, Ю.Н. Занин (Россия) и др.

В рамках проекта исследованиями были охвачены все древние докембрийские фосфатноносные бассейны, а также большинство фанерозойских месторождений. Конференции в каждой стране сопровождались семинарами и полевыми экскурсиями. Результаты работ по проекту были опубликованы в Кембридже в трех томах, из которых первый [Phosphate..., 1986] полностью, а второй [Phosphate..., 1989] частично посвящены древним фосфоритам. Во втором томе характеризуются также месторождения поздне-го мела–палеогена, а в третьем [Phosphate..., 1990] – неогеновые месторождения Западного полушария. Во всех томах помимо экзогенных (фосфориты) описываются и эндогенные (апатитовые) месторождения. Первый и второй тома состоят из шести больших разделов, каждый из которых относится к одному из континентов Земли. Разделы, в свою очередь, состоят из статей, в которых де-

тально характеризуются те или иные месторождения, но за редким исключением отсутствуют описания фосфатноносных бассейнов и сравнение их друг с другом. В целом содержание статей акцентировано скорее на геолого–экономическую оценку месторождений (запасы, ресурсы, состав руд), чем на их литолого–стратиграфическую, минералогическую, геохимическую характеристику.

Автору данной книги в рамках проекта довелось наблюдать все древние фосфатноносные бассейны и опубликовать первые результаты этих наблюдений в многочисленных сообщениях 1980–1995 гг. Он был участником открытия ХФБ в 1964 г., затем первооткрывателем Табаиннурского (Ухагольского) месторождения на Восточном Саяне в России [Ильин, 1978] и продолжил исследования месторождений ХФБ вплоть до настоящего времени. Полученные при этом данные оказались наиболее полными и информативными по сравнению с опубликованными по другим бассейнам. Вследствие этого ХФБ использован в данной книге как «краеугольный камень» для характеристики древнего фосфогенеза. Основой для этой характеристики послужили также наблюдения в ФБЯ, выполненные в 1982–83 гг. На фоне этих двух бассейнов рассматриваются индивидуальные особенности и других фосфатных бассейнов.

В течение многолетних исследований автор пользовался консультациями и советами Г.И. Бушинского, Н.А. Красильниковой, В.З. Блисковского, а также зарубежных коллег А. Нотхолта, Е. Льянцзуна, Д. Банержи. Особенно плодотворными были встречи с Р. Шелдоном, посетившим ХФБ в 1980 г. и предложившим некоторые термины, отражавшие особенности монгольских фосфоритов [Puin, Ratnikova, 1981] и в последующем «устоявшиеся» в мировой практике [Soudry, 1998]. Принадлежность ХФБ к обширному массиву, сложенному древними, преимущественно докембрийскими породами и названному Тувино–Монгольским массивом [Ильин, 1972], была установлена благодаря консультациям с А.А. Богдановым. Позже при палеотектонических реконструкциях, основанных на концепции тектоники плит, были использованы работы Л.П. Зоненшайна и недавнее тектоническое обобщение по Тувино–Монгольскому массиву, выполненное А.Б. Кузьмичевым [2004]. При полевых исследованиях в Монголии и Туве соратниками автора были Т.А. Ильина, Р.И. Волков, Ю.П. Пушленков, В.М. Моралев, Г.И. Ратникова.

Характеристика ХФБ была бы неполной без использования данных разведки месторождений фосфоритов, выполненной под руководством П.В. Осокина [1999]. Плодотворные палеонтологические исследования в ХФБ были выполнены Н.В. Покровской и М.Н. Коробовым [1980], а исследования ультрамикроструктур фосфоритов – Е.А. Жегалло [Zhegallo et al., 2000]. В геохимических

исследованиях древних фосфоритов неоценимая помощь была оказана В.З. Блисковским [Ильин и др., 1984] и Ю.А. Киперманом [Ильин, Киперман, 2006]. Полезные советы в ходе работ были получены от Г.Н. Батурина.

Стимулом для написания данной работы послужил тот факт, что предкембрийская (вендская или эдиакарская) история Земли и события, происходившие на заре фанерозоя, оказались в эпицентре многочисленных плодотворных исследований стратиграфов, палеонтологов, геохимиков, седиментологов, цель которых состояла в усовершенствовании геохронологической шкалы, точнее предкембрийской ее части. На разных континентах – в Европе, Азии, Африке, Австралии были выделены под различными местными наименованиями комплексы предкембрийских отложений, корреляция которых, выполненная в основном с помощью изотопных датировок и хемотратиграфических данных, привела к учреждению стратотипа самой поздней системы неопротерозоя. В качестве стратотипа был выбран разрез «геосинклинали» Аделаида на юго-востоке Австралии. Эта система была названа эдиакарской [Knoll et al., 2004].

Непосредственное значение этих исследований для решения проблем фосфогенеза выразилось в том, что при выборе стратотипа эдиакарской системы были датированы изотопными методами, в том числе и самыми совершенными – Lu–Hf и Re–Os – как фосфориты, так и вмещающие их доломиты и древние гляциальные отложения, которые подстилают доломиты. Большое значение имели также исследования палеонтологов (М.А. Федонкин, А. Нолл, А. Сейлачер и др.) феномена предкембрийской (вендской или эдиакарской) биологической радиации – появление, расцвет и бесследное вымирание предкембрийских метазоа. Немаловажное значение имел и тот факт, что одной из основных арен этих исследований была платформа Янцзы, в пределах которой располагается крупнейший эдиакарский фосфатоносный бассейн.

Исследования автора в период 1967–1982 гг. проводились в составе Советско-Монгольской геологической экспедиции АН СССР и АН МНР под руководством А.Л. Яншина и Н.С. Зайцева. Занимаясь исследованиями ХФБ и других фосфатоносных бассейнов в период 1978–2003 гг. в качестве сотрудника Института литосферы, автор встречал понимание и поддержку со стороны директоров института – в начале А.В. Сидоренко, а затем Н.А. Богданова. Завершение исследований и подготовка данной книги были осуществлены при поддержке дирекции Геологического института РАН в лице Ю.О. Гаврилова. Всем упомянутым лицам автор выражает глубокую признательность.

Современное состояние, достижения и проблемы фосфатной геологии

Фосфатная геология, или отрасль геологии, занимающаяся изучением фосфоритов, имеет давнюю историю, равно как и практическое использование фосфоритов для производства минеральных удобрений, предложенное фон Либихом еще в середине XIX-го века [Ильин, 1994]. С тех пор непрерывно возрастала добыча фосфоритов, совершенствовались методы их переработки и производства новых эффективных минеральных удобрений, в том числе комплексных фосфорно-азотно-калиевых. Из фосфоритов ныне производятся не только минеральные удобрения, но и «чистая» фосфорная кислота, употребляемая для производства пищевых продуктов. Они используются как кормовые добавки в скотоводстве и других областях промышленности и сельского хозяйства.

По мере того как раскрывался потенциал фосфоритов как пород, содержащих целый ряд сопутствующих химических элементов, разрабатывались технологические схемы их попутного извлечения. В конце прошлого века возникла так называемая «кадмиевая проблема», когда в позднемеловых фосфоритах Туниса (бассейн Гафса) содержание кадмия – опасного токсиканта – оказалось весьма высоким (до 80 г/т). Аналогичные высококадмиевые фосфориты были обнаружены и в других месторождениях. В связи с этим в странах ЕС были введены жесткие нормы содержания кадмия в удобрениях и разработаны технологические схемы «обескадмивания» фосфоритов. С другой стороны, на основе «фторидской технологии» в США уже давно в процессе производства удобрений из фосфоритов извлекаются уран, редкие земли, стронций и другие элементы. Несмотря на малые содержания этих элементов, огромные масштабы добычи и переработки фосфоритов (более 30 млн тонн в год) в США почти полностью удовлетворяют спрос на эти элементы путем извлечения из фосфоритов.

Наряду с практическими достижениями, в немалой степени благодаря деятельности проекта МПГК «Фосфориты», были решены и некоторые теоретические проблемы. К числу их относятся следующие.

1. До недавнего времени дискуссионным оставался вопрос об источнике фосфора, растворенного в морской воде, и о восполне-

нии его резерва после минерализации, происходящей в грандиозных масштабах во время эпох фосфогенеза. Предполагалось, что фосфор непосредственно поступает из эндогенных источников путем выщелачивания из некоторых эффузивных пород, например из щелочных базальтоидов дна океанов, содержащих до 1–1,5% P_2O_5 . Но изучение этих пород показало, что периферическая часть базальтов с подушечной отдельностью богаче фосфором, чем внутренняя, т.е. фосфор не мигрирует в морскую воду, а, наоборот, поступает из нее, обогащая периферические части базальтовых подушек. Затем, по мере развития хемостратиграфических исследований было установлено, что источником фосфора в океане является эрозия континентов и континентальный снос. Поступление фосфора в океан происходит на фоне роста отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$, свойственного интенсификации эрозии, выветривания и континентального сноса, что вызывается орогеническими процессами [Shields et al., 2000].

2. В конце прошлого века господствовало представление о том, что для современного этапа развития Земли фосфогенез не характерен [Bentor, 1980]. Последовавшее затем интенсивное изучение шельфов (Чилийского, Перуанского, Намибийского, Калифорнийского) путем бурения и исследования с подводных аппаратов показали, что фосфатонакопление происходит в течение последних 20 млн лет интенсифицируясь с течением времени [Garrison, Kastner, 1990].

3. Благодаря изучению Р. Шелдоном фосфоритов Монголии [Plyin, Ratnikova, 1981], работам Д. Соудри [Soudry, 1998], на месторождениях Израиля, М. Хендрикса и К. Байерса по фосфоритам формации Фосфория [Hendrix, Byers, 2000] было установлено, что зернистые или пеллетовые (recycled) фосфориты не являются единственной текстурной разновидностью этих пород, формирующих месторождения. В равной мере месторождения слагаются и пристиновыми или первородными фосфоритами, фосфатные компоненты которых находятся *in situ*, не претерпевая переноса и переотложения. Такие разновидности Р. Шелдон предложил называть бесструктурными (structureless). Правда вопрос о том, являются ли первые производными вторых, остается открытым.

Изучив полный седиментационный профиль формации Фосфория, М. Хендрикс и К. Байерс показали, что преобразование бесструктурных фосфатных прослоев в зернистые происходило благодаря колебаниям уровня моря. Понижения его вызывали

эрозию, дезинтеграцию прослоев, окатывание фосфатных фрагментов при переносе и переотложение их в виде зерен [Hendrix, Byers, 2000]. Подобное объяснение подтверждается и на примере ХФБ, где зернистые разновидности фосфоритов всегда содержат кварцевые песчинки, в той или иной степени окатанные, а бесструктурные – лишены терригенной примеси. В ХФБ наблюдалось также озернение бесструктурного фосфатного материала, происходившее, возможно, благодаря полимеризации органического вещества, сохраняющегося в том или ином количестве в фосфате. Образовавшиеся таким образом зерна испытывали транспортировку и переотложение, вызванные колебаниями уровня моря [Ильин, 2004].

В целом представления о природе пеллет широко расходятся. А.М. Тушина [1973] считает их микроконкрециями. В работе [Zhegallo et al., 2000] им предписана микробальная природа, что оспаривает Г.Н. Батуриин [Батуриин и др., 1999], полагающий, что сульфатредуцирующие бактерии не обладают фосфатконцентрирующей функцией. Г.И. Бушинский считал пеллеты копролитами. Характерно, что размеры пеллет фосфоритов обеих гигантских эпох фосфогенеза весьма близки, если не одинаковы, что вряд ли позволяет считать их копролитами различных организмов. В целом, природа фосфатных пеллет остается еще загадочной («mysterious»), как выразился один из соруководителей проекта фосфориты К. Гленн [Glenn et al., 1994, с. 778].

4. Ассоциация фосфоритов с черными (горючими) сланцами была замечена давно [McKelvey, Sheldon, 1959]. Исследования древних фосфатоносных бассейнов, выполненные по проекту «Фосфориты», привели к заключению, что «все крупные месторождения фосфоритов и фосфатные фации вообще тесно связаны во времени и пространстве с осадками, богатыми органическим веществом» [Phosphate..., 1986, с. 386].

5. Крупным достижением последних лет явилось установление двух гигантских эпох фосфогенеза в истории Земли [Shields et al., 2000; Ильин, 2004]: позднемеловой–неогеновой и древней эдиакарской, укладывающейся в возрастные рамки эдиакарской системы (630–542 млн лет). Тем самым была подтверждена идея А.Л. Яншина о том, что «в самые последние века рифея происходило массовое накопление пластовых фосфоритов» [Яншин, 1964, с. 7]. Как будет показано ниже, эдиакарские фосфатоносные бассейны на современном эрозионном срезе представляют собой лишь реликты некогда гораздо более обширных областей распро-

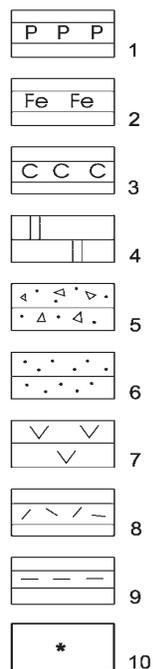
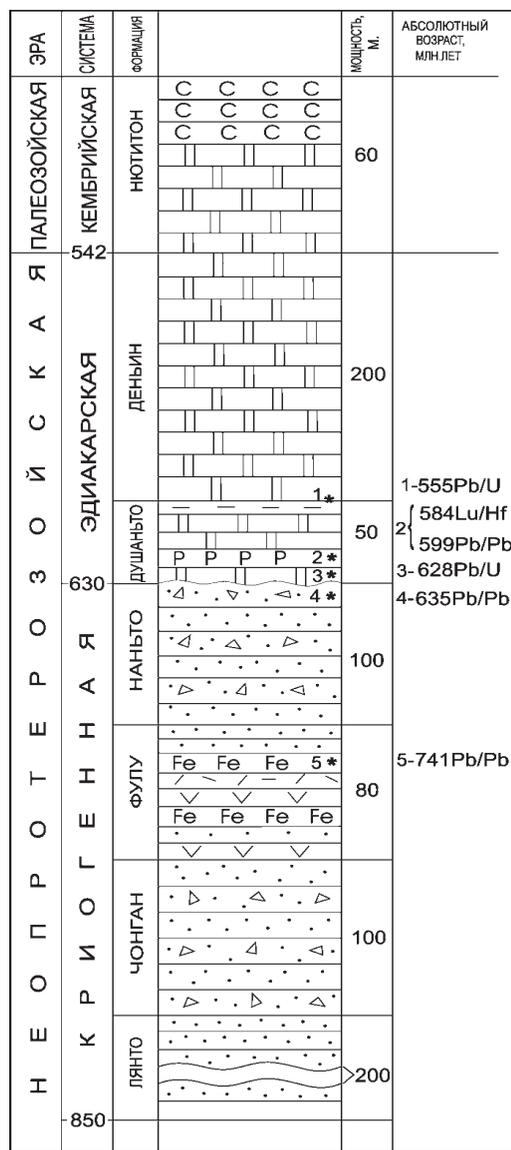


Рис. 1. Строение и состав типичного месторождения фосфоритов эдиакарской эпохи – Веньян, провинция Гуйчжоу, платформа Янцзы.
 1 – фосфориты, 2 – железистые кварциты, 3 – черные сланцы (>3% C_{орг}), 4 – доломиты, 5 – тиллиты, гляциальные диамиктиты, 6 – песчаники, 7 – кератофилы, 8 – туфы, 9 – глинистые сланцы, 10 – места отбора проб на абсолютный возраст

странения фосфатных фаций. Вследствие этого эдиакарская эпоха фосфогенеза, вероятно, была более масштабной, чем позднемеловая–неогеновая.

Эдиакарские фосфориты, широкое распространение которых было установлено сравнительно недавно, еще слабо изучены. Но они оказались в «эпицентре» других исследований, бурно развивавшихся за последние годы и направленных на познание предкембрийской истории Земли: установления давно уже ставшей необходимой предкембрийской системы (периода) геохронологической шкалы, установления возрастного рубежа между кембрием и докембрием, изучения проблемы неопротерозойского оледенения, биологической эволюции и т.п. Все эти проблемы в той или иной мере касались древнего фосфогенеза. В результате были получены данные, позволившие охарактеризовать месторождения эдиакарских фосфоритов, их масштаб, возраст и т.п. В качестве типичного примера этих месторождений на рис. 1 приводится Веньянское месторождение платформы Янцзы в Китае возрастом

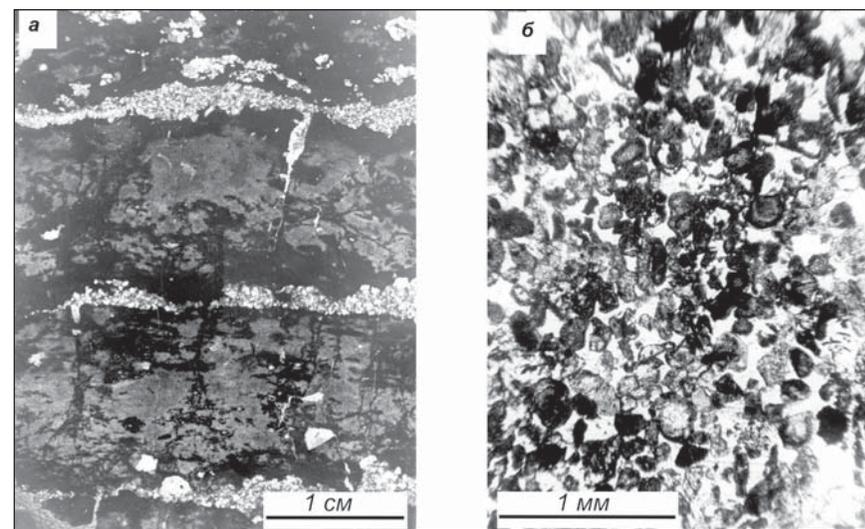


Рис. 2. Микрофотографии шлифов типичных фосфоритов.
 а – бесструктурный слоистый фосфат с темноокрашенными прослоечками фосфата и тонкими просечками доломита (светлое). Фосфат пигментирован органическим веществом (черное), тяготеющим в основном к периферическим частям прослоев. Цаганурское месторождение, ХФБ; б – зернистый фосфат, состоящий из фосфатных зерен, интерстиции между которыми заполнены доломитом. Месторождение Веньян, ФБЯ

599–584 млн лет, а на рис. 2 показаны две основные разновидности эдиакарских фосфоритов.

Эдиакарские фосфориты практически не использовались до тех пор, пока не стали истощаться запасы технологически более привлекательных позднемеловых–неогеновых месторождений [Jiang, 2006]. Исключение составляли лишь следующие месторождения: Куньянское в провинции Юньнань, Китай [Ильин, 1983а]; Массури в Низких Гималаях Индии [Ильин, 1983б]; месторождения Каратауского бассейна, эксплуатация которых прекратилась в 90-х годах прошлого века.

После более чем вековой эксплуатации Флоридских месторождений, интенсивной эксплуатации месторождений Северной Африки и Ближнего востока, а также в силу роста потребностей в минеральных удобрениях в Китае, Индии, Индонезии и других стран с быстро растущим народонаселением, ситуация стала меняться. В Австралии с 2005 г. эксплуатируется месторождение Дачесс – крупнейшее в бассейне Джорджина, где построен гигантский комплекс с ежесуточным производством диамоний фосфата в количестве 5000 тонн. В Китае, обладающим несметными запасами эдиакарских фосфоритов, также начато производство удобрений, но не традиционным способом получения экстракционной фосфорной кислоты путем разложения фосфоритов серной кислотой, а электролизом с получением желтого фосфора. Несколько таких заводов построено вблизи гидроэлектростанций в Юньнани и Сычуани. В Индии растет количество рудников, производящих фосфоритную муку, которая из-за присутствия в индийских фосфоритах пылевидной вкрапленности пирита, окисляющейся при непосредственном внесении муки в почву, сравнительно быстро растворяется, что способствует значительному повышению урожайности риса и сахарного тростника. Месторождения древних фосфоритов стали эксплуатироваться также в Бразилии и Пакистане [Corrigan, 2006].

Все это свидетельствует о практическом интересе к древним фосфоритам, который призван в какой-то мере удовлетворить материал, изложенный в данной книге, тем более что изученность эдиакарских фосфоритов сравнительно с давно известными и длительно эксплуатировавшимися месторождениями позднемеловых–неогеновых фосфоритов остается еще далеко недостаточной.

Фосфогенез в истории Земли и эдиакарская эпоха массового накопления фосфоритов

Фосфогенез осуществлялся в истории Земли как в виде эндогенной, так и экзогенной поставки рудного вещества.

Среди эндогенных месторождений выделяются четыре основные возрастные группы (рис. 3). Первая, древнейшая (мезопротерозойская), генетически разнообразная, объединяет а) крупные месторождения, связанные с карбонатами и другими щелочными породами (Силинжарви в Финляндии, Палабора на юге Африки); б) полиметаллические гидротермальные гигантские месторождения (типа Гамсберг, ЮАР, содержащие до 10–15% апатита и в) апатит–магнетитовые месторождения (Кируна, Швеция). Вторая группа (неопротерозойская) связана с карбонатами Сибири, Канады, Гренландии. К третьей (девонской) принадлежат крупнейшие месторождения Хибинского щелочного массива и апатитоносные карбонатиты севера Сибири (Меймеча-Котуйская провинция), а к четвертой – месторождения, связанные с мезо-кайнозойскими карбонатами Восточно-африканской рифтовой системы. Большинство эндогенных месторождений связано с карбонатитовыми массивами, формировавшимися в условиях тектонических растяжений. Апатитом обогащаются коры выветривания карбонатитов, которые и разрабатываются на месторождениях. За исключением уникальных Хибинских месторождений все эндогенные месторождения невелики по масштабам, бедны фосфорным ангидритом и разрабатываются лишь в корах выветривания, обогащенных апатитом благодаря выветриванию.

Прослеживая геологическую историю экзогенного фосфогенеза, можно заметить, что она начинается с эдиакарской эпохи, так как в более древних – протерозойских и архейских отложениях, фосфориты не образуют собственных месторождений, и фосфатная минерализация лишь сопутствует железным рудам (железистые кварциты бассейна Хаммерсли в Австралии) либо урановому оруденению в метасоматитах района Рам Джангл (Австралия) и штата Мичиган (США). Проявления желваковых фосфоритов известны и среди отложений криогенного периода «геосинклинали» Аделаида, где они тесно связаны с неопротерозойскими железистыми кварцитами [Phosphate..., 1986].

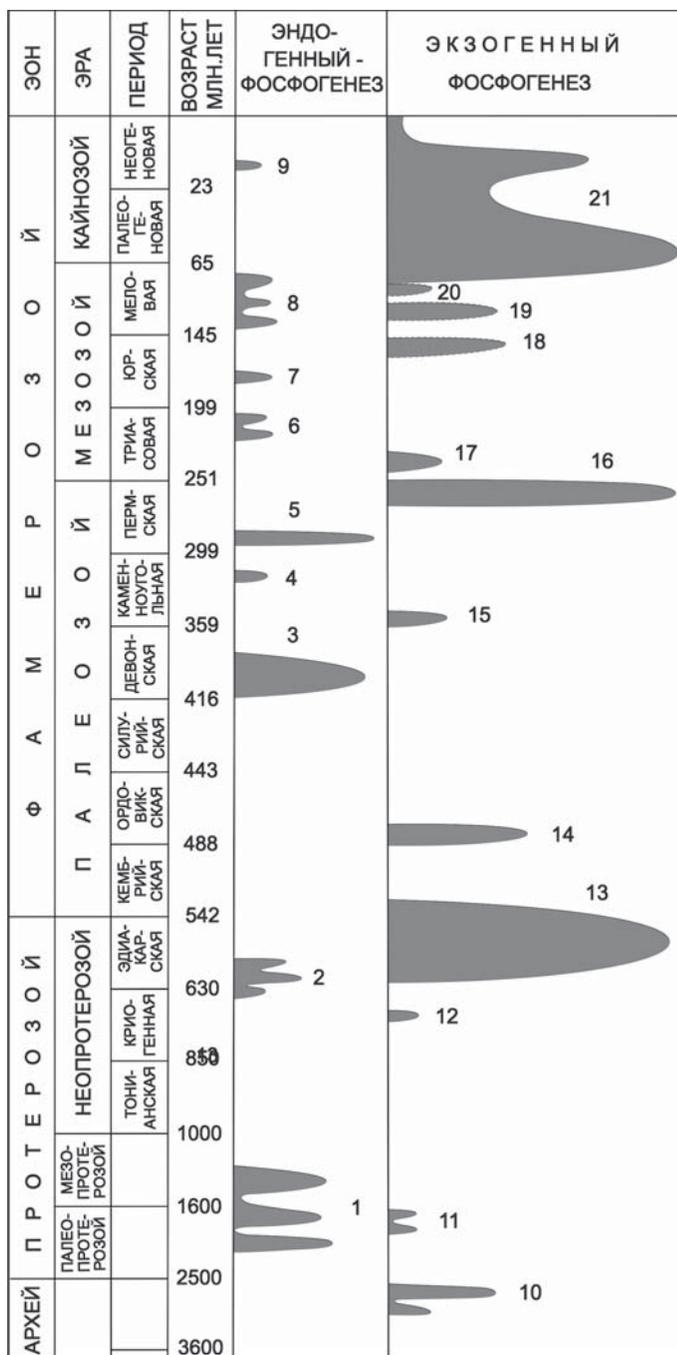


Рис. 3. Эндо- и экзогенный фосфогенез в истории Земли.

1 – полиметаллическое месторождение Гамсберг (ЮАР) с 10–15% апатита, апатит-магнетитовое месторождение Кируна (Швеция), апатитоносный карбонатитовый комплекс Силинжарви (Финляндия), апатитоносный пироксенитовый комплекс Палабора (ЮАР); 2 – апатитоносные карбонатитовые массивы Сибири, Канады, Гренландии; 3 – месторождения Хибин; 4 – апатитоносные карбонатиты Каргил (Канада), Шава и Дорава (Зимбабве); 5 – ультраосновные–щелочные апатитоносные комплексы Каталао (Бразилия и Меймеча-Котуйской группы (Россия); 6 – апатитоносные карбонатиты Сокли (Финляндия), Ипанема (Бразилия); 7 – апатитоносный ультраосновной–щелочной комплекс Гойя (Бразилия); 8 – апатитоносные якупирангиты (Бразилия); 9 – апатитоносные карбонатиты Сукулу (Замбия); 10 – тонкие прослои кварцитов с фосфатом в железистых кварцитах бассейна Хаммерсли (Австралия); 11 – метатерригенные фосфатсодержащие породы, обогащенные Сорг, тимской свиты, район Курской магнитной аномалии; 12 – желваковые фосфориты «геосинклинали» Аделаида (Австралия); 13 – эдиакарская эпоха фосфогенеза; 14 – ракушняковые (оболовые) фосфориты Балтийского бассейна, юга Сибири, Аргентины, Боливии и др.; 15 – фосфориты бассейна Дезерт (США); 16 – формация Фосфория (США); 17 – фосфориты арктических островов России и Канады; 18 – желваковые фосфориты позднеюрского бассейна (Россия); 19 – желваковые фосфориты сеноманского бассейна (Россия); 20 – желваковые фосфориты сантонского бассейна (Россия); 21 – позднемеловая–неогеновая эпоха фосфогенеза

В палео- и мезопротерозое известны фосфоритовые проявления, бедные по содержанию P_2O_5 и небольшие по масштабам. К ним относятся маломощные горизонты метаморфизованных пород, состоящих из фосфата, тремолита, графита и кварца тимской свиты района Курской магнитной аномалии [Созинов, Канадцев, 1978], а также прослои фосфатноносных графитовых сланцев в штате Миннесота [Phosphate..., 1986]. Характерно, что во всех древнейших проявлениях фосфат ассоциируется с породами, богатыми C_{org} .

Особняком среди древних фосфоритов выделяются строматолиты, которые встречаются и среди фанерозойских отложений, где не образуют сколько-нибудь крупных месторождений, а подчинены другим разновидностям. Месторождение строматолитовых фосфоритов Джамаркотра, находящееся на западе Индии, является единственным в мире промышленным месторождением, где фосфориты добываются с середины прошлого века. Здесь наблюдается несколько разновидностей строматолитовых построек, среди которых преобладают столбчатые формы, как одиночные, так и ветвистые. Древовидные «столбики» строматолитов всегда ориентированы перпендикулярно слоистос-

ти. Ленточные разности строматолитов параллельны слоистости. Среди тех и других наблюдаются брекчиевидные разности. Между фосфатными столбиками находится доломит, лишенный следов фосфата.

Строматолитовые фосфориты специфичны по составу: они лишены $C_{орг}$, сульфидной примеси и характеризуются низким ($<0,89$) отношением F/P_2O_5 . Считается, что они возникли либо биохимически, т.е. путем осаждения фосфата в процессе метаболизма водорослей, либо путем непосредственного осаждения из морской воды, благодаря тому, что состав воды был модифицирован в результате жизнедеятельности водорослей.

Возраст индийских фосфоритов остро дискуссионен [Choudhuri, 1980]. Принадлежат к араваллийской системе, они считались протерозойскими. М.А. Федонкин полагает, что расцвет строматолитов приходится на 1000 млн, а катастрофическое вымирание на 850 млн лет назад [Fedonkin, 2003]. Последняя цифра отвечает криогенному периоду, т.е. стертское оледенение могло вызвать вымирание строматолитов. Однако строматолитовые фосфориты в резко подчиненном по отношению к другим разностям количестве известны в КФБ [Путеводитель..., 1984], ФБВ и ФБД [Phosphate..., 1989]. В ФБВ они описаны среди разностей фосфоритов, залегающих на тиллитах, т.е. их следует считать эдиакарскими. Но они известны и среди палеозойских месторождений, т.е. эти характерные породы асинхронны. Они формировались в мелководной обстановке, в условиях осолоняющихся лагун.

Проявление желваковых фосфоритов, ассоциирующихся с железистыми кварцитами криогенного периода, непосредственно предшествует во времени гигантской эдиакарской эпохе фосфогенеза, возрастные рамки которой находятся в интервале от 599 (месторождение Венъян, провинция Гуанси ФБЯ) до 520 млн лет (месторождения ФБД).

Обе возрастные границы эпохи выражены достаточно определенно. Нижняя – благодаря многочисленным датировкам основания доломитов, залегающих на тиллитах мариноанского оледенения и тиллитах самого оледенения [Yin et al., 2005], верхняя – в силу того, что в средне- и верхнекембрийских отложениях фосфоритов нигде не отмечено. Они появляются в массовом количестве лишь на границе кембрия и ордовика, принадлежит другой специфической эпохе формирования ракушняковых (оболовых) фосфоритов. Оболовые фосфориты известны на многих континентах, а наиболее крупные месторождения локализованы в раннепалеозойском Балтийском бассейне, в частности в Эстонии, где к концу

80-х годов прошлого века были разведаны запасы ракушняковых фосфоритов в количестве около 0,5 млрд тонн P_2O_5 . Чрезвычайно неблагоприятный эффект эксплуатации месторождений обусловил ее прекращение вслед за распадом СССР. В течение всего палеозоя фосфогенез происходил в весьма незначительных масштабах, например, в каменноугольном периоде в США, в Иране, Таиланде [Phosphate..., 1986].

В самом конце палеозоя, в поздней перми, происходило формирование формации Фосфория на западе США, содержащей $1,7 \cdot 10^{12}$ т P_2O_5 , что эквивалентно $18 \cdot 10^{12}$ т фосфоритов с содержанием более 10% P_2O_5 . Нигде более месторождений пермских фосфоритов, кроме бедных проявлений на юге Урала, неизвестно. Грандиозные масштабы накопления фосфоритов в формации Фосфория объясняется специфической палеогеографией пермского периода – существованием Пангеи и Панталассы [McKelvey et al., 1986].

История экзогенного фосфогенеза была бы неполной без упоминания еще двух обстоятельств.

1. С позднего мела и вплоть до середины миоцена с перерывом в олигоцене, точнее с кампанского времени и до бурдигальского включительно, имела место вторая гигантская эпоха фосфогенеза, с которой связана основная масса эксплуатирующихся ныне месторождений фосфоритов.

2. Предшественником этой эпохи было массовое накопление желваковых фосфоритов в самом конце юрского периода на границе его с меловым и в середине последнего. Основной ареной этого процесса были эпиконтинентальные бассейны Русской платформы, где на разведанной площади около $16,500 \text{ км}^2$ были установлены запасы желваковых фосфоритов с содержанием $>12\%$ P_2O_5 в количестве $15,84 \cdot 10^9$ т [Архангельский, Шатский, 1927]. Эта цифра во много раз меньше общих геологических запасов желваковых фосфоритов европейской части России, которые по самым скромным подсчетам на площади $300\,000 \text{ км}^2$ составляют не менее $1 \cdot 10^{11}$ т, т.е. близки к запасам формации Фосфория.

Позднемеловой–неогеновый фосфогенез проявился в образовании месторождений так называемых тетических фосфоритов северной Африки и Ближнего востока. Начавшись в сантонское и кампанское время (месторождения Сирии, Израиля), он продолжился в маастрихте (Иордания) и затем преимущественно в палеогене северной Африки, юга Европы и Южной Америки. В кайнозойскую эру арена фосфатонакопления сместилась в Западное полушарие (месторождения Флориды и Каролины). Таким образом,

продолжаясь в течение длительного времени (70 млн лет), эта эпоха выразилась в накоплении фосфоритов почти на всех континентах.

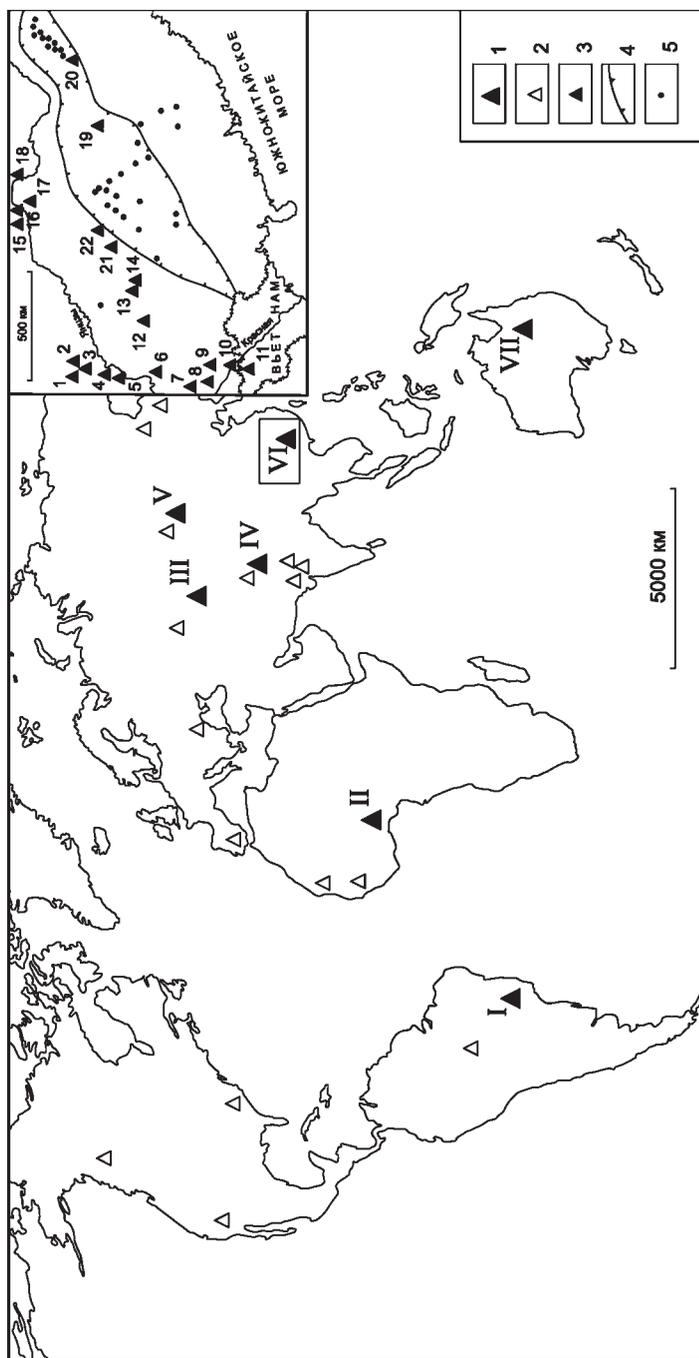
Аналогичное глобальное распространение характерно и для фосфоритов эдиакарской эпохи. Представляющие ее месторождения формировались разновременно, древнейшими из них, видимо, являются месторождения ФБЯ, а наиболее молодыми – ФБД. В противоположность обоим гигантским эпохам для формации Фосфория с ее огромными запасами фосфоритов, характерна локальность, а также сравнительная быстротечность, так как время ее формирования исчисляется всего в 10 млн лет [McKelvey, Sheldon, 1959]. В силу этих обстоятельств пермский фосфогенез не считается еще одной гигантской эпохой, хотя масштабы его в США были весьма значительными.

Роль эндо- и экзогенного фосфогенеза в геологической истории можно оценить, исходя из практической значимости месторождений. Экзогенные месторождения (фосфоритовые) по масштабу, количеству, практической ценности намного превосходят эндогенные (апатитовые). Среди последних выделяются хибинские месторождения. Они уникальны по содержанию фосфорного ангидрида, масштабам, сравнительной простоте обогащения руд, в результате которого производится концентрат с содержанием 37,5% P_2O_5 и по другим показателям. За 70-летний период эксплуатации здесь было добыто около 1 млрд тонн высококачественных руд. Кроме Хибин эндогенные месторождения апатита эксплуатируются лишь в Бразилии и ЮАР. Вместе взятые они к концу прошлого века составляли не более 8% общего производства фосфатного сырья, которое находилось на уровне около 150 млн тонн в год. В настоящее время в связи с общим кризисным состоянием производства фосфатных удобрений в России и истощением Хибинских месторождений соотношение фосфатной продукции, полученной из эндогенных и экзогенных месторождений, в глобальном масштабе оценивается примерно как 1:20. Среди экзогенных месторождений главную роль играют поздне меловые–неогеновые, но за последние годы все более и более заметной в мировой добыче становится и доля эдиакарских месторождений.

Распространение эдиакарских фосфоритов

Предложив термин «древние фосфориты», характеризуя их месторождения и описывая фанерозойские месторождения, Г.И. Бушинский [1966] не использовал понятия о фосфатоносных бассейнах, а выделял «фосфатоносные районы» или «районы распространения фосфоритов», например, «фосфатоносный район впадины Синань в Китае» или «район хребта Малый Каратау» в Казахстане. Понятие о фосфатоносных бассейнах появилось позже [Блисковский, 1983], когда для месторождений фосфоритов, концентрирующихся в определенных районах, выяснилось литолого-стратиграфическое и структурно-тектоническое единство, например, фосфатоносный бассейн синеклизы Вольта или, в более крупном плане, фосфатоносный бассейн платформы Янцзы. В.З. Блисковский предложил также выделять фосфатоносные провинции, например, Северо-Африканскую, объединяющую Марокканский, Тунисский, Египетский и другие бассейны.

Каждый из фосфатоносных бассейнов, рассматриваемых в данной книге, объединяет то или иное количество месторождений достаточно крупного размера, равно как и меньшие по масштабам месторождения. За пределами бассейна крупных месторождений нет, но проявления и непромышленные месторождения встречаются, располагаясь на тех же стратиграфических уровнях, что и месторождения внутри соседнего бассейна. Так, к северо-западу от ХФБ в горах южной Сибири известны многочисленные сравнительно не крупные и небогатые по содержанию P_2O_5 месторождения – Сейбинское, Белкинское, Тамалыкское и другие, пространственно, стратиграфически и литологически весьма сходные с фосфоритами ХФБ. В отличие от месторождений, составляющих бассейны, где богатые фосфориты сосредоточены в продуктивных свитах сравнительно малой мощности и не встречаются вне этих свит, в месторождениях за пределами бассейнов фосфориты рассредоточены по разрезу. Они распространены в толщах значительно более мощных, оказываясь при этом весьма бедными по содержанию P_2O_5 . Так, на Белкинском месторождении на юге Сибири фосфориты с 3–5% P_2O_5 рассеяны по всей 400-метровой толще доломитов. В этой толще выделяются лишь 2–3 пачки, содержащих фосфориты с 5–8% P_2O_5 , удаленные друг от друга в разрезе.



Аналогичная картина характерна и для ФББ, где крупные месторождения сконцентрированы в бассейне синеклизы Вольта, а многочисленные более мелкие прослеживаются далеко на севере в Мавританию и далее вплоть до Алжира. ФББ, располагающийся вблизи столицы Бразилии, на ископаемом шельфе кратона Сан-Франциско, также окружен с севера и юга более мелкими месторождениями, которые, как и крупные месторождения ФББ, без исключения принадлежат неопротерозойской группе Бамбуи. КФБ также окружен многочисленными небольшими по масштабам месторождениями фосфоритов, расположенными к северу от него в Казахстане, а также к югу и востоку в Киргизии и Таджикистане, равно как и в провинции Сицзян и по периферии Таримского массива в Китае [Бушинский, 1966]. В целом выявляется следующая закономерность. В пределах бассейнов фосфориты концентрируются в сравнительно маломощных пачках и отсутствуют как ниже, так и выше их. Такие разрезы выделяются как конденсированные. В другом случае, т.е. вне пределов бассейна, гораздо более бедные фосфориты рассеяны в значительно более мощных карбонатных толщах. Наиболее ярко эта закономерность выражена на месторождении Дачесс ФБД, где продуктивная пачка Битл Крик при мощности около 12 м содержит в среднем на всю мощность около 24% P_2O_5 , замещаясь бесфосфатными доломитами.

Эдиакарские фосфатоносные бассейны, а также отдельные месторождения и проявления фосфоритов известны на всех континентах. Расположение их показано на рис. 4. Большая часть бассейнов находится в Азии, где расположен крупнейший из них ФБЯ, занимающей значительную часть платформы Янцзы. На

Рис. 4. Размещение эдиакарских фосфоритов (на врезке – платформа Янцзы)
 1 – фосфатоносные бассейны; 2 – отдельные месторождения фосфоритов; 3 – крупные месторождения ФБЯ; 4 – границы черносланцевого бассейна Цзянань; 5 – проявления конкреционных фосфоритов.
 Фосфатоносные бассейны (цифры на схеме): I – бассейн группы Бамбуи (ФББ), Бразилия; II – бассейн синеклизы Вольта (ФБВ), Буркина Фасо, Нигер, Бенин, Того; III – Каратауский бассейн (КФБ), Казахстан; IV – бассейн Низких Гималаев (ФБНГ), Пакистан, Индия, Непал; V – Хубсугульский бассейн (ХФБ), Монголия; VI – бассейн платформы Янцзы (ФБЯ), Китай; VII – бассейн Джорджина (ФБД), Австралия.
 На врезке показаны крупные месторождения фосфоритов ФБЯ: 1 – Шужонгоу, 2 – Омей, 3 – Лэшан, 4 – Лейбо, 5 – Дунфин, 6 – Дунцунань, 7 – Сианьфен, 8 – Хайкоу, 9 – Куньян, 10 – Ванжаван, 11 – Вьетнамские месторождения бассейна Лаокай, 12 – Веньян, 13 – Кайян, 14 – Тунжень, 15 – Динжагоу, 16 – Хужи, 17 – Лучан, 18 – Ичан, 19 – Мабянь, 20 – Наньчан

врезке к рис. 4 показано свыше двадцати крупных месторождений фосфоритов, значительная часть которых ныне введена в эксплуатацию. Большая часть месторождений тяготеет к западной Юньнань-Сычуаньской части ФБЯ.

В целом ФБЯ занимает огромную территорию около 500 км по меридиану и 600 км по параллели. Масштабы запасов колоссальны. В одной только Юньнань-Сычуаньской группе месторождений по ориентировочным подсчетам геологические запасы составляют порядка $10 \cdot 10^9$ т фосфоритов со средним содержанием около 23% P_2O_5 , а весь бассейн в целом содержит $100 \cdot 10^9$ т фосфоритов [Ильин, 1990].

Не менее крупным фосфатоносным бассейном, видимо, является и ФБД. В отличие от ФБЯ, где фосфориты известны с начала прошлого века, австралийский бассейн Джорджина был обнаружен лишь к концу прошлого века [Keyzer de, Cook, 1972] и еще не достаточно изучен. Как и в ряде других случаев, например, в Индии и Турции, месторождения бассейна были предсказаны выдающимися знатоками фосфатной геологии – Р. Шелдоном и В. МакКелви, рекомендовавшими после рекогносцировочных маршрутов пограничный район Квинсленда и Северных территорий Австралии как перспективный на поиски древних фосфоритов. В результате поисковых исследований в пределах распространенных здесь отложений неопротерозоя–кембрия были выделены несколько крупных осадочных бассейнов – Визо, Джорджина, Ундилла, Обан, наследовавших прогибы Аделаидского возраста (~1000 млн лет). Прогибы разделены поднятиями, в том числе горами, формировавшимися в среднем кембрии.

Осадочные бассейны севера Австралии образуют пояс, ориентированный с северо-запада на юго-восток протяженностью свыше 2000 км [Novard, 1990]. Кембрийские отложения, преимущественно доломиты, повсюду сохранили горизонтальное залегание, местами локально нарушающееся по тектоническим разломам. На всем обширном очень слабо обнаженном пространстве, где расположены осадочные бассейны, скважинами были выявлены фосфатоносные отложения, развитые далеко неравномерно. Основные месторождения оказались сконцентрированными в бассейне Джорджина, ориентированном также с северо-запада на юго-восток и протягивающимся на расстояние около 1300 км при ширине 300 м. Наиболее крупным среди месторождений оказалось Дачесс, которое в силу наибольшей близости к морскому побережью было детально разведано и в настоящее время является сырьевой базой для одного из крупнейших в мире комплексов по производству

различных гранулированных удобрений [Corrigan, 2006]. Запасы месторождения исчисляются несколькими миллиардами тонн фосфоритов с минимальным содержанием 17,3% P_2O_5 . Другие, более западные, месторождения ФБД видимо также весьма крупные, но они располагаются на неосвоенной удаленной от моря территории, практически лишенной инфраструктуры и совершенно ненаселенной, что у малывает их экономическую значимость.

В целом вместе взятые месторождения фосфоритов северной Австралии в дальнейшем могут оказаться не меньше по масштабам, чем ФБЯ, и два этих бассейна не уступают друг другу по величине.

К северу-западу от ФБД район изучен весьма слабо, но в некоторых скважинах фосфориты также обнаружены. Повсюду они приурочены к нижней части мощной (2000–3000 м) толщи, сложенной преимущественно доломитами, и располагаются на значительных глубинах от дневной поверхности. На редких выходах породы интенсивно латеритизированы, что в сочетании с джунглями северной Австралии препятствует реконструировать первичные очертания и размеры фосфоритовых месторождений.

Возрастное положение фосфоритов ФБД не вполне определено, так как местная стратиграфическая шкала еще не скоррелирована с международной. Они считаются принадлежащими к низам среднего кембрия – ордийскому и темплтонскому ярусам местной шкалы [Keyzer de, Cook, 1972]. Возможно, что эти ярусы при дальнейших исследованиях будут сопоставляться с верхней частью нижнего кембрия международной шкалы.

Значительно меньшие по площади, количеству и размерам месторождений другие бассейны, где разведанные запасы в каждом из месторождений исчисляются миллионами или единицами миллиардов тонн фосфоритов. При этом величина (площадь) бассейнов определяется эрозийными процессами, происходившими в фанерозое. Так, ФБНГ протягивается вдоль Низких Гималаев от Пакистана, через Индию в Непал в виде узкой прерывистой полосы. Значительная часть этой полосы скрыта под покровом фанерозойских отложений либо надвинута на север, сохраняясь лишь в виде останцов тектонических покровов (месторождения Массури и Дурмала в Индии).

В других случаях потенциал древних фосфатных бассейнов не поддается надежной оценке в силу недостаточной изученности, что, в частности, относится к центральной Бразилии (ФББ) и странам западной Африки, омываемым Гвинейским заливом (ФБВ). Небольшие, еще слабо изученные месторождения и про-

явления эдиакарских фосфоритов известны и в ряде других регионов, например в Удско-Шантарском районе, Малом Хингане, окрестностях озера Ханка [Бушинский, 1966], на Шпицбергене, в Марокко, Испании, Омане [Phosphate..., 1986]. Во всех этих регионах фосфориты подстилаются гляциальными отложениями, которые в свою очередь залегают на характерных метатерригенных толщах, включающих железистые кварциты и железомарганцевые руды. Вмещающими для фосфоритов и перекрывающими их служат доломиты. По этим признакам фосфориты в перечисленных районах, скорее всего, относятся к эдиакарской системе.

Распространение эдиакарских фосфоритов не ограничивается перечисленными районами и теми, которые показаны на рис. 4. Местами они, по всей видимости, не выходят на современном эрозионном срезе, оставаясь скрытыми под покровом фанерозойских отложений.

Тектоническая позиция и современная структура эдиакарских фосфатоносных бассейнов

Все без исключения эдиакарские фосфатоносные бассейны находятся вне древних щитов и платформ, сформировавшихся еще в архее и раннем протерозое. Такие регионы испытывали в палеопротерозое эпейрогенические поднятия и денудацию (Балтийский и Алданский щиты, Мид-континент США, Западно-Австралийский кратон и др.). Фосфатоносные бассейны приурочены к неопротерозойским карбонатным платформам, развивавшимся на микроконтинентах, как, например, ХФБ (рис. 5), либо на окраинах более крупных континентальных плит, возникших в результате распада Родинии, который завершился около 750 млн лет назад [Kendall et al., 2006]. Одной из таких плит была платформа Янцзы, сохранившаяся восприимчивость к тектоническим деформациям вплоть до начала фанерозоя (flexible platform), по выражению Ли Сыгуана [1952]. Карбонатная платформа Янцзы оказалась наиболее крупной среди подобных структур.

Фундамент других карбонатных платформ также не был сформирован к неопротерозою. Применительно к ХФБ это показал недавно А.Б. Кузьмичев [2004], изучивший тектоническую историю Тувино-Монгольского массива. В пределах доэдиакарского фундамента массива он выделяет три разнородных и разновозрастных элемента: палеопротерозойскую Гарганскую глыбу (>760 млн лет), Окинскую аккреционную призму (>700 млн лет) и Сархойскую островную дугу (~600 млн лет). В Тувино-Монгольском массиве в неопротерозое активно проявился рифтогенез, который, по-видимому, был субсинхронен с мариноанским оледенением и непосредственно предшествовал накоплению эдиакарского чехла карбонатной платформы. Тектоническая разнородность фундамента обусловила мобильность этой структуры в фанерозое, а также неоднородные, местами резкие дислокации карбонатных отложений фосфоритов.

ХФБ по сравнению с другими бассейнами в наибольшей мере подвергся разнообразным тектоно-магматическим процессам, происходившим в фанерозое. В ордовике произошла коллизия Тувино-Монгольского массива с Сибирской платформой, сопровождавшаяся формированием синколлизийных гранитоидов, в

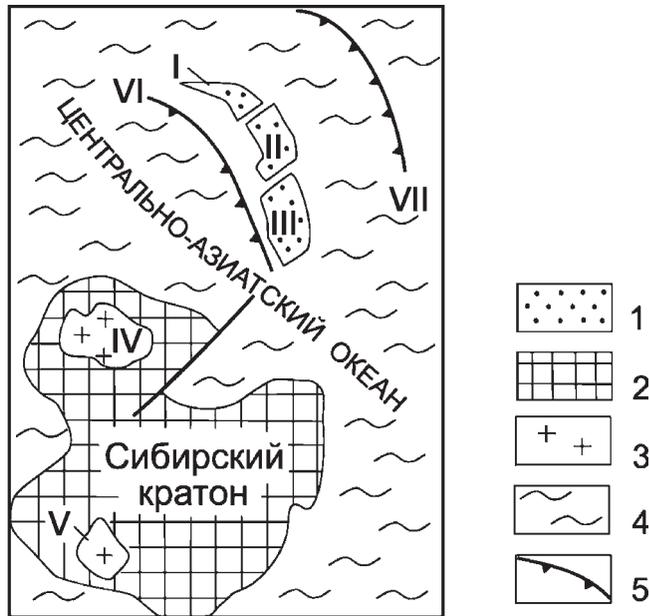


Рис. 5. Палеогеографическая реконструкция положения Сибирского кратона, Тувино-Монгольского и других микроконтинентов для неопротерозоя [Кузьмичев, 2004].

1 – микроконтиненты (I – Центрально-Монгольский, II – Дзабханский, III – Тувино-Монгольский), 2 – Сибирский кратон, 3 – щиты Сибирского кратона (IV – Алданский, V – Анабарский), 4 – океанические области, 5 – островные дуги (VI – Джизинская, VII – Агардагская)

значительной мере занимающих север ХФБ [Кузьмичев, 2004]. По-видимому, в раннем палеозое эдиакарские отложения карбонатной платформы и залегающие в них фосфориты испытали складчатость. При этом сказалась тектоническая неоднородность фундамента. В пределах древнейшей Гарганской глыбы карбонатный чехол платформы и фосфориты сохранили субгоризонтальное залегание, а в периферических частях ХФБ сформировались узкие, сжатые, местами запрокинутые складки. Так, Хесенская синклиналь – основная структура Хубсугульского месторождения – запрокинута к западу, так же как и весь восточный фланг ХФБ [Зайцев, 1992].

В ХФБ выявляется субширотное направление тектонических напряжений и унаследованность палеозойских и кайнозойских тектонических дислокаций от древнего структурного плана. Ярче

всего эта унаследованность проявляется в кайнозойских тектонических впадинах меридионального направления – Хубсугульской и Дархатской, возникших на месте древнего (доэдиакарского) рифта [Ильин, Волков, 1978]. Строение ХФБ на юге было осложнено внедрением мезозойских гранитоидов и излияниями вулканитов Орхон-Селенгинского вулканоплутонического пояса. На юге эдиакарские доломиты, вмещающие фосфориты, сохраняются лишь в виде более или менее крупных ксенолитов в кровле гранитоидных батолитов. Такого рода залегание характерно для одного из крупных месторождений ХФБ – Буренханского [Зайцев, Ильин, 1977]. В экзоконтактовых зонах фосфориты и доломиты испытывают незначительные изменения, сопровождаемые минеральными новообразованиями.

Помимо мезозойской тектонической активизации ХФБ испытал и кайнозойскую. Последняя сказалась в формировании Байкальской рифтовой системы. По-видимому, в неогене древний Хубсугульский рифт был расчленен на две части – собственно Хубсугульскую (восточную) и Дархатскую (западную), разделенные Хоридулинским горстом, возвышавшимся на 1–2 км над озером Хубсугул. Дархатский рифт в неогене, подобно Хубсугульскому, был наполнен водой, но затем озеро было спущено благодаря «попятной» эрозии М. Енисея. Ископаемые береговые линии пра-Дархатского озера до сих пор сохранились по восточному борту Дархатской котловины.

Четвертичные и более древние озерные отложения в виде вечномерзлотных сапропелитов выполняют котловину. Они разбурены на глубину несколько сот метров. Но иногда дно озера выступает на современную поверхность в виде невысоких останцовых холмов, сложенных эдиакарскими доломитами, местами вмещающими фосфориты (Хамарское проявление) [Ильин, 1973]. На севере ХФБ четвертичные базальты Окинского плато также «запечатывают» эдиакарские породы, которые обнажаются лишь в бортах глубоко врезанных речных долин.

Другие карбонатные платформы эдиакарского времени формировались на более крупных континентальных шельфах, например на севере Индостанского субконтинента или на западе кратона Сан-Франциско в центральной Бразилии. Первый из них в кайнозое испытал коллизию с Азиатским континентом. Это привело к фрагментации карбонатного чехла, причем сохранившиеся его фрагменты оказались надвинутыми на север. В силу этого месторождения ФБНГ в Низких Гималаях Индии имеют аллохтонное бескорневое залегание. ФББ был вовлечен в бразильяно-афри-

канскую орогению и стал частью орогенического пояса, окаймляющего с запада кратон Сан-Франциско. В обоих случаях породы фосфатоносных бассейнов, соответственно ФБНГ и ФББ, располагавшиеся на карбонатных платформах, испытали значительные деформации. Также неоднороден и фундамент ФБВ, который объединяет элементы окраины Западно-Африканского кратона и Пан-Африканской орогенной зоны дагомеид.

Тектоническая история карбонатных платформ в фанерозое складывалась по-разному. Так, Тувино-Монгольская платформа или одноименный микроконтинент вместе с другими подобными микроконтинентами сформировал палеозойское складчатое обрамление Сибирской платформы (рис. 6).

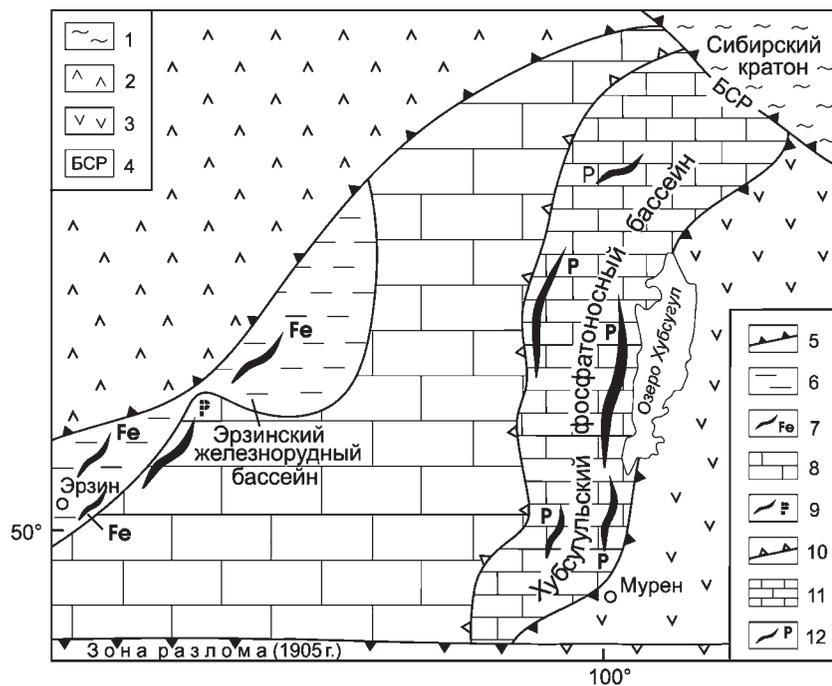


Рис. 6. Положение ХФБ в современной структуре юга Сибири – севера Монголии.

1 – древний фундамент Сибирского кратона, 2 – палеозойды Тувы, 3 – палеозойды Монголии, 4 – Большой Саянский разлом, 5 – границы Тувино-Монгольского массива (микроконтинента), 6 – метатерригенные комплексы криогенного периода, 7 – железистые кварциты, 8 – известняки, 9 – фосфориты Западного Сангилен, 10 – западная граница ХФБ, 11 – доломиты ХФБ, 12 – фосфориты ХФБ

Карбонатная платформа, несомненно, существовала и на месте КФБ, где в течение длительного времени, от эдиакарского периода вплоть до начала силурийского, накапливались исключительно карбонатные отложения. В палеозое КФБ был спаян с другими микроконтинентами, образовав казахстанскую палеозойскую складчатую область.

Иную тектоническую историю имел ФБД, который находится в пределах прогибавшейся в неопротерозое восточной окраины Австралийского кратона. На этой окраине и сформировалась обширная карбонатная платформа, значительную часть которой занимает ФБД (рис. 7) С востока платформа граничила по так называемой

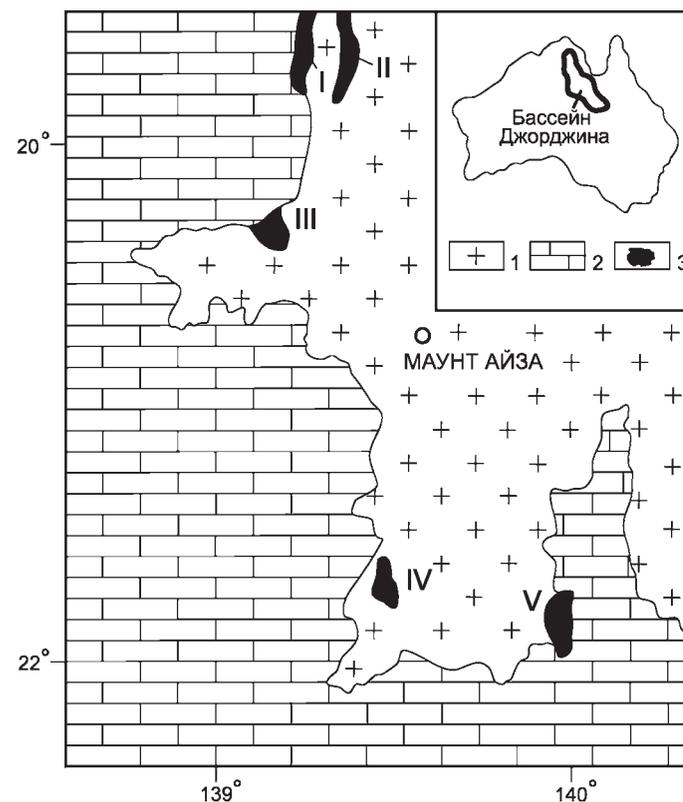


Рис. 7. Схема геологического строения восточной части фосфатоносного бассейна Джорджина (Австралия).

1 – докембрийский фундамент, 2 – раннекембрийские доломиты, 3 – месторождения фосфоритов: I – Ди Три, II – Леди Джейн, III – Лили Крик, IV – Ардмор, V – Дачесс

Тасмановой линии с палеозойской складчатой областью или Тасмановой геосинклиналью [Cook, 1992]. Карбонатные отложения, вмещающие фосфориты ФВД и формирующие чехол платформы, во всех месторождениях сохранили горизонтальное залегание, что является единственным исключением из всех эдиакарских фосфатоносных бассейнов. Вероятно, это обусловлено как древностью и тектонической жесткостью докембрийского (карпентарийского) фундамента, так и в большей мере некоторой удаленностью бассейна от Тасмановой линии – шовной зоны, отделяющей австралийский кратон от располагавшейся к востоку от него палеозойской подвижной области (тасмановой «геосинклинали»).

Фанерозойские тектонические движения в той или иной форме запечатлены и в отложениях всех других эдиакарских карбонатных платформ, причем повсюду проявляется одна и та же закономерность. Она выражается в том, что во внутренних частях платформ, располагающихся на некотором удалении от соседних орогенных зон, эдиакарские отложения, в том числе фосфориты, лишь в небольшой мере затронуты динамо-термальными изменениями, в то время как по мере приближения к тектонически активным зонам наблюдаются тектонические дислокации, усиливается метаморфизм, появляются интрузивные образования. Так, на профиле (рис. 8) видно, что в пределах кратона Сан-Франциско в центральной Бразилии фосфатоносные отложения ФББ залегают субгоризонтально. По мере приближения к краю кратона и зоне бразилид дислокации усложняются, возникают складки, опрокидывающиеся к юго-западу, увеличивается степень метаморфизма пород группы Бамбуи [Dardenne, Trompette, 1986].

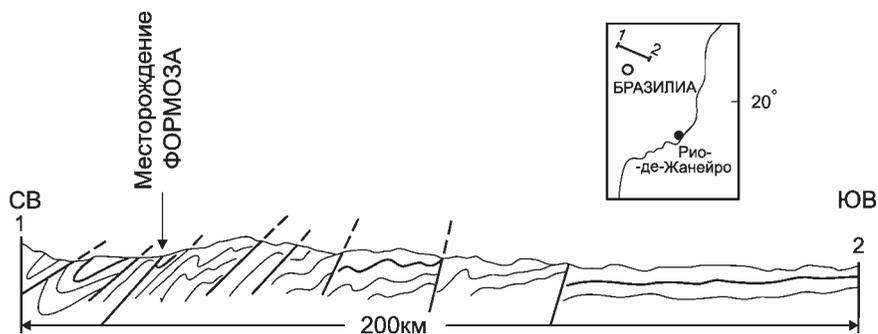


Рис. 8. Характер дислокаций пород группы Бамбуи (ФББ), центральная Бразилия. Утолщенная линия – фосфатоносная формация Сьерра да Саудаде. Правая половина профиля – кратон Сан-Франциско, левая – орогеническая зона Бразильяно [Dardenne, Trompette, 1986]

Еще более отчетливо эта же закономерность выражена в ФБВ, где выделяются недеформированная и деформированная части бассейна. Первая тяготеет к периферии западноафриканского кратона (месторождения Арли и Коджари), а вторая примыкает к орогенной зоне дагомеид, где располагается крупнейшее месторождение ФБВ – Тапоа [Lucas et al., 1986]. На первых двух месторождениях сохраняется субгоризонтальное залегание слоев и характерен незначительный метаморфизм, а для месторождения Тапоа типичны складчатые дислокации и повышенная степень метаморфизма. В общем, фосфориты всех эдиакарских бассейнов испытали в фанерозое тектонические дислокации, характер и степень интенсивности которых меняется от места к месту.

Фосфориты ФБЯ характеризуются умеренными дислокациями, участвуя в образовании положительных и отрицательных платформенных структур. Углы падения фосфоритовых пластов ни в одном из многочисленных месторождений не превышают 15–20°. В ХФБ фосфоритовые пласты залегают в большинстве случаев субвертикально, а узкая синклиналиная складка – основная тектоническая структура Табаиннурского (Ухагольского) месторождения – опрокинута к западу, что в свое время привело к ошибочной интерпретации стратиграфической последовательности слоев, слагающих месторождение [Ильин, 1978].

Все древние фосфатоносные бассейны сохранились на современном эрозионном срезе лишь как реликты некогда более обширных областей распространения фосфатных фаций. Располагаясь на окраинных частях континентальных масс или в пределах микроконтинентов, они в наибольшей степени были подвержены деструктивным процессам, как эндогенным динамотермальным (тектоническим), так и экзогенным (эрозионным). «Останцовый» или реликтовый характер свойственен любому древнему бассейну. Так, КФБ представляет собой сравнительно небольшую (20–100 км) полосу, в пределах которой на дневную поверхность выходит продуктивная чулактауская свита (рис. 9). Она эродирована к юго-западу, перекрыта девонскими и четвертичными осадками на севере и востоке, интродуцирована гранитами на юге. Важно отметить, что в фосфоритах многочисленных месторождений, заключенных в этой полосе, не отмечены какие-либо литолого-фациальные изменения по мере приближения к современным границам бассейна. Это, кстати, приводило к самым противоречивым суждениям о палеогеографии бассейна, разным реконструкциям областей суши и т.п. Таким образом, положение истинных, первичных границ бассейна остается неизвестным.

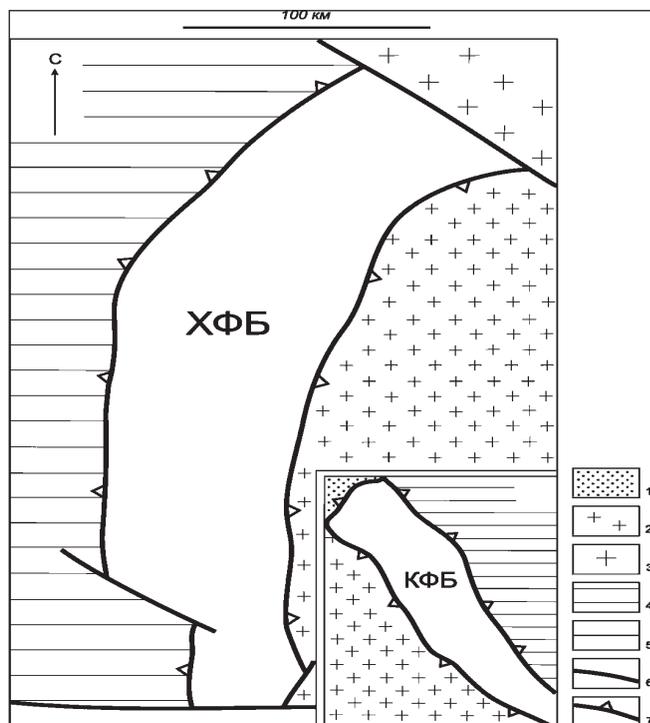


Рис. 9. Хубсугульский (ХФБ) и Каратауский (КФБ) фосфатоносные бассейны – границы в современной структуре. Вне ее фосфатоносные отложения либо эродированы, либо скрыты под покровами более молодых отложений.
1 – четвертичные пески, 2 – доэдиакарские породы, 3 – Сибирский кратон, 4 – девонские отложения, 5 – кембрийские отложения, 6 – разломы, 7 – границы ХФБ и КФБ в современной структуре

ХФБ сравнительно с КФБ сохранился, видимо, более полно, но какая-то часть его скрыта под покровами кайнозойских базальтов, а другая – срезается разломами (см. рис. 9). На самих месторождениях, например, собственно Хубсугульском, Ухагольском, Улеиндабинском и др., пласты фосфоритов на значительном протяжении «запечатаны» под покровом базальтов. ФБД объединяет серию однотипных месторождений, изолированных друг от друга и выходящих на поверхность лишь там, где перекрывающие их доломитовые толщи эродированы (см. рис. 7). Фосфатоносные отложения, скрытые под толщей доломитов, прослеживаются далеко к западу от разведанных месторождений [Cook, 1992].

Несомненно, далеки от первичных или истинных размеров месторождения ФБНГ и всей фосфатоносной провинции северной окраины Индостанского субконтинента, отвечающей альпийско-гималайской шовной зоне [Ильин, 1983б]. Находясь в высоких хребтах Гималаев, они значительно эродированы. Восточная часть этой же шовной зоны, проходя вдоль границы Юньнаньской части ФБЯ и Вьетнама, делит этот богатый фосфоритами регион на две части. Южная часть находится во Вьетнаме, где выделялся как Лаокайский бассейн, сложенный кристаллическими апатит-диопсид-тремолитовыми породами считавшимися протерозойскими. Позже [Ильин, 1990] было показано, что Лаокайский бассейн некогда был единым с Янцзыйским, и является тектоническим отторженцем последнего. Во Вьетнаме фосфориты испытали интенсивную термодинамическую переработку, а в Китае они не затронуты метаморфизмом.

ФБЯ занимает в современной структуре весьма обширное пространство, видимо, близкое к его первичным, истинным очертаниям. На западе, где этот бассейн ограничен обширным массивом суши, местами выявляются прибрежные фации фосфатоносных отложений. К востоку ФБЯ сменяется столь же обширным черно-сланцевым бассейном Цзяннань [Ильин, 1990] эдиакарского возраста, в пределах которого черные (горючие) сланцы вмещают конкреционные фосфориты, т.е. на платформе Янцзы сохранился полный седиментационный профиль эдиакарских (синийских) отложений – от прибрежных на западе до отложений внешней части шельфа на востоке. Таким образом, ФБЯ можно считать наиболее полно сохранившимся на современном эрозионном срезе из всех эдиакарских фосфатоносных бассейнов.

Фосфориты ФБД распространены также на весьма обширной площади, однако почти повсеместно они не выходят на дневную поверхность, оставаясь перекрытыми мощной толщей кембрийских доломитов и выявляясь лишь в керне скважин. По общим геологическим соображениям и незначительным тектоническим дислокациям в фанерозое контуры бассейна в современной структуре, видимо, близки к его первичным очертаниям.

Размеры отдельных месторождений древних фосфоритов в ряде случаев реконструируются довольно достоверно, особенно в пределах ФБД. На месторождении Вонарах, выходящем по большей части на поверхность и разбуренном по сетке 1*1 км, со вскрышей не более 30 м, установлено, что горизонтально залегающая фосфатоносная пачка имеет в плане овальную форму с общей площадью около 300 км² при длине и ширине соответственно 20 и 15 км. Мощ-

ность ее в раздуве, отвечающем центральной части овала, достигает 19 м, при этом содержание P_2O_5 минимально (10%). Пачка тупо выклинивается к периферии, замещаясь бесфосфатными кремнями и алевролитами, что сопровождается резким уменьшением содержания полезного компонента по краям залежи – от 20–25% до нескольких процентов фосфорного ангидрида на расстоянии 100–200 м [Novard, 1990]. Месторождение приурочено к юго-восточному склону докембрийского поднятия, которое обрамляет с запада прогиб Ундилла. Считается, что оно формировалось в лагуне, несколько изолированной от морского бассейна.

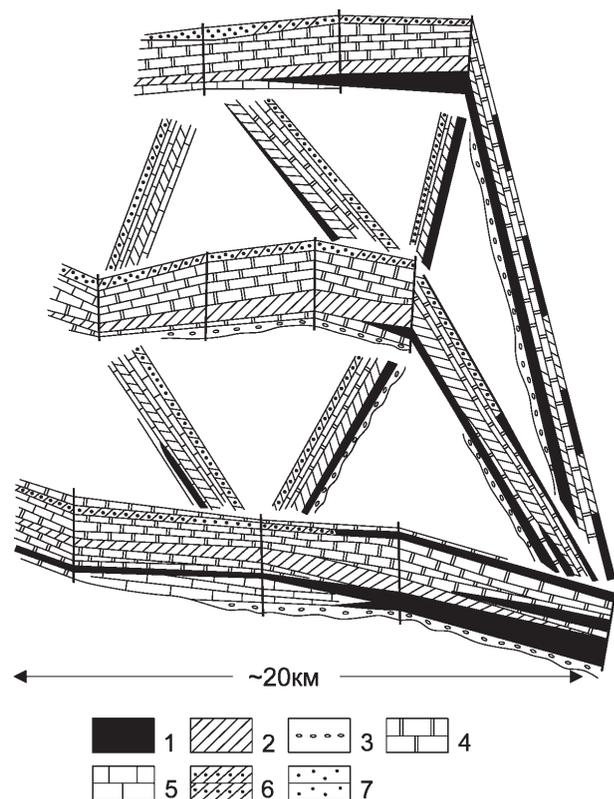


Рис. 10. Пространственная диаграмма, иллюстрирующая размеры Хубсугульского месторождения.

1 – фосфориты нижней (основной) пачки хесенской свиты, 2 – кремни, 3 – подфосфатная пачка: красные и зеленые сланцы, 4 – доломиты, 5 – известняки, 6 – брекчиевидные кремни, 7 – песчанниковые фосфориты верхнего горизонта хесенской свиты

Месторождение Коджари, располагающееся в западной, наименее деформированной части ФБВ, по данным бурения, имеет в плане форму сплюснутого овала с осями 2 и 7 км при мощности продуктивной пачки, меняющейся от 4–8 до 15 м и также тупо выклинивающейся, замещаясь черными пиритиносными сланцами. Как фосфориты, так и вмещающие породы местами сильно латеритизированы. Минимальное содержание фосфорного ангидрида – 18%. Месторождение располагается в том месте, где шельф осложнен валлообразным поднятием.

С гораздо меньшей достоверностью реконструируются размеры тектонически деформированных месторождений. Так, на крупнейшем в ХФБ Хубсугульском месторождении продуктивная свита образует узкую сжатую меридионально ориентированную синклиналию складку (Хесенская синклинали) с опрокинутым восточным крылом, обрезающимся Прибрежным разломом. На восточном крыле складки обнаружены зернистые фосфориты с терригенной примесью кварца и появляются характерные песчанниковые фосфориты и фосфатсодержащие песчаники.

Восточное выклинивание залежи фосфоритов, скорее всего, приходилось на современное озеро Хубсугул. Западное выклинивание находится примерно в 20 км от восточного, что изображено на рис. 10, где хесенская синклинали «выпрямлена» до горизонтального состояния пластов.

На севере и юге фосфориты замещаются бесфосфатными доломитами. Протяженность залежи по простиранию достигает 20 км. Западное выклинивание залежи имеет довольно сложную конфигурацию. В южной части залежь наиболее протяженная (~20 км), в средней – не более 8 км, а на севере – около 10 км. К северу и югу она постепенно замещается убогими фосфоритами. Пласт кремней, перекрывающий основную нижнюю часть фосфатносной свиты, также утоняется к западу и на удалении от месторождения полностью выклинивается.

Гляциальные отложения к западу также выклиниваются. Вероятно, они были эродированы до фосфатной трансгрессии. Возможно, что район, прилегающий с запада к месторождению, принадлежит к области ледниковой экзарации, так как еще далее к западу в хребте Хоридулин и в Дархатской котловине никаких гляциальных отложений не обнаружено. Таким образом, в «расправленном» виде Хубсугульское месторождение представляет собой залежь субквадратной формы в плане со стороной около 20 км, постепенно выклинивающейся к западу, и ограниченную с

востока поднятием фундамента, что фиксируется появлением к востоку терригенных фаций.

Для фосфоритов западной зоны фосфатных фаций характерно господство бесструктурных слоистых разностей с более высоким содержанием $C_{орг}$, что явно свидетельствует о более мористом положении ее в седиментационном профиле. Как следует из рассматриваемых ниже фациальных изменений продуктивной хесенской свиты, эта обширная залежь не была гомогенной, меняясь как по простиранию, так и в латеральном направлении, по мощности пластов фосфоритов и разделяющих их доломитов, содержанию полезного компонента и другим параметрам.

Крупнейшее месторождение ФБЯ Куньянское (провинция Юньнань), разрабатывающееся с середины прошлого века, приурочено к антиклинальной складке, погружающейся к западу. Фосфориты разведаны по обоим крыльям – северному и южному, падающими под углом не более 30° . Протяженность фосфатоносной пачки, состоящей из двух сближенных пластов богатых ($30\% P_2O_5$) фосфоритов мощностью 5 м каждый, по обоим крыльям не менее 20 км. Данных о том, в какой мере эродирована складка и о поведении продуктивной пачки по падению нет. Строение ее по обоим крыльям довольно сходно. Таким образом, фосфатная залежь на Куньянском месторождении протягивается на расстояние не менее 20 км при ширине около 10 км. Она приурочена к небольшой карбонатной платформе с раннесинийским фундаментом, который перекрыт позднесинийскими доломитами. Платформа располагается между двумя конседиментационными поднятиями, намечая южное замыкание или локальное сужение фосфатоносного бассейна Янцзы [Ильин, 1983а]. Месторождение Лейбо, расположенное в 400 км севернее Куньянского, также занимает площадь около 200 км². В отличие от последнего, фосфоритовые пласты месторождения (до четырех) рассредоточены в толще доломитов, разделяясь, как и на месторождениях ХФБ, фосфатсодержащими (2–5% P_2O_5) доломитами.

В целом эдиакарские месторождения, несмотря на то, что они в какой-то степени эродированы, отличаются весьма значительными размерами. Протяженность их по латерали достигает 20 км, но вряд ли превышает эту цифру. По простиранию фосфоритовые залежи иногда прослеживаются на протяжении до 30 км. Размеры месторождений определяются синседиментационными структурами подстилающих отложений.

Специфичность седиментогенеза в неопротерозое и осадочное выполнение фосфатоносных бассейнов

Отложения криогенного и эдиакарского периодов неопротерозоя отличаются особенностями, отражающими специфические геологические события, происходившее на заре фанерозоя. На рис. 11 показаны строение и состав неопротерозойских отложений на трех примерах: 1) «геосинклинали» Аделаида (Австралия), где был учрежден стратотип эдиакарской системы [Knoll et al., 2004], 2) платформы Янцзы (Китай) и 3) Тувино-Монгольского массива (Тува и Монголия).

1. На юго-востоке Австралии в верхней половине аделаидской серии, возраст основания которой примерно 1000 млн лет [Hovard, 1990], выделяются два комплекса отложений, называемые группами: нижняя – Умбертана и верхняя – Вилпена. Нижняя группа относится к криогенному периоду, охватывая гляциальные отложения выделенных здесь стертского и мариноанского оледенений. Межгляциальная формация Виллока замечательна горизонтами железистых кварцитов, а также присутствием желваковых фосфоритов, которые эксплуатировались до открытия месторождений ФБД. Верхняя группа начинается с доломитов Нуккалена, которые приняты в стратотипе за основание эдиакарской системы [Knoll et al., 2004]. Доломиты с незначительным перерывом залегают на тиллитах мариноанского оледенения и, в отличие от двух других рассматриваемых ниже регионов, маломощны, сменяясь вверх по разрезу терригенными отложениями формации Хаукер, верхи которой датируются уже кембрием.

В стратотипическом разрезе группы Нуккалена установлены типичные представители эдиакарских организмов, которые представлены разнообразными, крупными, резко скульптурированными (орнаментированными) акритархами.

2. На платформе Янцзы неопротерозойские (синийские) отложения четко разделяются на две части – нижнюю, относящуюся к криогенному периоду, и верхнюю – эдиакарскую. В нижней части выделяются две гляциальные формации – Чонган и Наньто – и разделяющие их интергляциальная Фулу. Первые две коррелируются, соответственно, со стертским или рапитанским оледенением

ЭРА		СИСТЕМА	ГРУППА	ФОРМАЦИЯ	РАЗРЕЗ	МОЩНОСТЬ, М	ВОЗРАСТ, МЛН ЛЕТ
НЕОПРОТЕРОЗОИ							
		ЭДИАКАРСКАЯ	ВИПЕНА	МАРИ-НУКА-ЛЕНА		300	542 Pb-Pb
		КРИОГЕННАЯ	УМБЕРТАНА	ВИЛЛОКА		100	630 U-Pb 635 Pb-Pb
				СТЕРТ		150	125 Pb-Pb

ФОРМАЦИЯ		РАЗРЕЗ	МОЩНОСТЬ, М	ВОЗРАСТ, МЛН ЛЕТ
ЧОНГАН				
			110	741
ФУЛУ				
			80	589 Pb/Pb ³⁸⁸ 584 Lu/Hf
НАНЬТО				
			100	
ДУШАНЬТО				
			>250	

СВИТА (СЕРИЯ)		РАЗРЕЗ	МОЩНОСТЬ, М	ВОЗРАСТ, МЛН ЛЕТ
ТЕХЕМСКАЯ СВИТА				
			>2000	765 U-Pb
МУГУРСКАЯ СВИТА				
			1000	
САГИЛЕНСКАЯ СЕРИЯ				
			3000	

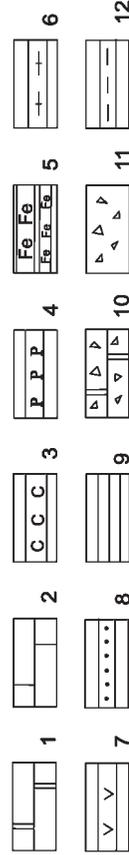


Рис. 11. Неопротерозойские отложения «геосинклинали» Аделаида (Австралия), платформы Янцзы (Китай) и Тувинно-Монгольского массива (Россия – Монголия) 1 – доломиты, 2 – известняки, 3 – черные сланы, 4 – фосфориты, 5 – железистые кварциты, 6 – гнейсы, 7 – амфиболиты, 8 – песчаники, 9 – алевролиты, 10 – дырчатые сланцы, 11 – тиллиты, 12 – метаэффузивы

и мариноанским (варангерским или лапландским) оледенением. Формация Фулу характеризуется широким распространением железистых кварцитов (741 млн лет) и марганцевых руд.

Железистые кварциты неопротерозоя, довольно широко распространены на Земле, на платформы Янцзы представлены наиболее полно, образуя довольно крупные промышленные месторождения на севере провинции Гуанси, на юге Хунани и западе Цзянси. Для межгляциальных отложений характерно также появление марганцевых месторождений. На платформе Янцзы примером их может служить месторождение Сянь-Тань в Хунани [Бушинский, 1966].

Формация Наньто сложена тиллитами (635 млн лет по U-Pb методу) и непосредственно подстилает доломиты Душаньто, начинающие эдиакарский разрез карбонатной платформы Янцзы. Основание ее датируется по U-Pb методу 628 млн лет [Yin et al., 2005]. В отличие от Австралии, доломиты здесь довольно мощны.

3. В Тувинно-Монгольском массиве, в восточной части которого находится ХФБ, неопротерозойские отложения также имеют двухчленное строение. К нижней части относятся терригенные породы, метаморфизованные в субгранулитовой фации. В верхах ее располагаются железистые кварциты Эрзинского железорудного бассейна [Ильин, Моралев, 1956] с U-Pb возрастом 765 млн лет [Ильин, 2009], т.е. близкие по возрасту железистым кварцитам платформы Янцзы. К верхней части разреза относится трехкилометровая карбонатная толща (хубсугульская или сангиленская серия), доломитовая внизу и известняковая в верхней части разреза. Последняя содержит археоциаты и трилобиты низов кембрия [Коробов, 1980], а нижняя часть ее, вероятнее всего, принадлежит к эдиакарской системе.

Гляциальные отложения между терригенной и карбонатной частями разреза в Туве не описаны, но в Монголии, на востоке массива в ХФБ, они изобилуют.

ХФБ располагается непосредственно к западу от оз. Хубсугул, в пределах южного замыкания Байкальской рифтовой системы (рис. 12). По западному берегу озера прослеживается мериди-

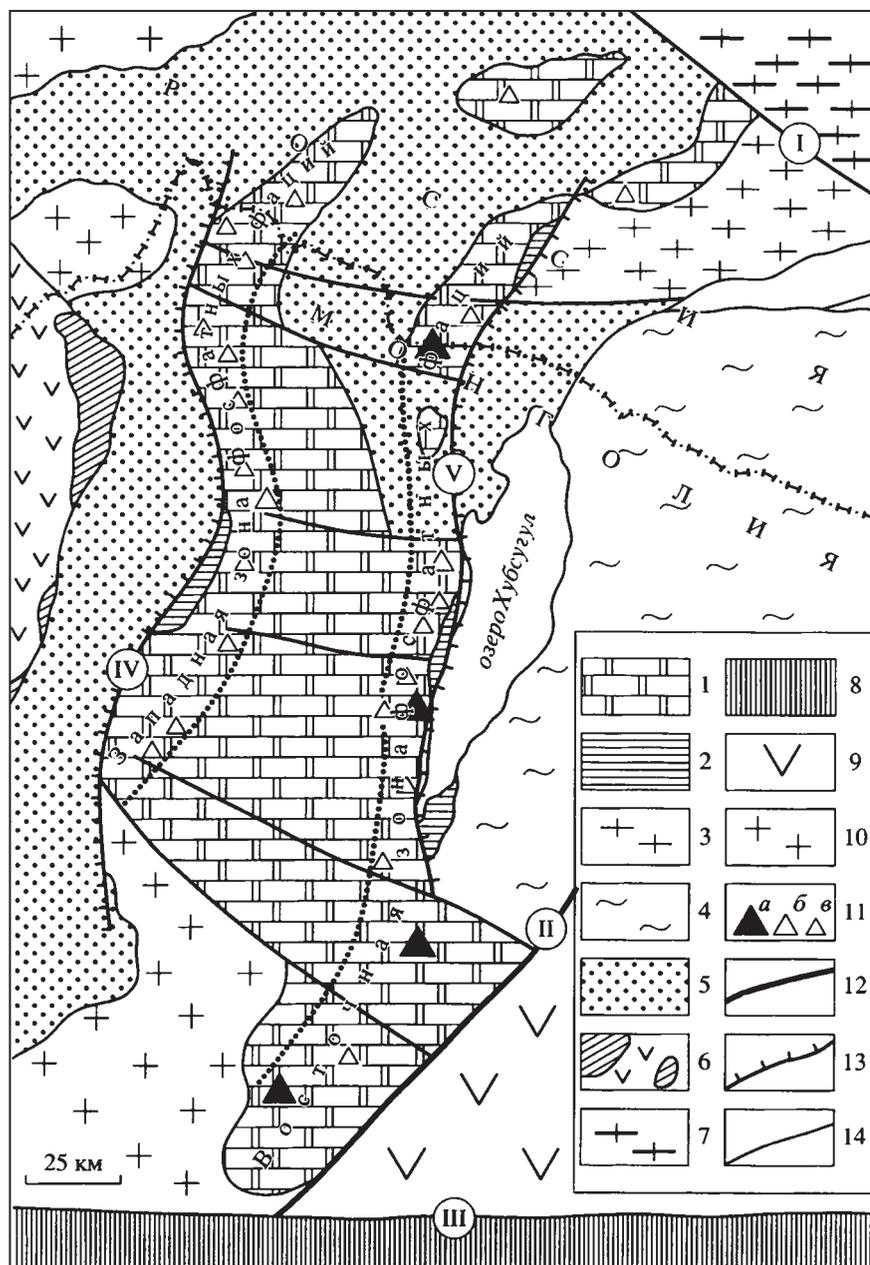


Рис. 12. Схема геологического строения Хубсугульского бассейна и окружающих территорий.

анально ориентированная зона разлома, по которому фосфатносные отложения и пласты фосфоритов Хубсугульского, Ухагольского и других месторождений восточной зоны фосфатных фаций запрокинуты к западу. На север фосфатносные эдиакарские отложения по Большому Саянскому разлому притыкаются к Сибирскому кратону, а на юге – по древней зоне разлома, обновленной землетрясением 1905 года, граничат с раннемезозойским Орхон-Селенгинским поясом мезозойской активизации, южнее которого располагается Дзабханский массив или микроконтинент (см. рис. 5). Бассейн выполнен преимущественно эдиакарскими доломитами, слагающими Хубсугульскую серию. В низах этой серии над гляциогенными образованиями расположена фосфатносная хесенская свита (см. рис. 12).

Гляциальные отложения, подстилающие фосфориты ХФБ, наблюдаются на всех без исключения месторождениях бассейна, но, по-видимому, отсутствуют в пределах Дархатской впадины. В современном рельефе как элемент кайнозойской байкальской рифтовой системы эта впадина составляет осевую часть бассейна. В древней (раннепалеозойской) тектонической структуре на месте впадины располагался антиклинорий, разделявший Хубсугульский синклинорий [Ильин, 1973] на две части – западную и восточную, что примерно отвечает западной и восточной зонам фосфатных фаций ХФБ. Обе зоны служили аренами накопления гляциальных и флювиогляциальных отложений, в то время как осевая часть бассейна была, по-видимому, относительно поднятой и испытывала ледниковую экзарацию. В Дархатской впадине доломиты Хубсугульской серии по резкой границе контактируют с

1, 2 – эдиакарские отложения: 1 – хубсугульская серия – доломиты, заключающие фосфатносную хесенскую свиту, 2 – дархатская серия – аркозы; 3–6 – древние комплексы фундамента: 3 – гранулиты Гарганской глыбы (протерозой), 4 – кристаллические сланцы и мраморы Хамардабана и Восточного Прикосоголя (мезопротерозой), 5 – граувакки и андезит-дацитовые вулканы Окинской серии (неопротерозой), 6 – офиолиты Шишхидской дуги (неопротерозой); 7–9 – обрамление Тувино-Монгольского массива: 7 – Сибирская платформа, 8 – Дзабханский (довендский) микроконтинент, 9 – Джидинская океаническая зона (неопротерозой); 10 – раннепалеозойские гранитоиды; 11 – месторождения фосфоритов и фосфатопроявления: а, б – крупные месторождения: (а – разведанные, б – неразведанные), в – фосфатопроявления, 12 – шовные (аккреционные) зоны: I – Большой Саянский разлом, II – Аригингольский разлом, III – Хангай-Хентейский разлом (линия землетрясения 1905 г); 13 – надвиги, обрамляющие Хубсугульский бассейн; IV – Хугеингольский, V – Прибрежный; 14 – древние разломы в фундаменте, определяющие блоковое строение бассейна

терригенными породами дархатской серии, в то время как к западу и востоку от нее породы двух серий разделены гляциальными образованиями, представленными двумя горизонтами.

Нижний горизонт сложен микститами с угловатыми обломками пород разного состава, включая граниты, диабазы, серпентиниты. Обломки местами сгружены, местами, наоборот, беспорядочно рассеяны. Обломки доломитов несколько более окатаны, имеют характерную оранжевую внешнюю корочку, оставаясь белыми на сколе. Они по большей части слагают друпстоуны, падавшие на дно ледниковых водоемов из таявших айсбергов. Донные отложения ледниковых озер, сложенные тонким терригенным материалом, к этому времени были уже несколько литифицированы (рис. 13). В силу этого друпстоуны непрочны связаны с вмещающими их донными осадками и выпадают из них при выходе пород на дневную поверхность, оставляя на своем месте угловатые отверстия в сланцах, названных «дырчатыми сланцами» [Ильин, 1973].

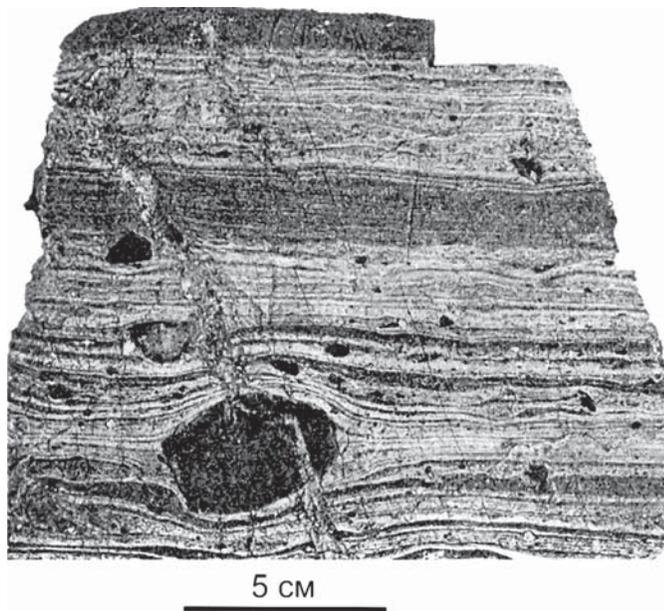


Рис. 13. Друпстоун (слева внизу) в варвите (ленточная глина), вызывающий изгибание слоев глин под его тяжестью, в то время как слои над друпстоуном огибают его. Верхняя часть дархатской свиты. Хребет Хоридулин, у впадения в р. Арасан ручья Бага Цаган-гол

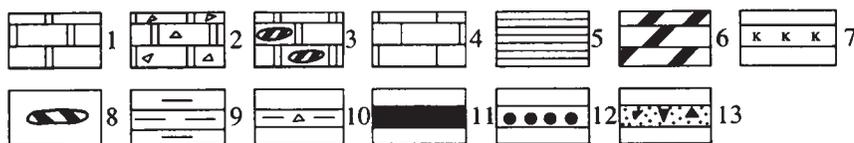
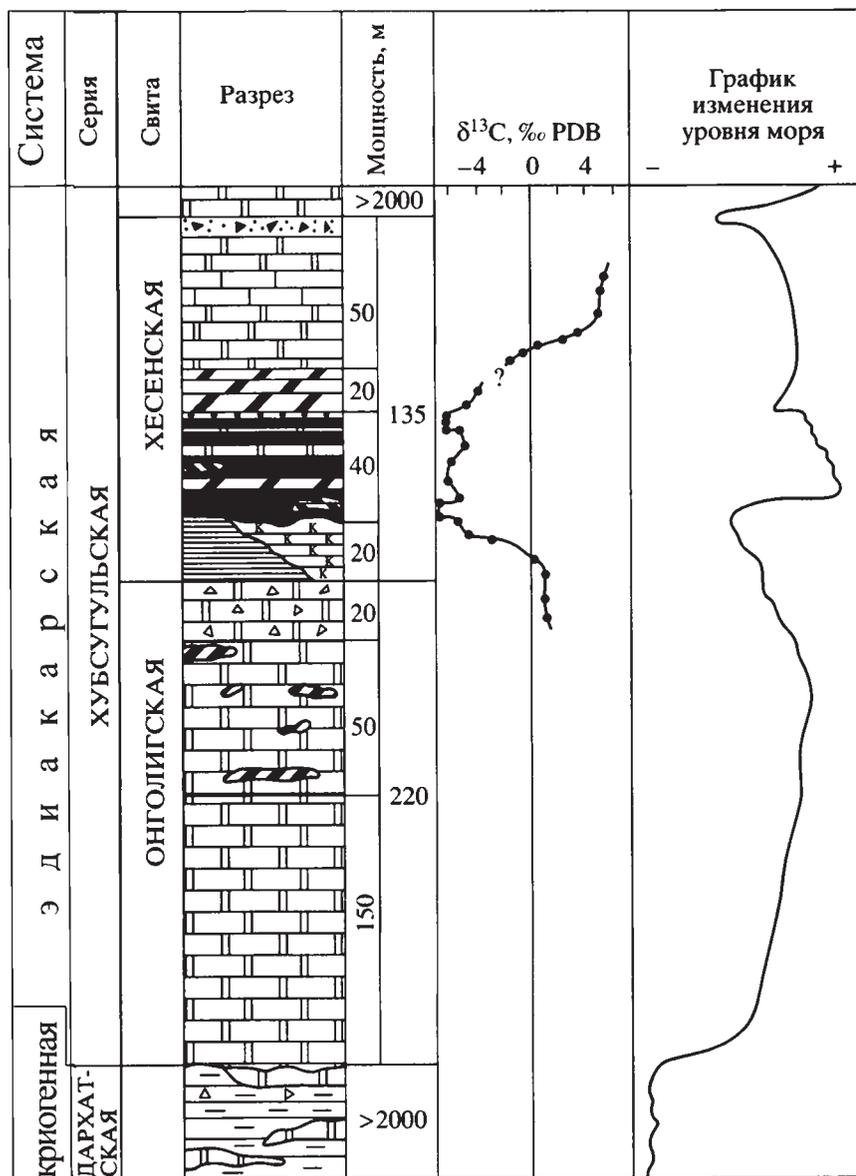
Нижний горизонт отделяется от верхнего 50-ти метровой пачкой доломитов, которые, в отличие от «надфосфатных» доломитов, изобилуют неправильными включениями (1–10 см) кремня, выступающими на поверхности и облегчающими передвижение наблюдателя по крутым голым скользким склонам, сложенным доломитами. Последние всегда брекчированы и иногда наблюдаются в виде крупных глыб.

Верхний горизонт сложен также микститами, отличаясь господствием доломитов среди крупных обломков. Он имеет мощность не более 30 м.

Два эти горизонта, скорее всего, являются фазами единого лапландского мариноанского оледенения, хотя нельзя исключать и принадлежность нижнего горизонта к более древнему – стертскому оледенению. Обломки пород в тиллитах разнообразны по составу, форме и степени окатанности. Характерны обломки механически стойких пород, имеющих форму и размеры утюга, с довольно плоской поверхностью широкой его стороны. Помимо диамиктитов встречаются и глинистые отложения – варвиты, формировавшиеся на дне ледниковых озер – тонкослоистые породы, в которых несколько более грубозернистые прослоечки чередуются с тонкозернистыми, видимо, отражая влияние зимних и летних условий сноса [Осокин, Тыжинов, 1998].

Нижняя граница ледниковых отложений довольно постепенная, возможно, в силу того, что подстилающие породы также подверглись влиянию ледников. Верхняя граница – очень резкая. На восточном фланге Хубсугульского месторождения основной нижней десятиметровый пласт фосфоритов отделен от верхнего тиллитового характерной выдержанной пачкой черных тонкоплитчатых известняков, обогащенных S_{org} мощностью в несколько десятков метров, резко отличающихся от светлых надфосфатных доломитов. Появление этой известняковой пачки среди доломитов остается загадочным. Можно лишь предполагать, что она знаменует начало «фосфатной» трансгрессии [Hendrix, Bayers, 2000], биопродуктивность которой была еще недостаточной для массового накопления органического вещества, что наступило несколько позже, по мере развития трансгрессии (рис. 14).

В Монголии, помимо ХФБ, древние ледниковые отложения известны в Дзавхинском массиве или микроконтиненте (см. рис. 5). Здесь также выделяются два горизонта диамиктитов, верхний из которых по резкой границе сменяется мощной доломитовой толщей (цаганоломская свита), эквивалентной по стратиграфическому положению и возрасту хубсугульской серии. Доломиты в низах



разреза несколько фосфатизированы. Предполагается [Lindsay et al., 1996], что доломиты цаганоломской свиты Дзобханского микроконтинента накапливались после стертского оледенения (730 млн лет). Это вряд ли вероятно, так как они по всем критериям параллелизуются с хубсугульской серией, которая формировалась вслед за мариноанской гляциацией [Ильин, 1982].

На востоке ХФБ изобилуют выходы брекчированных кремнистых доломитов, не прослеживающихся по простиранию, вероятно представляющих собой гигантские блоки пород, оторванных от ложа и перемещенных ледником. Ледниковые отложения в своем распространении тяготеют к древним рифтам [Ильин, Волков, 1978].

В ХФБ, КФБ, ФБЯ и ХФД для гляциальных и флювиогляциальных отложений, подстилающих фосфатонесные свиты, весьма характерно сочетание вишнево-красных, красно-бурых и темно-зеленых окрасок. Так, в ХФБ, непосредственно под фосфоритами лежит «красная» подфосфатная пачка (см. рис. 14). Подобные цвета подстилающих фосфориты пород типичны для ФБЯ. Вероятно, они связаны с окислением пылевидной вкрапленности сульфидов, насыщающей эти породы. Сульфидная вкрапленность образовалась еще в условиях анокии при гляциации, а окисление сульфидов и выветривание пород, освободившихся ото льдов, происходило непосредственно после их таяния. «Красные» алевролиты разделяют фосфориты серии Битл Крик от подстилающих тиллитов формации Маунт Хендри [Keyzer de, Cook, 1972]. В КФБ в верхах кыршабактинской свиты непосредственно под фосфатонесной чулактауской выделяются пестроокрашенные конгло-брекчии и пачка красных и зеленоватых алевролитов и песчаников [Путеводитель..., 1984].

Сходны по характеру и набору пород неопротерозойские гляциальные отложения и других континентов, особенно широко развитые в Африке. В странах центральной Африки в составе супергруппы Катанга выделяются две толщи диамиктитов с возрастом 760 и 665 млн лет, коррелирующихся со стертским и мариноанс-

Рис. 14. Литолого-стратиграфический разрез эдиакарских отложений, распределение $\delta^{13}\text{C}$ в породах хесенской свиты и график изменения уровня моря.

1 – доломиты, 2 – брекчиевидные доломиты и тиллиты, 3 – доломиты с желваками кремня, 4 – известняки, 5 – черные глинистые сланцы и тонкоплитчатые известняки, обогащенные Сорг, 6 – черные кремни, 7 – «красная» (подфосфатная) пачка, 8 – светлые опоковидные кремнистые породы, 9 – аркозовые песчаники, 10 – «дырчатые» сланцы, 11 – бесструктурные слоистые фосфориты, 12 – зернистые фосфориты, 13 – песчанниковые фосфориты

ким оледенениями [Robb, 2004]. Межледниковые отложения вмещают магнетитовые кварциты. Известный Катангский или Конголезский медный пояс со стратиформными месторождениями меди и кобальта также располагается среди межгляциальных отложений, представленных сланцами и песчаниками, обогащенными $S_{орг}$. Верхняя гляциальная толща, как и везде, перекрывается доломитами, вмещающими крупные также стратиформные месторождения свинца и цинка. В западной Африке известны ледниковые отложения и сохранились даже некоторые формы рельефа, созданные древними ледниками. В каждом из месторождений ФБВ фосфориты залегают непосредственно на тиллитах, как в тектонически деформированной, так и в недеформированной частях бассейна [Flicoteaux, Trompette, 1998].

Севернее древние ледниковые отложения выходят по периферии синеклизы Таудени. В Алжире, на северной оконечности бассейна, сохранились конечные морены ледников в виде асимметричных гряд высотой около 50 м и шириной около 0,5 км, сложенные грубыми несортированными породами. Поверхность этих гряд покрыта 1–2-метровым слоем брекчированных доломитов, которые подстилают строматолитовые фосфориты. В пространстве между отдельными столбчатой формы водорослями, выполненном доломитом, встречаются зерна глауконита, линзы барита и кристаллы гипса. Здесь, как и в других районах, строматолитовые фосфориты формировались в мелководных лагунах, периодически отшнуровавшихся от основного бассейна. Южнее, в Намибии широко распространены диамиктиты, содержащие исштрихованные валуны гранитоидов и других пород. Данные о возрасте диамиктитов противоречивы, но по большей части укладываются в интервал 632–595 млн лет, т.е. отвечают мариноанскому оледенению. На западе Африки гляциальные диамиктиты непосредственно подстилают фосфориты крупных месторождений ФБВ – Тапоа, Мекру и Коджари. Данные о возрасте их также противоречивы: от 660 до 595 млн лет по Rb/Sr методу [Flicoteaux, Trompette, 1998].

В Канаде железистые кварциты группы Рапитан (755–730 млн лет) также заключены между двумя гляциальными толщами. Они содержатся в гляциальных микститах, изобилующих гравелитами и валунами. Характерно почти полное отсутствие вулканитов и карбонатных пород. Последние появляются лишь в кровле верхней гляциальной толщи.

Подобная же последовательность гляциальных отложений, перемежающихся с межгляциальными, содержащими железис-

тые кварциты, и карбонатных, преимущественно доломитовых, в которых заключены не только фосфориты, но и стратиформные месторождения полиметаллов, железа, марганца, характерна для ФБВ в центральной Бразилии [Dardenne, Trompette, 1986]. На территории ФБВ древние ледниковые отложения выделяются в формации с разными названиями. Одна из них – Джекутай – начинается разрез группы Бамбуи, отделяясь от подстилающих пород мезопротерозоя значительным перемывом, видимо, захватывающим большой промежуток времени. В Бразилии на обширных пространствах наблюдается исштрихованное ложе древнего ледника (glacial pavement), сложенное древними породами. На этой поверхности местами сохранились невысокие (5–10 м) гряды и понижения рельефа. Формация сложена микститами или диамиктитами с зеленоватой глинистой матрицей и обломками кварцитов, доломитов, кремней, гнейсов и др.

В Низких Гималаях Индии издавна были известны тиллиты формации Блайни, отнесенные Ауденом к Гондванскому оледенению. Последующее открытие ФБНГ показало, что они лежат под фосфоритами месторождения Массури [Phosphate..., 1989].

Тиллиты и другие гляциальные отложения известны во всех эдиакарских фосфатоносных бассейнах, подстилая доломиты, вмещающие фосфатоносные свиты. В Австралии, помимо описанных выше, в стратотипическом разрезе эдиакарской системы тиллиты широко развиты на юго-востоке континента и на севере, в пределах ФБД. Выделяемая здесь «подфосфатная» формация Маунт Бирни содержит типичные тиллиты в основании и наблюдается на некоторых месторождениях бассейна [Phosphate..., 1989].

Формация Маунт Хендри залегает с перерывом и резким несогласием на докембрийском фундаменте и постепенно сменяется вверх доломитами основания фосфатоносной формации Битл Крик. Первая содержит брекчиевидные, очень слабо сортированные угловатые обломки пород, различных по составу и величине и характеризуется, как в ХФБ, не сплошным, а локальным распространением, так что не на всех месторождениях фосфоритов ФБД она развита. Мощность ее непостоянна и зачастую не превышает нескольких метров, но увеличивается в тех местах, где ледниковые отложения сменяются флювиогляциальными песками. Каких-либо данных о возрасте формации Маунт Хендри нет. Предположительно она считается предкембрийской [Keyzer de Cook, 1972].

Приведенные примеры охватывают все континенты и свидетельствуют о том, что неопротерозойские отложения повсюду

состоят из двух комплексов разнородных отложений. Нижний содержит не менее двух гляциальных формаций и разделяющую их интергляциальную толщу, характеризующуюся появлением железистых кварцитов, и верхний карбонатный, преимущественно доломитовый, местами вмещающий продуктивные фосфатонесные свиты, в большинстве бассейнов расположенных у основания доломитов.

Исследования последних лет [Barford et al., 2002; Yin et al., 2005; и др.] показали близость возраста тиллитов мариноанского оледенения, например, тиллитов Наньто (635 млн лет), лежащих на них доломитов (628 млн лет) и фосфоритов (599 млн лет), причем местами фосфориты непосредственно залегают на тиллитах (ФБЯ).

Тесное сочетание тиллитов с фосфоритами казалось парадоксальным. Наблюдавший это в Юньнани Г.И. Бушинский [1966] отнес породы формации Наньто к пролювию. П.Кук допускал большой временной интервал, в несколько сот млн лет между теми и другими, считая, что за это время та или иная плита могла переместиться из высоких широт в низкие, где и проходил фосфогенез [Cook, 1992]. Приведенные выше данные не подтверждают подобные объяснения и заставляют рассмотреть подробнее вопрос о неопротерозойском оледенении.

Тиллиты впервые были обнаружены и описаны в районе ущелий Янцзы фон Рихтгофеном и Блекуэйдером задолго до открытия фосфоритов. Позже Ли Сыгуан [1952] выделил их как формацию Наньто. Эти открытия, а также находки древних тиллитов в странах Северной Европы послужили для В. Харланда [Harland, 1964] и других исследователей основанием для идеи о протерозойском оледенении, причем В. Харланд считал его глобальным, что в последние годы было подтверждено и обосновано новыми данными американских геологов [Hoffman et al., 1997; Hoffman, 2001 и др.]. Для древних гляциальных отложений стали широко применяться термины микститы и диамиктиты, как плохо сортированные породы с беспорядочно рассеянными крупными угловатыми включениями разнородных пород, названных дропстоунами. Тиллиты Наньто содержат валуны твердых пород местного происхождения, испещренных перекрещивающейся штриховкой, заключенные в глинах. Ли Сыгуан назвал эти породы валунными глинами и считал их весьма сходными с глинами лапландского оледенения северо-западной Европы. Помимо собственно ледниковых образований, в составе формации Наньто изобилуют и флювиогляциальные косослоистые пески, содержащие гравийный материал.

Платформа Янцзы является лишь частью гораздо более обширной области распространения древних ледниковых отложений, включающей Сино-Корейскую и Таримскую платформы, горные сооружения Тянь-Шаня в Таджикистане и Киргизии, а также Казахстане. Эта область объединяет тектонически разнородные элементы, которые в криогенный период отстояли достаточно далеко друг от друга, демонстрируя тем самым весьма значительные масштабы древнего оледенения.

Приведенная региональная характеристика неопротерозойских гляциальных отложений свидетельствует о глобальном распространении оледенения, равно как и о существовании нескольких его эпох. В некоторых регионах предполагается четыре или пять эпох, расчлененных межгляциальными эпохами. В других выделяются две эпохи. В целом остается еще много вопросов по корреляции ледниковых отложений, развитых на различных континентах, что осложняется подчас противоречивыми данными их абсолютного возраста. Наиболее вероятной представляется модель двухстадийного оледенения – стертского и мариноанского. Однако данные о возрасте первого весьма противоречивы – даже в стратотипе – от 750 до 685 млн лет [Kendall et al., 2006]. Более определенны представления о возрасте мариноанского (последнего) и наиболее интенсивного оледенения (635 млн лет). Тиллиты такого возраста (формации Наньто, Гуаб и др.) непосредственно перекрываются доломитами.

Карбонатные отложения, сменяющие вверх по разрезу ледниковые, распространены во всех фосфатонесных бассейнах. П. Хофман [Hoffman, 2001; Hoffman et al., 2004] предложил называть их кроющими кеп (cap) доломитами. Они очень широко развиты на всех континентах, встречаясь и за пределами фосфатонесных бассейнов, широко варьируя по мощности и возрасту верхней границы.

Судя по возрасту базальных слоев кеп доломитов (628 млн лет), они начинают разрез эдиакарской системы. Везде для них характерны специфические текстуры, обусловленные деформацией первичной горизонтальной слоистости. Это выражается появлением трубчатых и вигвамообразных (tepee-like structures) образований, внутренняя часть которых изобилует небольшими пустотами, испещрена трещинами, брекчирована. Генетически они объясняются высачиванием газогидратов в начале дегляциации. Кеп доломиты повсюду сопровождаются резкой отрицательной аномалией $d^{13}C$. Они описаны в Австралии [Kennedy, 1996], Западной Африке [Hoffman et al., 2004; Porter et al., 2004] и особенно детально изучены на платформе Янцзы [Jang et al., 2006]. Судя по приведенной

характеристике кеп доломитов с ними чрезвычайно сходны «нижние доломиты» чулактауской свиты КФБ [Путеводитель..., 1984], тем более что в этом бассейне также как и в ФБВ, ФБЯ, ФБД кеп доломиты выше по разрезу сменяются продуктивными (фосфатоносными) свитами, либо непосредственно, либо отделяясь от последних 10—20-ти метровой пачкой обычных горизонтально слоистых доломитов. Во всех бассейнах нижняя и верхняя границы продуктивных свит весьма резко выражены, т.е. под- и надфосфатные доломиты лишены фосфата. Так, детальным опробованием была установлена стерильность на фосфат подстилающих и перекрывающих доломитов хесенской свиты в ХФБ.

Доломиты, подстилающие фосфатоносную свиту, заметно отличаются от перекрывающих. Последние тонкослоисты, «чистые» (содержание MgO 21–22%), лишены кремнистого материала, в то время как первые насыщены кремнистыми включениями неправильной формы, выступающими на выветрелой поверхности. Они более массивны (лишены слоистости) и имеют характерный пятнистый облик на выходах с участками более светлыми и темными. Доломиты, подстилающие фосфориты, несколько богаче $C_{орг}$, чем перекрывающие.

Таким образом, древние фосфатоносные отложения повсюду заключены между двумя характерными литологическими комплексами – нижним гляциальным, представленным тиллитами, диамиктитами, микститами, различными флювиогляциальными отложениями, и верхним, образованным морскими отложениями – доломитами. Лишь в областях ледниковой экзарации гляциальные отложения выпадают из разреза, и доломиты ложатся на более древние породы.

Кеп доломиты распространены как в пределах фосфатоносных бассейнов, так и вне их, например, в Намибии [Hoffman et al., 2004], в миогеосинклинали Аппалачей [Rodgers, 1968] на территории Протеросаяна [Ильин, 1982] и во многих других регионах, лишенных фосфатоносных отложений.

В целом в докембрийской истории всех континентов эдиакарские доломиты выступают как первая эпоха массового карбонатонакопления. Углекислота, минерализованная в этих породах, накопилась в атмосфере в период длительного неопротерозойского оледенения и выпала на землю в виде кислотных дождей во время дегляциации. Интенсивно выветрелое ложе ледников, несомненно, было богато магниезиальными силикатными породами, которые в условиях высокой карбонатной щелочности и дали начало кеп доломитам. В зависимости от палеогеографических особеннос-

тей толщи доломитов в одних регионах лишены сколько-нибудь значительных прослоев бескарбонатных пород. Так, в Тувино-Монгольском массиве мощные толщи доломитов содержат лишь редкие маломощные горизонты кремней и черных высокоуглеродистых сланцев. Еще «чище» и мощнее доломитовые разрезы тамдинской свиты КФБ [Путеводитель..., 1984]. В ФБНГ, в разрезе месторождения Хазара, пачки кремней в доломитах становятся более мощными и частыми. В ФБЯ среди доломитов встречаются прослой глинистых сланцев и песчаников.

В распространении доломитов во времени и пространстве отчетливо выступают две закономерности. Первая состоит в том, что в разрезе постгляциальных карбонатных толщ доломиты, господствующие в их основании, сменяются кверху известняками. Это четко выражено в ХФБ. Тамдинская серия КФБ, перекрывающая продуктивную чулактаускую свиту, нацело состоит из карбонатных пород – доломитов внизу и известняков в верхах свиты.

Другая закономерность заключается в том, что доломиты тяготеют к проксимальной части седиментационного профиля, сменяясь мористее известняками. В Тувино-Монгольском массиве в пределах ХФБ, т.е. на востоке в прибрежной части бассейна, фосфориты содержатся исключительно среди доломитов, а в 150–170 м западнее, в Туве в западной части нагорья Сангилен, – среди известняков [Юдин, 1965].

Известно, что первичные карбонатные осадки состоят из смеси арагонита и низкомагнезиального микритового протодоломита. Агентом диагенетических преобразований этих осадков, приводящим к образованию доломитов, служат грунтовые метеорные воды, областью питания которых является соседняя суша [Land et al., 1975]. Такие воды, высачиваясь на дно моря далеко от берега, вызывают понижение солености при сохранении высокого Mg/Ca отношения, что благоприятствует доломитизации осадка. Дегляциация мариноанского оледенения послужила источником пресных вод, в том числе и грунтовых.

Широкое, глобальное распространение эдиакарских доломитов и их большие мощности подтверждают давно установленную закономерность уменьшения Mg/Ca отношения с течением геологического времени, т.е. увеличение роли доломитов по мере удревнения отложений. Локальным примером этой закономерности служит Алтае-Саянская область, где известняки в сангиленской серии появляются лишь с началом кембрия, так что остатки археоциат и трилобитов везде являются исключительной прина-

длежностью известняковых толщ и никогда не встречаются в более древних доломитах.

А.П. Виноградов и А.Б. Ронов [Vinogradov, Ronov, 1956] установили уменьшение со временем Mg/Ca отношения по статистическим показателям, не учитывая данные по докембрию, т.е. докембрийские породы были исключены из их исследований. Естественно, что господство доломитов среди эдиакарских карбонатов значительно усиливает тренд уменьшения Mg/Ca отношения. А.П. Виноградов пришел также к выводу о том, что доломиты формируются в периоды максимальных по размаху трансгрессий и в условиях больших значений парциального давления углекислоты. Обоим этим условиям удовлетворяют эдиакарские доломиты, равно как и то, что они гармонируют с рассматриваемой ниже теорией П. Хоффмана о глобальном неопротерозойском оледенении.

Тектонически массовое накопление доломитов приурочено к эдиакарским карбонатным платформам. Среди более древних докембрийских отложений доломиты встречаются редко. Таким образом «пик» доломитообразования коррелируется во времени с массовым поступлением углекислоты из атмосферы, а кальция и магния с континентов во время дегляциации.

Фосфатноносные свиты и их фациальные изменения

Фосфатноносными обычно называются те части разреза отложений, выполняющих бассейны, которые содержат фосфориты. К последним Г.И. Бушинский относил породы, содержащие больше 18% P_2O_5 , т.е. ~50% трикальций фосфата. В зарубежной практике они называются фосфатными формациями. Те и другие имеют собственные названия, например чулактауская свита КФБ или формация Нижний Тал ФБНГ. Фосфатноносные свиты различных бассейнов несут яркие черты индивидуальности по мощностям, строению, составу нефосфатных компонентов, что демонстрируется на рис. 15.

Во всех бассейнах верхняя граница свит (формаций) выражена очень четко, так как выше ее породы содержат фосфат лишь на кларковом уровне. Так же отчетлива и нижняя граница. Лишь в КФБ, по данным Э.А. Еганова [Путеводитель..., 1984], ниже ее подстилающие породы содержат рассеянные фосфатные включения.

Положение фосфатноносных свит может существенно варьировать как между разными бассейнами, так и в пределах одного и того же бассейна. Эти вариации невелики для небольших по площади бассейнов, например КФБ, но становятся более значительными для обширных бассейнов, например ФБЯ. В силу этого китайские геологи склонны выделять в пределах ФБЯ две самостоятельные фосфатноносные свиты – синийскую (эдиакарскую) и мейчусунскую (раннекембрийскую).

В месторождениях, расположенных ближе к Палеоокеану, т.е. к предполагаемому материнскому глубоководному бассейну, фосфориты сосредоточены в низах синийской формации Душаньто (Кайяньское и Веняньское месторождения в Гуйчжоу и месторождение Доншаньфен в Хунани). В глубь континента, т.е. северо-западнее, фосфориты поднимаются на стратиграфический уровень позднесинийской формации Денбин, а еще далее к северо-западу и западу на уровень мейчусунского яруса, отвечающего дотрилобитовым слоям раннего кембрия (Юньнаньские и Сычуаньские месторождения, см. рис. 4). В каждом отдельно взятом месторождении или бассейне Янцзы фосфориты встречаются в разрезе лишь однажды, концентрируясь на каком-то уровне, стратиграфическое положение которого варьирует, что связано с

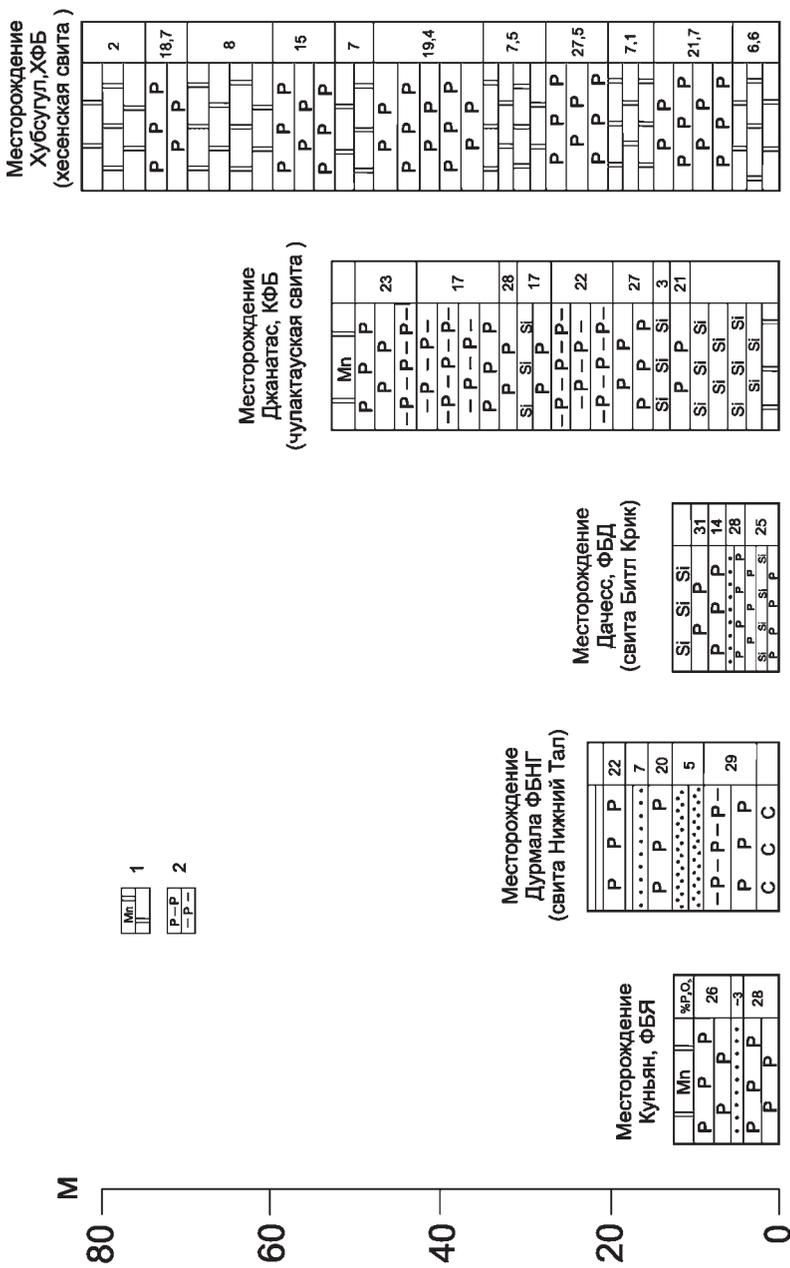


Рис. 15. Мощности, состав и строение фосфатноносных свит некоторых бассейнов.
1 – железно-марганцевые породы, 2 – фосфато-сланцы; другие обозначения см. рис. 12

удалением данного месторождения от края древнего шельфа или глубоководного бассейна и с региональными особенностями конседиментационной тектоники.

П. Ховард [Novard, 1990], детально изучивший фосфатность древних осадочных бассейнов северной Австралии, установил, что возраст фосфоритов с запада (бассейн Визо) к востоку (бассейн Джорджина) и далее к востоку-юго-востоку (бассейны Ундилла и Обан) меняется от раннеордийского к позднеордийскому и далее до позднеюртонтонского, таким образом, месторождения бассейна Джорджина несколько моложе пород бассейна Визо, но древнее бассейна Ундилла. П. Ховард пришел к выводу об омоложении фосфоритов с запада на восток и восток-юго-восток, в соответствии с развитием крупнейшей трансгрессии.

В миогеосинклинальной зоне Аппалачей, где известны небольшие проявления эдиакарских фосфоритов, вмещающие их доломиты также становятся более молодыми к западу, т.е. в направлении Мидконтинента. Аналогичное смещение во времени подошвы карбонатных отложений раннего палеозоя наблюдается и на западе северной Америки, во Францисканской миогеосинклинали на северо-западе Канады [Rodgers, 1968].

Подобным же образом, как было замечено А.В. Казаковым [1937] омолаживаются юрские фосфориты Русской платформы. На западе, в долине Волги, они относятся к келловею, восточнее, в Заволжье – к оксфорду, а далее к востоку, в Башкирии, становятся киммериджскими. Омоложение фосфатноносных отложений с запада на восток здесь также обусловлено развитием позднеюрской трансгрессии от Волги к Уралу.

Фосфатноносным бассейнам поздне меловой-неогеновой эпохи также свойственна миграция фосфатных фаций. Например, седиментационный профиль так называемого северного залива или пролива мел-палеогенового моря Марокко, охватывающего оба крупнейших фосфатных бассейна – Гантур и Улад-Абдун, интерпретируется, исходя из миграции фосфатных фаций. Материнский глубоководный бассейн Тетис располагался севернее. Глубоководная циркуляция в Тетисе осуществлялась с помощью глобального субэкваториального течения благодаря апвеллингу. Воды, поднимавшиеся на шельф, подступали в северный залив с запада. В направлении с запада на восток, от Юсуфии к Бенгериру и далее к Хурибге, разрез фосфатной серии становится все более конденсированным, т.е. менее мощным, но более высокопродуктивным. Одновременно фосфориты смещаются вверх по стратиграфической вертикали, так что из многих маастрихтских пластов западных

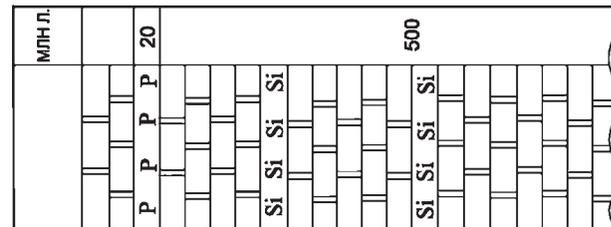
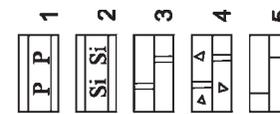
месторождений на Хурибге остаются лишь два верхних. Одновременно положение основного фосфатоносного уровня повышается с запада на восток от маастрихта к монту и далее к ипру и лютету.

Приведенные примеры позволяют заключить, что во всех фосфатоносных бассейнах фосфатоносная свита является единственной во всем разрезе вмещающих ее карбонатных пород, весьма значительных по мощности и зачастую охватывающих огромный промежуток времени (~100 млн лет в КФБ и ФБНГ). Другими словами, фосфогенез был однократным.

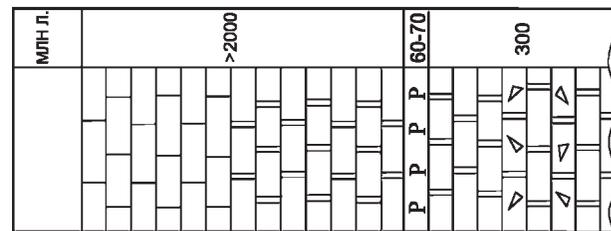
Вариации положения фосфатоносной хесенской свиты (рис. 15) относительно подошвы эдиакарских доломитов отчетливо выражены в ХФБ. На юге она отделяется от гляциогенных «дырчатых сланцев» лишь несколькими десятками метров доломитов. Севернее, на месторождении Улеин-даба, свита удалена от основания доломитовой толщи почти на полкилометра. Еще более значительны по мощности доломиты, подстилающие фосфориты на Ухагольском (Табаиннурском) месторождении. Три упомянутых месторождения расположены в пределах различных по степени консолидации блоков фундамента, что определило различия в режиме тектонических движений, темпе и начале погружения фундамента [Ильин, 1990].

В более крупном масштабе вариации положения фосфатоносной свиты демонстрируются на рис. 16. В КФБ чулактауская свита залегает непосредственно на тиллоидах кыршабактинской свиты [Путеводитель..., 1984]. В ХФБ между гляциальными отложениями верхней части онголитской свиты расположена толща доломитов, мощность которой меняется от одного месторождения к другому от 100 до 300 м. Наконец, в ФБНГ, на месторождении Хазара, фосфориты отделены от тиллитов формации Танаки полукилометровой толщей перемежающихся бесфосфатных доломитов и кремней [Phosphate..., 1989].

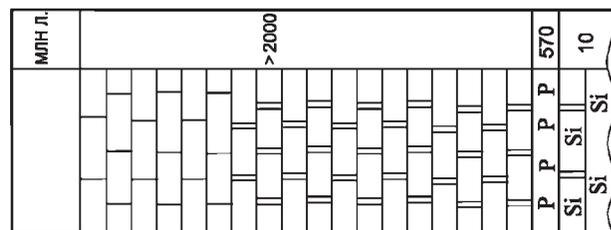
Оценивая вариации стратиграфического положения фосфатоносных свит в глобальном масштабе, следует допускать их разновозрастность, что явствует из раннеэдиакарского возраста фосфоритов месторождения Веньян в ФБЯ (см. рис. 1) и раннекембрийского возраста месторождения Дачесс в ФБД. Первое из этих месторождений является, видимо, наиболее ранним представителем эдиакарского фосфогенеза, а второе – наиболее поздним. Между этими крайними значениями по возрасту располагаются все остальные месторождения и бассейны, так как интегральная длительность эдиакарской эпохи составляла, по-видимому, не менее 60–70 млн лет.



Тиллиты Танаки [Hasan, 1986]



Тиллиты "дырчатые" сланцы дархатской серии [Ильин, 1973]



Тиллоиды Кыршабактинской свиты [Путеводитель..., 1984]

Рис. 16. Стратиграфическое положение фосфатоносных свит, относительно подошвы эдиакарских доломитов и подстилающих их тиллитов. 1 – фосфориты, 2 – доломиты, 3 – кремни, 4 – брекчиевидные доломиты, 5 – известняки

Еще более разнообразны фосфатоносные свиты в отношении строения и состава слагающих их пород, причем конкретные участки того или иного месторождения не характеризуют месторождение в целом и тем более весь бассейн, так как строение, состав, особенно мощность свит, резко меняются.

При всем литологическом разнообразии фосфатоносных свит их можно свести к трем типам.

1. Свиты, в которых среди нефосфатных и фосфатосодержащих пород доминируют доломиты. Типичным представителем являются месторождения ХФБ (см. рис. 14). В хесенской свите этого бассейна выделяются две фосфатоносные пачки: нижняя (основная), в которой сосредоточены запасы ХФБ, и верхняя, сложенная небогатыми песчаниковыми фосфоритами. Они разделены бесфосфатными тонкослоистыми светлыми доломитами, резко отличающимися от массивных пятнистых и брекчиевидных доломитов, подстилающих свиту. Неотъемлемым компонентом хесенской свиты служит выдержанный на всем протяжении бассейна пласт темных сливных бесфосфатных кремней, венчающих нижнюю пачку. В подобных породах в ФБНГ были обнаружены скелетные остатки шестилучевых губок [Mazumdar, Vernerjee, 1998]. В КФБ весьма сходный по составу пласт кремней мощностью 10–12 м присутствует повсеместно. Но он не перекрывает, а подстилает фосфориты, являясь также бесфосфатным. Менее мощные пласты кремней свойственны практически всем продуктивным свитам древних фосфатоносных бассейнов. В них сохраняются от растворения только более массивные скелетные остатки губок, а тонкие спикулы целиком растворяются. Кроме того, для ХФБ, ФБЯ и ФБНГ характерны легкие тонкопористые липнущие на язык кремнистые породы, состоящие на 90% из кремнезема [Путеводитель..., 1984]. Они не образуют пластов, встречаясь в виде линзовидных включений в самих фосфоритах протяженностью до 1 м. Такие породы были названы опоковидными. В чулактауской свите КФБ в таких породах были обнаружены остатки диатомей [Гапеев, 1993].

Хесенская свита весьма изменчива по простиранию, что установлено по данным разведочных работ [Осокин, 1998]. На протяжении 20 км, вдоль восточного фланга Хубсугульского месторождения, многократно меняется количество пластов фосфоритов и их мощность, так же как и фосфатсодержащих доломитов, разделяющих фосфоритовые пласты, содержание фосфорного ангидрида в которых также широко варьирует. Аналогичные вариации установлены и для Цаганнурского месторождения (рис. 17).

Цаганнурское месторождение

Центральный участок

Разрез	Мощность, м	%	
		P ₂ O ₅	нер. ост.
	> 5		
	3,0		
	6,9	26,1	7,2
	3,0		
	1,8	31,1	3,0
	1,6	+	
	8,4	27,8	2,5
	10,0	+	
	6,7	19,6	11,1
	10,0	+	
	8,9	22,1	6,8
	15,0	+	
	2,8	27,8	3,7
	> 2	+	

Южный участок

Разрез	Мощность, м	%	
		P ₂ O ₅	нер. ост.
	> 3,0	4,3	87
	10,0	6,5	3,2
	5,0	18,5	7,9
	6,5	7,2	7,3
	2,5	21,9	11,6
	7,0	4,6	7,5
	1,0		
	10,9	25,4	6,5
	4,0	7,1	6,4
	1,9	26,6	2,5
	3,0	4,5	8,2
	1,8	29,1	7,2

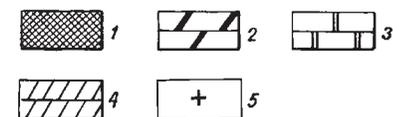


Рис. 17. Строение, состав и фосфатоносность хесенской свиты на двух участках Цаганнурского месторождения (ХФБ), удаленных друг от друга по простиранию на 10 км.

1 – основные фосфоритовые горизонты, 2 – кремни, 3 – доломиты, 4 – опоковидные породы, 5 – положительная качественная реакция на фосфор

К этой же группе относится большинство месторождений ФБЯ. На основном, давно эксплуатирующемся месторождении бассейна – Куныанском разрабатывается маломощная (10–12 м) свита, почти нацело состоящая из двух пластов очень богатых фосфатом (30% P_2O_5), выдержанных по простиранию. Но в 10–20 км северо-западнее два пласта отделены друг от друга десятиметровым пластом фосфатсодержащих доломитов, причем фосфориты заметно обедняются за счет появления в них прослоев фосфатсодержащих доломитов. В 50 км далее мощность свиты увеличивается до 50 м. В верхах ее расположен девятиметровый пласт богатых фосфоритов, а большая часть сложена тонкопереслаивающимися фосфатсодержащими глинистыми доломитами и кремнисто-глинистыми породами [Ильин, 1983а].

В 200 км к северо-востоку, в Цинсянской группе месторождений (см. рис. 4) та же фосфатносная свита, залегающая в низах доломитов формации Душаньто, еще более явно раздваивается, и два пласта фосфоритов разделяются фосфатсодержащими доломитами (~10% P_2O_5), причем верхний пласт заметно обедняется фосфатом.

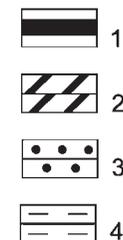
2. Свиты сложены частым чередованием относительно маломощных пластов фосфоритов с фосфатсодержащими кремнисто-глинистыми сланцами и в меньшей степени кремнями. Относящаяся к данной группе формация Битл Крик ФБД отличается также присутствием хардграундов, образующих твердую мостовую на поверхности доломитовых прослоев. Хардграунды образуются в результате ранней диагенетической литификации. На рис. 18 показано строение формации Битл Крик недавно введенного в эксплуатацию месторождения Дачесс ФБД. На других месторождениях австралийского бассейна мощность формации увеличивается до 50 м, что сопровождается разубоживанием фосфоритовых пластов.

3. Свиты, содержащие помимо фосфата прослой черных, богатых $C_{орг}$ (1–3%) пород, обычно называемых черными сланцами (ФБНГ) или фосфато-сланцами (КФБ). В последнем из названных бассейнов на фосфато-сланцы приходится до половины запасов крупнейшего месторождения Джанатас. Подобные сланцы спорадически встречаются и в других бассейнах в виде маломощных горизонтов (ХФБ). Для свит рассматриваемой группы характерны железо-марганцевые горизонты, достигающие нескольких метров мощности.

В ФБВ фосфатносные свиты непосредственно подстилаются гематитовыми кварцитами (месторождения Тапоа и Мекру), чем,



Рис. 18. Строение, состав, содержание P_2O_5 в породах свиты Битл Крик, Месторождение Дачесс, ФБД. 1 – фосфориты, 2 – кремни, 3 – алевролиты, 4 – кремнисто-глинистые сланцы



вероятно, объясняется необычно высокое значение железисто-го модуля (отношение Fe_2O_3/P_2O_5 достигает 0,1, в то время как в других древних бассейнах этот показатель находится в интервале 0,04–0,05).

Относительно небольшие размеры выходящих на поверхность бассейнов, таких как КФБ, равно как и недостаточная изученность других бассейнов, не позволяют судить об изменении фосфатонных свит по латерали. Подобную возможность представляет ХФБ. На восточном фланге бассейна удастся проследить поведение хесенской свиты по латерали, от Хубсугульского месторождения на запад в глубь бассейна до фосфатопроявления Бага Цаган-гол, на протяжении около 20 км. На востоке отложения хесенской свиты и пласты фосфоритов срезаются прибрежным сбросом, на западе они выклиниваются, причем вместе с ними выклинивается и пласт кремней, венчающий основную (нижнюю) пачку фосфоритов. Эти изменения проходят на фоне замещения доломитов известняками так, что в области выклинивания фосфатно-кремнистых фаций карбонаты представлены только известняками.

Фациальные изменения фосфатонной свиты наблюдались на севере Хубсугульского месторождения ХФБ. Детальным картированием здесь установлено, что верхняя фосфатонная пачка к западу замещается в начале марганцовистыми доломитами (1,5% MnO), а затем карбонатно-оксидными рудами марганца, слагающими пласты мощностью до 5–7 м. Как и вся верхняя пачка, марганцевые руды явно тяготеют к регрессивной части разреза хесенской свиты. Регрессия маркируется проявлением песчанниковых фосфоритов, содержащих терригенный материал, чуждый нижней пачке [Ильин, 1977]. Подобные изменения характерны и для ФБЯ.

Фациальные изменения фосфатонных свит в более крупном плане наблюдаются лишь в наиболее обширных бассейнах, таких как ФБЯ и ХФБ, но подобные изменения характерны для всех других бассейнов. Они сказываются в том, что в дистальной части седиментационного профиля фосфориты сменяются залежами черных, зачастую горючих сланцев. Такая закономерность характерна и для фосфатонных бассейнов позднемиоценовой–неогеновой эпохи и особенно для формации Фосфория [McKelvey et al., 1986]. Наиболее ярко это выражается на платформе Янцзы, в западной части которой в эдиакарский период существовало море Янцзы, где происходило фосфатонакопление, а на востоке – море Цзяннань, где в то же самое время сформировались крупнейшие залежи горючих сланцев (см. рис. 4), содержащие до 20% $C_{орг}$ и издавна служащие на юге Китая сырьевым источником производ-

ства брикетов для бытового топлива. Море Янцзы представляет проксимальную, а море Цзяннань дистальную часть седиментационного профиля [Ильин, 1990]. Черносланцевый бассейн Цзяннань занимает восток провинции Гуйчжоу, большую часть провинций Хунань и Хубей, протягиваясь далее на восток в смежные части провинций Цзянси, Аньхой, Чжецзян и Цзянсу. Общая его площадь составляет около 0,7 млн км². Мощность толщи черных сланцев достигает 250 м.

Залегая довольно полого и лишь локально падая под углом 10–20°, черные сланцы часто выходят на поверхность, где те из них, которые содержат достаточное количество $C_{орг}$, издавна используются как топливный материал.

В разрезе черносланцевой толщи выделяются четыре цикла, связывающихся с колебаниями уровня моря. В каждом из них представлены черные высокоуглеродистые (до 18–20% $C_{орг}$) глинистые сланцы, а кремнистые, реже карбонатные, образуют пласты мощностью до 10 м. Чаше они более тонкие, перемежаясь с кремнями, доломитами, аргиллитами. Во всех разностях основную роль в составе играет кремнезем (65–80%) и глинозем (10–12%), а подчиненную – карбонат (2–5% CO_2). Содержание фосфорного ангидрида не превышает 0,2–0,3 %. Но сланцы изобилуют правильными шарообразными конкрециями фосфоритов диаметром 1–5 см. Черные углеродистые сланцы содержат обильную пылевидную вкрапленность пирита и характеризуются присутствием тонких (десятки сантиметров), но выдержанных на десятки километров горизонтов металлоносных сланцев, содержащих в среднем (%): Ni – 4,1; Mo – 4,8; V – 0,5; Se – 0,1; Cu – 0,1. С ними ассоциируются баритовые залежи.

Ванадий, так же как и в формации Фосфория, содержится в количестве от 0,4 до 7,5% в черных сланцах, причем содержание ванадия коррелируется с $C_{орг}$. Недавно в нескольких регионах среди черных сланцев обнаружены серебро-ванадиевые месторождения [Xiaofeng et al., 1998].

Согласно прежним представлениям, бассейн Цзяннань считался застойным и аноксидным. По новым представлениям [Xiaofeng et al., 1998] недостаток кислорода был вызван интенсивной биопродуктивностью и массовым накоплением органических остатков. Аноксия проявилась лишь вблизи границы осадка с морской водой, но отсутствовала выше этой границы. Металлоносность объясняется влиянием гидротерм, благодаря которым происходило замещение первичных осадков, обогащенных $C_{орг}$. Возможно, и другое объяснение, приведенное ниже.

Другим примером фациальных связей между фосфоритами и породами, обогащенными $C_{орг}$, может служить ХФБ и располагающиеся к западу от него карбонатные толщи нагорья Сангилен в Туве. Последние характерны широким распространением черных известняков нарынской свиты, пахнущих керосином при расколе их образцов и содержащих около 1% $C_{орг}$. Расположенные ниже мраморы балыктыгхемский свиты содержат рассеянные чешуйки графита. В зонах повышенного метаморфизма мраморы насыщены графитом, образующим вкрапленность в виде правильно округлых дробинок [Ильин, 1959].

К западу от ХФБ, в районе Эрзинского железорудного бассейна, в нижней части карбонатной толщи рассредоточены несколько горизонтов фосфатсодержащих известняков с содержанием до 2–4% P_2O_5 . Они разделены более мощными интервалами бесфосфатных известняков. Среди этих пород в штучных пробах обнаружены как карбонатные, так и кремнистые разности, значительно обогащенные фосфатом. Первые содержат до 10% P_2O_5 , вторые до 20%, причем в одном штуче анализом обнаружено 24,5% фосфорного ангидрида. Для всех пород характерны высокие содержания $C_{орг}$ – от 1–3% в карбонатных породах до 25% в штуче с максимальным (24,5%) содержанием фосфата. Железистые кварциты Эрзинского бассейна, датированные по U-Pb методу 765 млн лет, соседствуют с выдержанными горизонтами графитовых сланцев. Таким образом, примерно в 200 км от западной окраины ХФБ на том же, что и фосфориты бассейна стратиграфическом уровне, в более мористой части седиментационного профиля изобилуют различные породы с высоким содержанием $C_{орг}$ – фосфориты, известняки, графитовые сланцы. Повышенные содержания $C_{орг}$ характерны и для всех карбонатных отложений западного Прихубсугулья и Сангилена. По находкам *Anabarites trisculcatus* эти породы относятся В.А. Терлеевым [2002] к верхнему венду, т.е. к эдиакарскому периоду. Судя по геологическому картированию в масштабе 1:200 000, фосфатизированные карбонатные породы западного Сангилена несколько древнее доломитов, вмещающих фосфориты ХФБ. По-видимому, и те и другие сформировались в результате единой трансгрессии, которая применительно к формации Фосфория именуется «фосфатной» [Hendrix, Bayers, 2000]. В Тувино-Монгольском массиве эта трансгрессия, как было показано ранее [Ильин, 1982], развивалась с запада на восток по мере опускания фундамента карбонатной платформы, и отложения, отвечающие трансгрессии, постепенно омолаживались в этом же направлении.

Начальная фаза трансгрессии ознаменовалась фосфатонакоплением, рассредоточенным на значительном по мощности интервале карбонатных осадков (400–500 м), не образуя при этом богатых пластов фосфоритов. «Пику» трансгрессии отвечают конденсированные разрезы меньшей мощности с пластами богатых фосфоритов. Подобная закономерность характерна как для формации Фосфория, так и эдиакарских бассейнов ХФБ, ФБЯ и других.

Приведенные примеры подтверждают отмеченную ранее закономерность, согласно которой каждому фосфатноносному бассейну в более мористой части седиментационного профиля отвечают осадки богатые органическим веществом, формировавшиеся на ранних фазах фосфатной трансгрессии. В случае эдиакарских бассейнов подобная связь наблюдается лишь в трех описанных случаях (ФБЯ, ХФБ и ФБД). Но она проявляется и применительно к КФБ, так как черные ванадиеносные сланцы того же возраста, что и фосфориты этого бассейна, известны во многих районах западного Казахстана, далеко отстоящих от КФБ и изолированных от него более молодыми образованиями. Отсутствие пород богатых $C_{орг}$ в других бассейнах объясняется их реликтовым характером, вызванным как динамотермальной переработкой, так и эрозионными процессами.

Фосфориты – минералогия, петрография, ХИМИЗМ

Фосфатный минерал в эдиакарских фосфоритах представлен франколитом (фторкарбонатапатитом). Этот минерал в древних фосфоритах характерен следующими особенностями: 1) незначительной степенью изоморфизма $\text{CO}_3^{2-} \circ \text{PO}_4^{3-}$ (не более 1–2% CO_2) в анализах фосфатных концентратов (табл. 1); 2) величиной отношения $\text{F}/\text{P}_2\text{O}_5 < 0,89$, т.е. меньшим значением сравнительно с фторапатитом; 3) изоморфизмом $\text{OH}^{-1} \circ \text{F}^{-1}$.

Текстурно выделяются две основные группы – зернистые или пеллетовые и бесструктурные (structureless) по терминологии, предложенной Р. Шелдоном [Plyin, Ratnikova, 1981], или ленточно-слоистые, по Г.И. Бушинскому [1966]. Первые отличаются массивным однородным сложением, вторые – отчетливо выраженной слоистостью. Каждая из групп представлена несколькими разновидностями. По химическому составу нефосфатных компонентов выделяются кремнистые и карбонатные фосфориты. Те и другие содержат незначительную примесь глинистого материала. Эдиакарские фосфориты существенно отличаются от фосфоритов позднемезозойской–кайнозойской эпохи фосфогенеза по набору и концентрации элементов-примесей. Рассмотрим это подробнее.

Минералогические особенности фторкарбонатапатита древних фосфоритов обусловлены «открытой структурой» трикальций-фосфата [Блисковский, 1983], чем объясняется изоморфизм как в анионной, так и в катионной частях молекулы. Согласно известной концепции Дж. МакАртура [1978] о постоянстве первичного (исходного) состава, франколит при выпадении в осадок, содержит 6,3% CO_2 , т.е. значительная часть PO_4^{3-} замещена на CO_3^{2-} . В древних фосфоритах на долю CO_2 приходится обычно менее 1%, реже до 1,5%. В некоторых пробах (табл. 1, пробы 6 и 7) содержание CO_2 приближается к 2%, что, по-видимому, связано с наличием доломита, сохранившегося при очистке проб.

Другая, еще более ярко выраженная особенность состава франколита, состоит в небольших значениях отношения $\text{F}/\text{P}_2\text{O}_5$, не превышающих 0,089. Третья особенность, вероятно, взаимосвязанная с двумя первыми, состоит в величине параметра «а» элементарной ячейки, которая во всех пробах составляет около 0,9388 нм.

В таблице 1 показаны химический состав и некоторые физические свойства фосфатных минералов, выделенных из фосфори-

Таблица 1
Химический состав (%) и основные параметры фосфатных концентратов эдиакарских (1–11) и неогеновых фосфоритов (12)

№ проб	P_2O_5	SiO_2	CaO	CO_2	MgO	Fe_2O_3	Al_2O_3	K_2O	Na_2O	F	$C_{\text{ср}}$	п,п,п,	H_2O	S без F	$\text{F}/\text{P}_2\text{O}_5$	«а» нм	«С» нм
1	41,2	1,3	54,9	0,3	0,1	0,2	0,5	сл.	0,3	2,8	не опр.	2,1	0,3	98,9	0,067	0,9367	0,6889
2	41,1	1,2	54,5	0,6	–	0,3	0,2	сл.	0,2	2,5	не опр.	1,2	0,2	99,4	0,063	0,9384	0,6888
3	41,8	0,8	54,5	0,8	0,1	0,2	0,2	сл.	0,2	2,5	не опр.	1,2	0,2	99,4	0,062	0,9387	0,6889
4	38,3	–	52,7	1,5	0,1	0,3	0,1	0,02	0,5	2,9	1,1	3,9	0,3	99,1	0,077	0,9362	0,6888
5	40,0	2,1	53,6	0,8	0,1	2,3	0,1	сл.	0,1	3,3	не опр.	1,3	0,1	100,1	0,082	0,9375	0,6889
6	38,5	1,4	52,1	1,9	0,4	1,3	0,7	сл.	0,2	2,9	0,7	1,4	0,3	100,4	0,076	0,9376	0,6888
7	36,0	2,8	48,8	1,8	0,3	2,4	1,1	0,2	0,6	3,2	1,4	1,3	0,2	99,4	0,088	0,9369	не опр.
8	40,0	1,8	55,1	0,8	0,3	0,4	0,4	0,1	0,1	3,3	0,2	1,2	0,3	101,1	0,081	0,9370	не опр.
9	38,0	1,8	53,2	1,2	0,8	4,4	0,2	сл.	0,1	3,2	не опр.	0,2	0,2	99,01	0,084	0,9371	не опр.
10	39,5	1,3	52,8	0,9	0,1	1,4	1,1	0,1	0,2	1,4	0,1	0,1	0,3	100,0	0,035	0,9394	не опр.
11	38,1	0,5	48,8	0,6	0,1	2,1	1,7	сл.	0,1	1,7	0,2	0,1	0,2	101,17	0,041	0,9178	не опр.
12	38,1	1,1	53,2	1,9	0,5	0,9	1,1	0,2	0,2	4,1	не опр.	0,2	0,2	100,5	0,11	0,9320	0,6889

Примечание: 1–4, ХФБ: 1 – Хубутульское месторождение, бесструктурный фосфорит, 2 – Ухальское месторождение, зернистый кремнистый фосфорит, 3 – Буренханское месторождение зернистый кремнистый фосфорит, 4 – Буренханское месторождение, кремнистый зернистый фосфорит; 5–6 КФБ: 5 – месторождение Джанатас, зернистый фосфорит, 6 – месторождение Коксу, зернистый фосфорит; 7 – ХФБ, месторождение Тапоа, зернистый кремнистый фосфорит; 8 – ФБД, месторождение Ди Гри, зернистый фосфорит; 9 – ФБНГ, месторождение Дурмала, бесструктурный фосфорит; 10, 11, ФБЯ: 10 – месторождение Куньян, ленточно-слоистый, бесструктурный фосфорит, 11 – месторождение Веньян, зернистый фосфорит; 12 – месторождение Форга Мид, средний миоцен, Флорида. Прочерк – компонент отсутствует.

тов эдиакарских месторождений очисткой по известной методике [Блисковский, 1983]. В таблицу включен также анализ пробы (№ 4) фосфоритов месторождения Буренхан (ХФБ), любезно представленный Г. Мак-Клелланом. Образец был очищен от карбонатных примесей по методике Силвермана в лабораториях Международного исследовательского центра по минеральным удобрениям в Маскл Шоалз, Алабама, США. В таблицу для сравнения включена также проба миоценовых фосфоритов Флориды (№ 12).

Всем образцам свойственны высокие содержания фосфорного ангидрида и низкие – углекислоты. Первые в подавляющем большинстве случаев находятся в интервале 38–42%, вторые – 0,3–1,2%, при наиболее часто встречающихся значениях около 0,6%.

Судя по этим параметрам, можно было бы полагать, что фосфатный минерал представлен низкокарбонатным фторкарбонатапатитом. Однако такое заключение, видимо, справедливо лишь для тех образцов, в которых отношение F/P_2O_5 , близко к 0,089, т.е. к величине, характерной для фторапатита (McClellan, Saavedra, 1980).

Для всех изученных проб древних фосфоритов (см. табл. 1, пробы 1–11) характерен дефицит фтора: отношение F/P_2O_5 ни в одном из них не достигает 0,089. По величине отношения F/P_2O_5 образцы распадаются на две группы. В одной группе это отношение находится в интервале от 0,067 до 0,088, а в другой оно меньше 0,067. На шкале отношений F/P_2O_5 намечается разрыв в интервале от 0,04 до 0,05. Этот разрыв, вероятно, можно принять за границу между составом фосфата первой группы проб, близким к фторапатитам, и каким-то минералом, отвечающим второй группе с еще более низким отношением F/P_2O_5 .

Чтобы оценить минералогическую природу образцов второй группы (с отношением $F/P_2O_5 < 0,05$), необходимо отметить два обстоятельства.

1. В древних фосфоритах, подобно тому, как это имеет место на месторождениях Скалистых гор в Северной Америке, на Ближнем востоке, на юге Сибири, часто присутствует примесь флюорита. Наличие этого минерала отмечается и макро- и микроскопически. Оно выявляется также по ощутимой разнице в содержаниях фтора, определенных в навесках одной и той же пробы разными методами: растворением в хлористоводородной кислоте (1 : 1) и сплавлением с K_2CO_3 .

2. Пробы неочищенных фосфоритов, как это подтверждается многими анализами, показывают значительно более высокое отношение F/P_2O_5 , варьирующее в интервале 0,080–0,095, при сред-

них значениях около 0,086, а иногда достигающее 0,10. В то же время для «чистого» фосфатного материала, выделенного из этих проб, отношение падает до 0,07 и менее. Очевидно, что эта разница также возникает за счет флюорита, присутствующего в пробах фосфорита и удаленного при их очистке.

Поскольку флюорит является в осадочных породах типичным индикатором галогенных фаций и не образуется в бассейнах нормальной солености (в которых происходит фосфатонакопление), его следует считать продуктом катагенетических изменений фосфата [Блисковский, 1983]. Но конечным продуктом таких процессов является фторапатит с отношением $F/P_2O_5 = 0,089$. Более низкофтористый апатит возникает в данном случае, очевидно, в результате процессов дефторитизации – прогрессирующего удаления фтора из решетки апатита. Высвобождающийся при декарбонатизации и дефторитизации фтор, по-видимому, мигрирует недалеко и фиксируется в виде флюорита, который скапливается здесь же в фосфоритах и фосфатсодержащих породах так, что пробы фосфоритов, особенно крупные, практически не показывают дефицита фтора.

Для выяснения минералогической природы фосфата, как известно, большое значение имеет определение величины параметра «а» элементарной ячейки. По мере уменьшения степени замещения фосфора углеродом во франколите величина «а» увеличивается с 0,9320 до 0,9375 нм. Выявляется полный набор значений «а» в указанных пределах, если рассматривать фосфориты в порядке удреждения их геологического возраста – от миоценовых («а» = 0,9320 нм) до эдиакарских («а» = 0,9375 нм). Большинство проб с содержанием углекислоты 0,6–1,2% и F/P_2O_5 около 0,07 характеризуется значениями «а» в интервале 0,9367–0,9371 нм и, таким образом, подтверждает указанную статистическую закономерность.

Но в некоторых пробах, взятых, например, на месторождении Буренхан ХФБ, значение «а» нередко превышает рубеж 0,9370 нм, причем в пробах со сравнительно высоким отношением F/P_2O_5 изменения двух величин – «а» и F/P_2O_5 не обнаруживают корреляционной зависимости. Однако по мере уменьшения отношения F/P_2O_5 величина «а» начинает отчетливо расти и в более низкофтористых пробах достигает 0,9382–0,9384 нм, т.е. приближается к 0,9400 нм – размеру, свойственному гидроксилapatиту.

Существование двух типов фосфата – низкокарбонатных фторапатитов и гидроксилapatитов – находит и геологическое объяснение. Так, на территории месторождения Буренхан, как и во всем

ХФБ, на юге ФБЯ, в ФББ, интенсивно проявились тектономагматические процессы, особенно активно происходившие здесь в раннем палеозое. Основной эффект этих процессов применительно к фосфоритам можно видеть: а) в дислокациях фосфоритовых пластов, местами смятых в узкие сжатые складки; б) в разломах, зачастую весьма протяженных и в) в обильных интрузиях, разнообразных по составу, возрасту и кинематическим условиям внедрения.

Фосфат гидроксилapatитового состава встречается в участках, претерпевших в постседиментационную стадию наиболее интенсивные термодинамические воздействия. Наоборот, фосфат, сохраняющий высокое отношение F/P_2O_5 , обнаруживает тенденцию локализоваться в зонах, не испытывавших таких воздействий. На примере буренханских фосфоритов и фосфоритов ХФБ в целом видно, что фторапатит нельзя считать конечным звеном в цепи превращений апатитоподобного минерала, происходящих в результате термодинамических преобразований. При более жестких P–T условиях фтор замещается гидроксидом, что сопровождается увеличением параметров «а» элементарной ячейки. Судя по малым значениям отношения F/P_2O_5 , франколит всех эдиакарских месторождений в той или иной мере содержит гидроксильные группы.

Вероятно, исключительной принадлежностью эдиакарских фосфоритов являются карбонатфторидапатиты, установленные в центральной части ФБЯ (провинция Гуйчжоу). Содержание йода в минерале приближается к 1%, при отношении I/F около 0,25 [Deng Fenlim, 1982].

В целом степень изоморфного замещения PO_4^{-3} на CO_3^{2-} имеет фундаментальное значение в отношении химического состава франколита, определяя характер изоморфных замещений элементами-примесями в анионной и катионной частях молекулы этого минерала и его физические свойства (размеры кристаллической ячейки, удельную поверхность и др.). Вариации в количестве CO_3^{2-} , замещающей PO_4^{-3} , определяют и степень изоморфизма R_3Z^{+3} , Y^{+3} , $Sr^{+2} \circ Ca^{+2}$, количество изоморфно входящего в структуру франколита урана и степень дефторизации, что рассматривается в следующем разделе. С увеличением CO_3^{2-} увеличивается степень изоморфизма Na^{+1} , $Mg^{+2} \circ Ca^{+2}$. Электронейтральность при этом достигается комбинированным (комплексным) изоморфизмом Na^{+1} или R_3Z^{+3} и $SO_4^{2-} \circ Ca^{+2}$ и PO_4^{-3} . Считается, что изоморфизм Na^{+1} , Mg^{+2} и SO_4^{2-} не значителен [Altshuler, 1980].

Размеры кристаллитов (параметры ячейки) франколита уменьшаются по мере увеличения изоморфизма CO_3^{2-} . Удельная поверх-

ность кристаллитов, в случае замещения $CO_3^{2-} \circ PO_4^{-3}$ значительно увеличивается, достигая $20\text{--}30 \text{ nm}^2 \text{ g}^{-1}$. Это усиливает потенциал химических взаимодействий фосфата и определяет, в частности, его растворимость в почвах или так называемую лимонную растворимость.

Изоморфизм в анионной части молекулы или декарбонатизация фосфатного минерала приводит к резкому уменьшению его реактивной способности, что имеет важные практические следствия. Эдиакарские фосфориты при внесении на поля в виде фосфатной муки очень слабо растворяются в почвах и усвоение их, как показали опыты на агрохимических станциях, растягивается на десятки лет. В этом смысле мезозойские желваковые фосфориты Русской платформы с 5–6% CO_2 в фосфате гораздо более эффективны при непосредственном внесении в почву.

Петрографически, благодаря текстурному разнообразию, вариациям формы и величины фосфатных компонентов, эдиакарские фосфориты чрезвычайно многолики. В первом приближении среди них выделяются две основные группы – слоистые или полосчатые с бесструктурным фосфатом, не претерпевшим переотложение и массивные, состоящие из фосфатных зерен, испытывавших перенос и переотложение. Подобные группы существуют и среди фосфоритов позднемезозойской–кайнозойской эпохи фосфогенеза, в месторождениях которой господствуют зернистые фосфориты.

Две основные группы, взятые вместе, представляют, по существовавшей ранее терминологии [Архангельский, Шатский, 1927], пластовые фосфориты. В противоположность пластовым выделялись желваковые фосфориты, широко развитые в мезозойских отложениях Русской платформы. Подобные разности присутствуют и среди эдиакарских фосфоритов, имея правильную шаровидную форму и встречаясь исключительно в дистальной части седиментационного профиля, среди черных богатых $S_{\text{орг}}$ сланцев. Они рассматриваются ниже.

Основные группы древних фосфоритов, названные выше, известны в литературе под множеством других наименований. Слоистые фосфориты с бесструктурным фосфатом китайские специалисты [Phosphorites..., 1998] называют желатиновыми (jelatinous). А.М. Тушина [1973] называет подобные породы в КФБ афанитовыми. В ФБД и других бассейнах они именуются микрофосфоритами, мадстоунами и т.п. [Phosphate..., 1986, 1989]. Общим для всех них является отсутствие фосфатных зерен.

Зернистые фосфориты близки к тем, которые именуются пеллетовыми, овулитовыми, грейнстоунами и т.п. Множественность

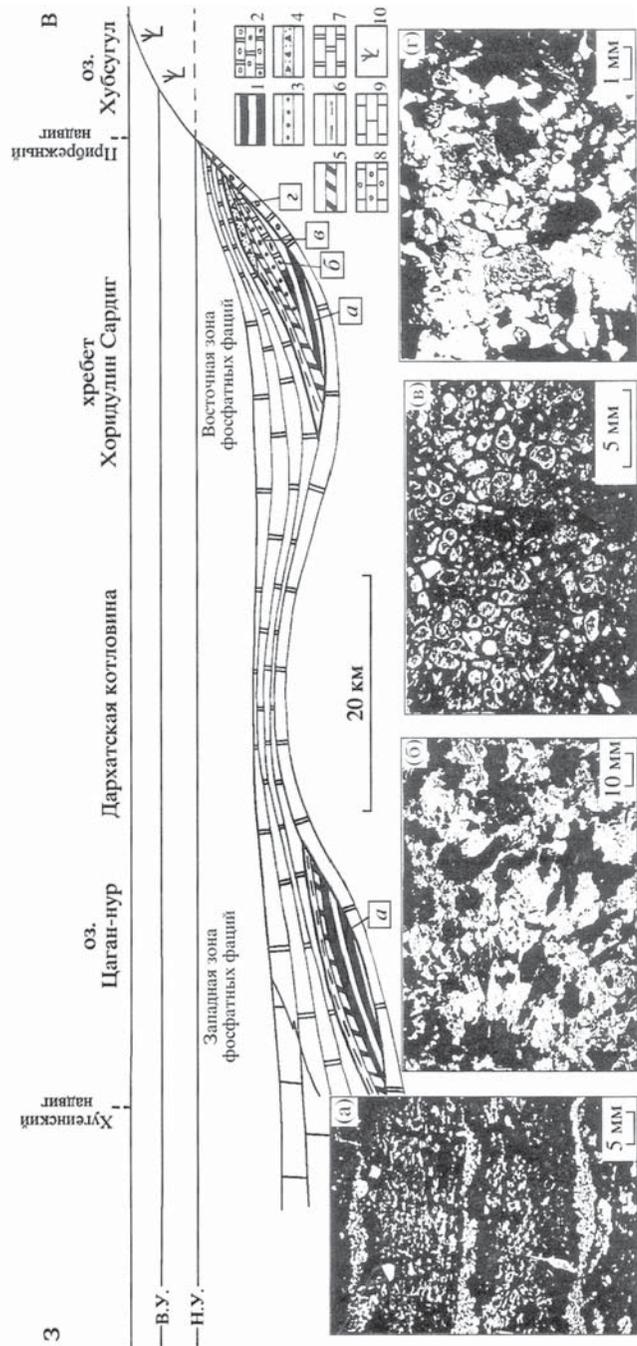


Рис. 19. Седиментационный профиль хесенской свиты через Хубсугулский бассейн.

В.У. и Н.У. – высокий и низкий уровни моря.
 1 – бесструктурные фосфориты, 2 – доломитистые фосфориты, 3 – зернистые фосфориты, 4 – фосфатные песчаники,
 5 – черные кремни, 6 – черные сланцы, 7 – доломиты, 8 – брекчиевидные доломиты, 9 – известняки, 10 – область сноса;
 а–г – фотографии шлифов фосфоритов: а – бесструктурных, б – доломитистых, в – зернистых, г – песчанниковых

терминов в значительной мере обусловлена разнообразием форм и размеров фосфатных компонентов и текстурными особенностями, присутствием помимо мелких бесструктурных зерен диаметром 0,1–0,2 м более крупных полигенетических, состоящих из нескольких мелких.

Обе выделенные группы фосфоритов встречаются в каждом бассейне, причем в одних бассейнах преобладают бесструктурные, а в других – зернистые разновидности. Более того, крупные месторождения, охватывающие большие площади, также содержат литологические разнообразные фосфориты.

В ХФБ, где сохранился и доступен наблюдениям сравнительно полный седиментационный профиль фосфатноносных отложений с проксимальной и дистальной его частями, видно, что в первой появляются зернистые разновидности, в то время как во второй господствуют бесструктурные фосфориты (рис. 19). В других бассейнах, например ФБЯ и ФББ, зернистые разновидности господствуют, что, возможно, объясняется эрозией или недоступностью для наблюдений дистальных частей седиментационного профиля.

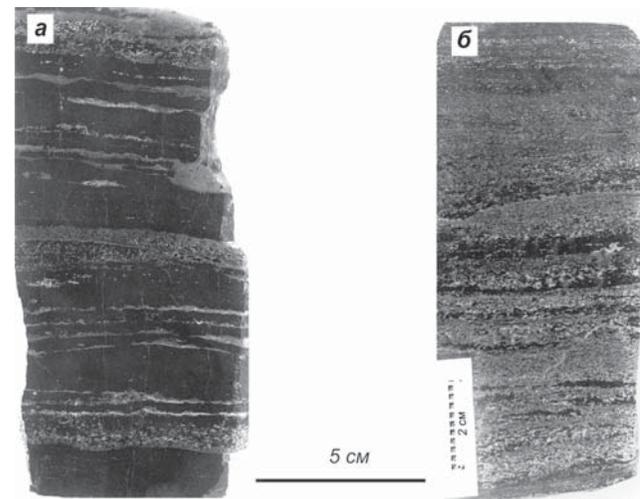


Рис. 20. Фотографии пришлифованных образцов фосфоритов.

а – богатый полосчатый фосфорит; черные, более мощные прослои сложены бесструктурным монофосфатом, серые, более тонкие и линзовидные – доломитом. Цаганнурское месторождение ХФБ; б – доломитистый фосфорит, в котором черные фосфатные прослои и линзовидные выделения замещаются доломитом, содержащим выделения фосфата неправильной формы. Месторождение Массури, ФБНГ

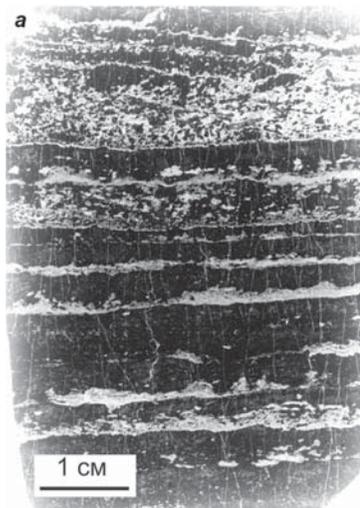


Рис. 21. Пришлифованные образцы фосфоритов.

а – черные прослои сложены бесструктурным фосфатом, более тонкие светлые – доломитом. В верхней части образца фосфат сохраняется в виде выделений неправильной формы и различных по величине, находящихся среди доломитового матрикса. У верхней кромки образца видно, что фосфатные выделения ориентированы по слоистости и принадлежали прослою фосфата, замещенного доломитом. Месторождение Ванжаван, ФБЯ; б – доломит (светлое) помимо тонких прослоев, как выдержанных по длине, так и выклинивающих, образует неправильной формы выделения. Черные прослои – бесструктурный фосфат. Состав фосфорита: P_2O_5 – 33,9%, CO_2 – 1,5%, MgO – 2,1%, $C_{орг}$ – 0,84%



В ХФБ дистальную часть профиля представляет западная зона фосфатных фаций, в пределах которой находится Цаганнурское месторождение фосфоритов (см. рис. 12). В его пределах развиты черные слоистые фосфориты, в которых более мощные (~1 см) монофосфатные бесструктурные фосфатные прослоечки чередуются с тонкими (<1 мм) доломитовыми (рис. 19а, 20а). Такие различия сосредоточены в самых низах хесенской свиты. В шлифах видно, что доломиты не образуют выдержанных прослоев, а, имея неправильную линзовидную форму, напоминают просечки в фосфате (рис. 21а, б). Подобные различия наблюдались и на месторождениях ФБНГ (рис. 22б).

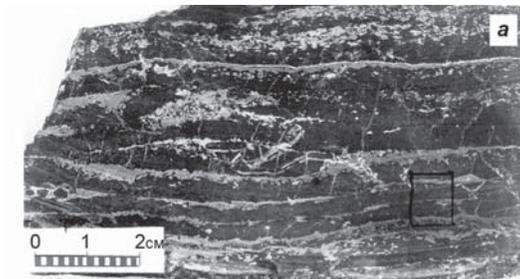
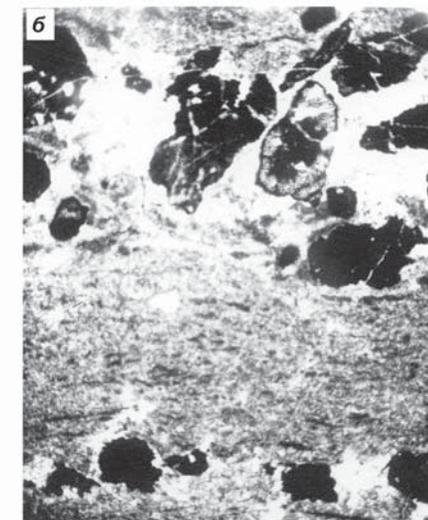


Рис. 22. Образцы фосфорита. а – пришлифованный образец. В правом нижнем углу показана площадь шлифа; б – шлиф. Видны черные фосфатные выделения, окруженные более поздним крупнокристаллическим доломитом (светлое). Фосфат раскристаллизован по периферии некоторых зерен. Месторождение Дурмала, ФБНГ



Для выяснения природы доломитовых просечек в фосфате были определены значения $d^{13}C$ карбонатного углерода отдельно в доломитовых и фосфатных прослоечках (рис. 23). Величины $d^{13}C$ оказались в них идентичными – 6–7‰ PDB, в то время как доломиты, подстилающие и перекрывающие хесенскую свиту, имеют нормальные «морские» значения $d^{13}C$, близкие к нулевым [Ильин, Киперман, 2004]. Идентичность фосфатных и доломитовых прослоев в отношении величины $d^{13}C$ позволяет предполагать, что доломитовые прослойки и линзы, скорее всего, сформировались в процессе постседиментационной (диагенетической) сегрегации фосфата и карбоната.

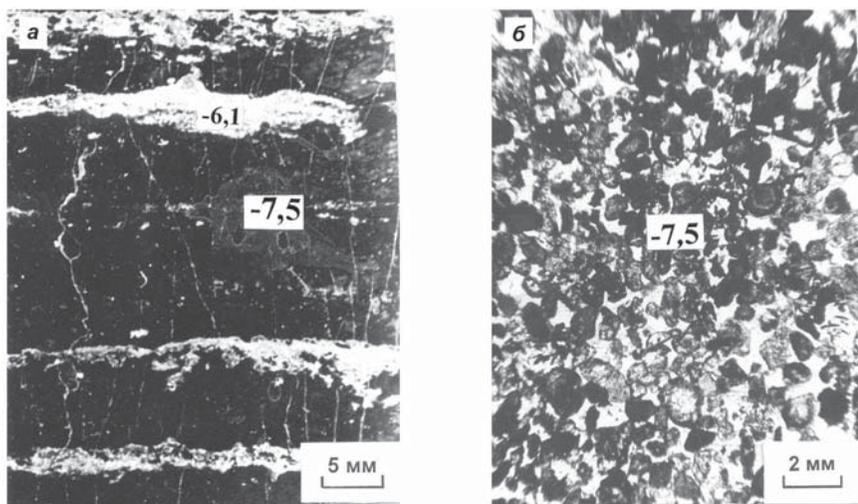


Рис. 23. Фотографии шлифов фосфоритов со значениями $d^{13}C_{\text{‰ PDB}}$.
 а – богатый полосчатый фосфорит с бесструктурным фосфатом (черное), содержащий просечки доломита (светлое); б – зернистый фосфорит. Месторождение Хубсугул, западный фланг, ХФБ

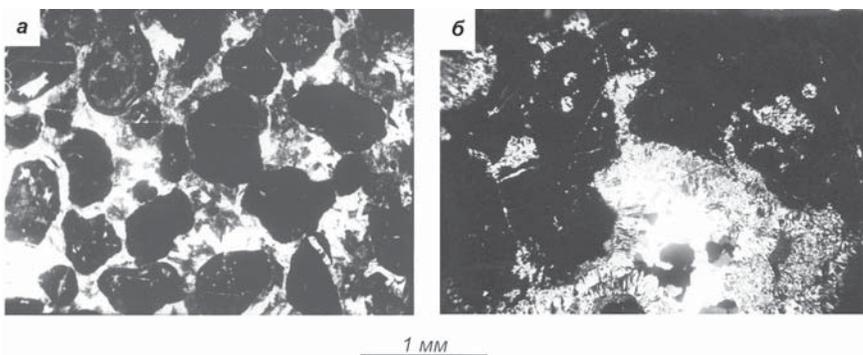


Рис. 24. Фотографии шлифов фосфоритов ХФБ.
 а – крупнозернистый карбонатный фосфорит. Округлые черные фосфатные зерна цементируются доломитом, который, заполняя интерстиции между зернами, не корродирует их. Сорг густо пигментирующее фосфатные зерна, представлено гумусовыми кислотами, что, видимо, обусловило сохранность формы зерен при замещении фосфата доломитом. Состав: P_2O_5 – 21,3%, CO_2 – 23,3%, MgO – 6,4%, SiO_2 – 0,7%. Хубсугульское месторождение, восточный фланг, первый фосфоритовый горизонт; б – те же что и на рис. а, черные фосфатные зерна с интерстициями, заполненными халцедоном. Месторождения Бурен-хан, ХФБ

Выше по разрезу хесенской свиты богатые разности уступают место более бедным фосфоритам, сохраняющим слоистость, в которых монофосфатные прослои, утоняясь и замещаясь доломитом, приобретают реликтовый характер (см. рис. 19б, 20б). В шлифах видно, что более мощные прослои сложены породами, которые Г.И. Бушинский [1966] назвал в ФБЯ «доломитистыми фосфоритами». Последние состоят из черного фосфата, образующего включения самой разнообразной неправильной формы величиной в среднем около 10 мм, окруженные светлым доломитом, явно корродирующим фосфат. Близки к ним разности, в которых фосфат образует крупные (10–15 мм) зерна округлой формы, резко выделяющиеся благодаря черной окраске среди цементирующего светлоокрашенного доломита (рис. 24а). На Буренханском месторождении подобные черные зерна в интерстициях разделены мозаичным кварцем (рис. 24б).

Самый верхний пласт нижней пачки сложен типичными зернистыми фосфоритами, которые весьма сходны с фосфоритами КФБ и Куньянского месторождения ФБЯ. Они состоят из плотноупакованных мелких фосфатных зерен (0,15 мм) и небольшого количества равновеликих остроугольных зерен кварца (см. рис. 2а и 19в). Наконец, еще одной разновидностью служат фосфатные песчаники, являющиеся исключительной принадлежностью верхней фосфатоносной пачки (см. рис. 19г). В этих породах, венчающих разрез хесенской свиты ХФБ, терригенные зерна фосфата резко подчинены кварцевым, причем те и другие весьма слабо окатаны. Как зернистые фосфориты, так и песчаниковые, совершенно чужды западной, более мористой части седиментационного профиля.

Разнообразие фосфоритов ХФБ коррелируется с графиком изменения уровня моря (см. рис. 14). Следуя представлениям В. МакКелви и Р. Шелдона [McKelvey, Sheldon, 1959] и М. Хендрикса и К. Байерса [Hendrix, Bayers, 2000], основание хесенской свиты отвечает фосфатной трансгрессии, располагаясь с размывом на подстилающих отложениях. Затем, оставаясь высоким, уровень моря постепенно понижался, достигнув минимума, которому отвечает кровля хесенской свиты и появление бесфосфатных доломитов. Появление зернистых фосфоритов коррелируется с регрессирующим морем, а фосфатные песчаники формировались в условиях наиболее низкого положения уровня моря, когда происходил размыв ранее сформированных пород. Понижение уровня моря, последовавшее за фосфатной трансгрессией, привело к возобновлению доломитообразования, что обусловило формирование «доломитистых фосфоритов».

В ХВБ наблюдался процесс, который был назван «озернением» [Ильин, 1973] фосфата, что демонстрируется на рис. 25а. Монофосфатный прослой в нижней части шлифа состоит из более темноокрашенных зерен, «плавающих» в светлом фосфатном цементе. В верхней части шлифа фосфатный цемент замещен доломитовым, и темные фосфатные зерна цементируются светлым доломитом. Рисунок, несомненно, свидетельствует об образовании фосфатных зерен *in situ* путем замещения фосфатного цемента в ранее озерненном монофосфатном прослое.

Зернистые разновидности эдиакарских фосфоритов чрезвычайно разнообразны. В основной, наиболее типичной разновидности (см. рис. 2б) плотно упакованные фосфатные зерна имеют весьма близкие размеры во всех бассейнах. В КФБ они находятся в интервале 0,07–0,22 мм, при наиболее часто встречающихся зернах диаметром 0,14 мм [Тушина, 1973], в ФБД, ХФБ и ФБЯ диаметр зерен – 0,1–0,2 мм, в ФБВ – 0,2–0,3 мм. Равновеликий характер зерен вряд ли может подтверждать представления Г.И. Бушинского [1966], который безоговорочно считал зерна фосфоритов копролитами. Эдиакарская биота была чрезвычайно разнообразной по размерам, способам питания и многим другим признакам [Fedonkin, 2002, 2003] и вряд ли могла дать начало «стандартным» по размеру копролитам.

Среди зерен или пеллет выделяются простые и сложные разновидности, отвечающие одно- и многократному способу их образования, т.е. многократному перемыву и переотложению, что демонстрируется на рис. 25б, в, г. Еще одной разновидностью зерен являются оолитовые, состоящие из тончайших фосфатных пленок, облегающих бесструктурный центр зерна. Иногда оолиты почти нацело слагают фосфориты, как это наблюдалось в ХФБ (рис. 26а). В других случаях оолитовые зерна соседствуют с бесструктурными, как это отмечалось на месторождении Хазара в Пакистане (ФБНГ). Оолит в центральной части фотографии шлифа (рис. 26б), очевидно, сформировался во взвешенном состоянии в придонном слое воды, утяжеляясь по мере роста и увеличиваясь со временем в размере. По достижении какой-то критической массы он опускался на дно, оказываясь среди бесструктурных зерен. Зачастую фосфатные оолиты многократно крупнее, чем окружающие их бесструктурные зерна (рис. 26в).

Фосфатные хардграунды характерны для ФБД. Этот бассейн сравнительно с другими древними бассейнами был более мелководным, так что арена фосфогенеза многократно оказывалась в субаэральных условиях. Хардграунды имеют ровную субгори-

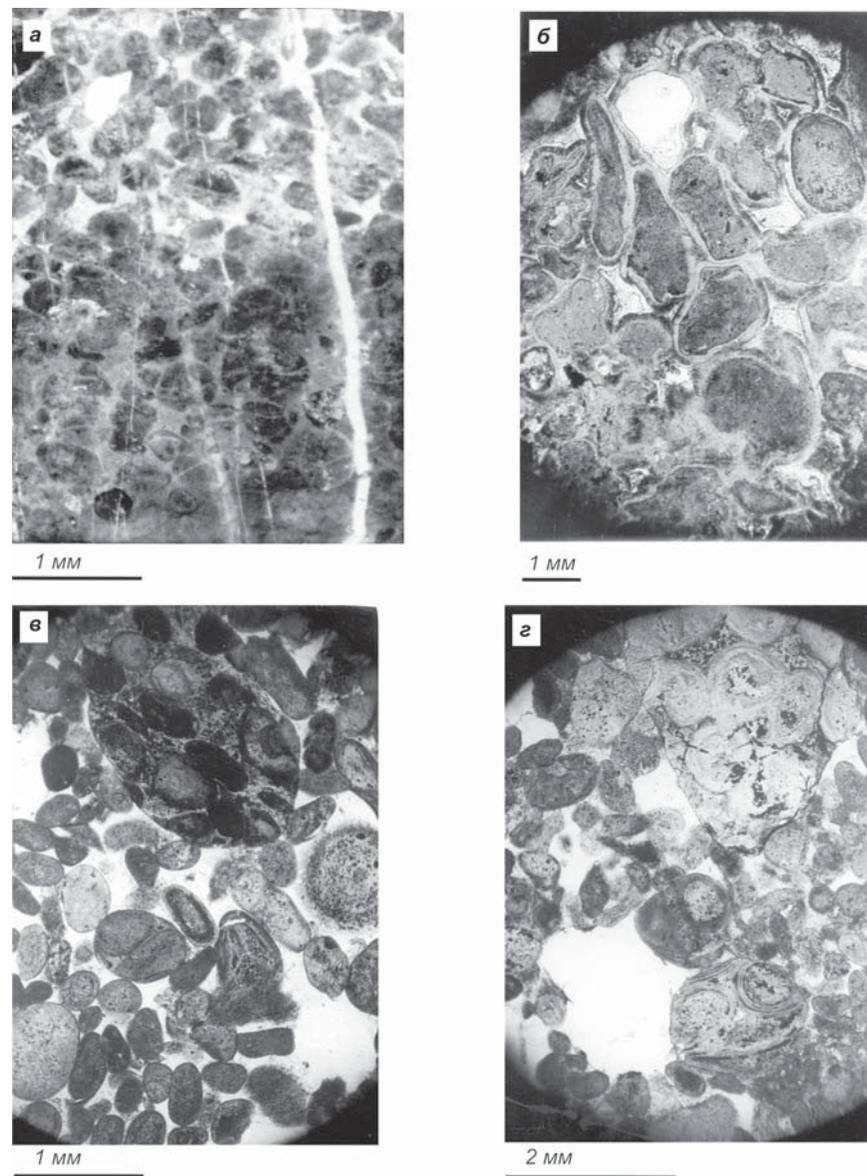


Рис. 25. Фотографии шлифов фосфатных пород.
а – озернение монофосфатного и замещение межзернового фосфата доломитом как вероятный механизм образования зернистых фосфоритов, ХФБ;
б – фосфатные овули, окаймленные оболочками, также фосфатного состава;
в, г – овулитовые фосфориты месторождения Тапоа, ФБВ

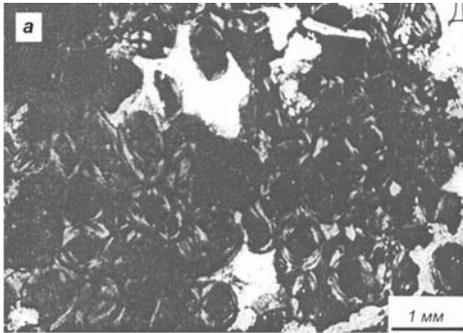
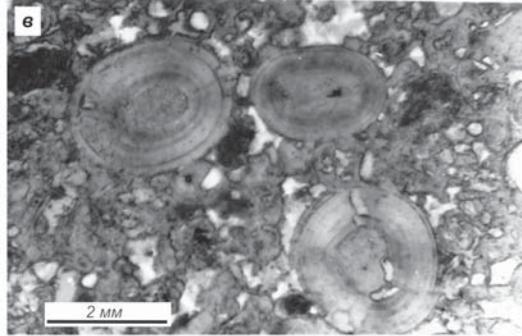


Рис. 26. Фотографии шлифов оолитовых (а) и оолитово-зернистых (б, в) фосфоритов КФБ



горизонтальную твердую верхнюю поверхность, несколько напоминая мезозойские фосфоритные плиты России. Толщина их измеряется несколькими сантиметрами при незначительной выдержанности. Нижняя поверхность неправильно волнистая. Твердая поверхность фосфатных хардграундов сменяется твердыми бесфосфатными доломитами и сочетается с фосфатными мостовыми (pavements), нодулями и фосфатными корками. Фосфатные хардграунды формировались благодаря просачиванию поровых вод сверху вниз. Минерализация происходила в том случае, если эти воды встречали на своем пути какие-то непроницаемые препятствия, например литифицированные кремнистые или карбонатные осадки. Располагаясь в пределах волновой деятельности эти фосфатные образования и хардграунды, возможно [Phosphate..., 1986, 1989], были первичной формой осаждения фосфата, давшей начало пеллетам, которыми по большей части слагаются месторождения ФБД.

Характеристика древних фосфоритов была бы неполной без описания конкреционных фосфоритов, широко развитых на востоке ФБЯ [Ильин, 1983а] и давно известных на западе Украины в Приднестровье [Puin, 1998б]. В обоих случаях они ассоциированы черными (горючими) сланцами.

На Украине конкреционные фосфориты находятся в составе Калиуской группы, считавшейся ранее силурийской, но принадлежавшей, скорее всего, к эдиакарской системе. Сланцы состоят в основном из каолина со средним содержанием 0,5% $C_{орг}$, часто повышающемся до 5–7, а местами до 20%. Калиуская группа выходит на поверхность по западному погружению Украинского щита. Породы с фосфоритами прослеживаются с севера на юг на расстоянии около 100 км. Выделяются около 15 стратиграфических уровней в разрезе группы, к которым приурочены конкреции. Они разделены интервалами от 0,1 до 3 м, лишенными фосфатных конкреций. Суммарная мощность верхней части калиуской группы, содержащей конкреции, около 25 м.

Конкреции имеют правильную форму шара и весьма разнообразны – от нескольких сантиметров до полуметра в диаметре. Крупные конкреции более удалены друг от друга, находясь на одном и том же стратиграфическом уровне, более мелкие встречаются чаще, иногда «спаиваясь» друг с другом и образуя почковидные агрегаты. У нижней полусферы фосфоритного «шара» сланцы содержат 0,7% P_2O_5 , а у верхней – 1–1,5%. Поодаль от «шара» эти значения значительно меньше. На расколе видно, что конкреция состоит из палочковидных агрегатов, радиально расходящихся из центра. Центральная часть «шара» бывает либо поллой, либо выполненной четкой ограненными кристаллами галенита, сфалерита или халькопирита. Фосфатные «шары» чрезвычайно прочны и сохраняются в базальных конгломератах сеноманской трансгрессии. При этом переотложенные конкреции концентрируются в основании сеноманской толщи, что использовалось при их эксплуатации.

Конкреции содержат 35–37% P_2O_5 [Блисковский, 1983], причем в *in situ* разностях отношение F/P_2O_5 находится в интервале 0,077–0,083, т.е. минералогически они весьма близки к франколиту. Переотложенные конкреции обеднены фтором, но обогащены CO_2 . В.З. Блисковский (1983) считал, что переотложенные конкреции благодаря изоморфизму $OH^{-1} \circ F^{-1}$ состоят из низкофтористого фторкарбанатгидроксилпатита. Чрезвычайно резко отличны конкреции, залегающие *in situ*, от переотложенных по содержанию и распределению РЗЭ, что рассматривается ниже.

Древние фосфориты в условиях выветривания, а также под влиянием эндогенных факторов претерпевают определенные изменения. Наибольший эффект проявляется в районах с субтропическим климатом. Так, месторождения ФБД, находящегося на севере Австралии, испытали выветривание, близкое по результатам к латеритному. Фосфориты месторождения Дачесс крошатся при нажатии пальцами, напоминая тем самым породы марокканских и флоридских месторождений. Выветривание приводит также к полному выносу $C_{орг}$ и «отбеливанию» всей фосфатонной формации Битл Крик. Такого рода природные процессы обуславливают большую привлекательность месторождений для эксплуатации, упрощая процессы обогащения и получения концентратов. Примером может служить месторождение Дачесс, где ныне функционирует один из крупнейших в мире комплекс по производству удобрений [Corrigan, 2006].

В месторождениях ФБНГ проявляется латеритное выветривание, однако интенсивная эрозия в горах Гималаев опережает по времени темпы латеритизации, и в обнажениях наблюдаются свежие неизмененные черные фосфориты. В целом нигде среди эдиакарских фосфоритов не отмечено появление алюмофосфатов, которые типичны для месторождений палеогеновых фосфоритов Сенегала, неогеновых Флориды и т.д.

Среди эдиакарских фосфоритов встречаются брекчиевидные разности, заполняющие карстовые полости вмещающих известняков и доломитов. Они представляют собой крупно- и мелкощелебчатые кавернозные породы с фосфоритовыми обломками, заключенными в карбонатном цементе. На Сейбинском месторождении в Восточном Саяне глубина карстовых полостей достигает 60 м при их незначительной ширине. Количество фосфорного ангидрида в карстовых фосфоритах широко варьирует, но в целом не превышает 10–15%. Во многих месторождениях ХФБ, КФБ и ФБЯ на древней поверхности образуются почковидные вторичные фосфатные образования (рис. 27б и в).

Преобразование под влиянием эндогенных факторов проявляется в формировании в фосфоритах стилолитовых швов (рис. 27а), наблюдавшихся в ХФБ и ФБЯ. Они возникают на участках тектонических нарушений. В экзоконтактах интрузий фосфориты претерпевают незначительные изменения, например, прорастание фосфорных зерен игольчатыми кристаллами тремолита (рис. 27г). В некоторых, специфических тектонических условиях, например, в шовных зонах, разделяющих литосферные плиты, фосфориты перерождаются в месторождения, которые называются апатито-



Рис. 27. Изменения фосфоритов под воздействием экзо- и эндогенных факторов. а – стилолитовые швы в фосфорите, пришлифованный образец (ФБЯ); б и в – почковидные фосфатно-кремнистые стяжения, шлифы (ХФБ); г – прорастание фосфата игольчатыми кристаллами тремолита на экзоконтакте с гранитной интрузией (КФБ)

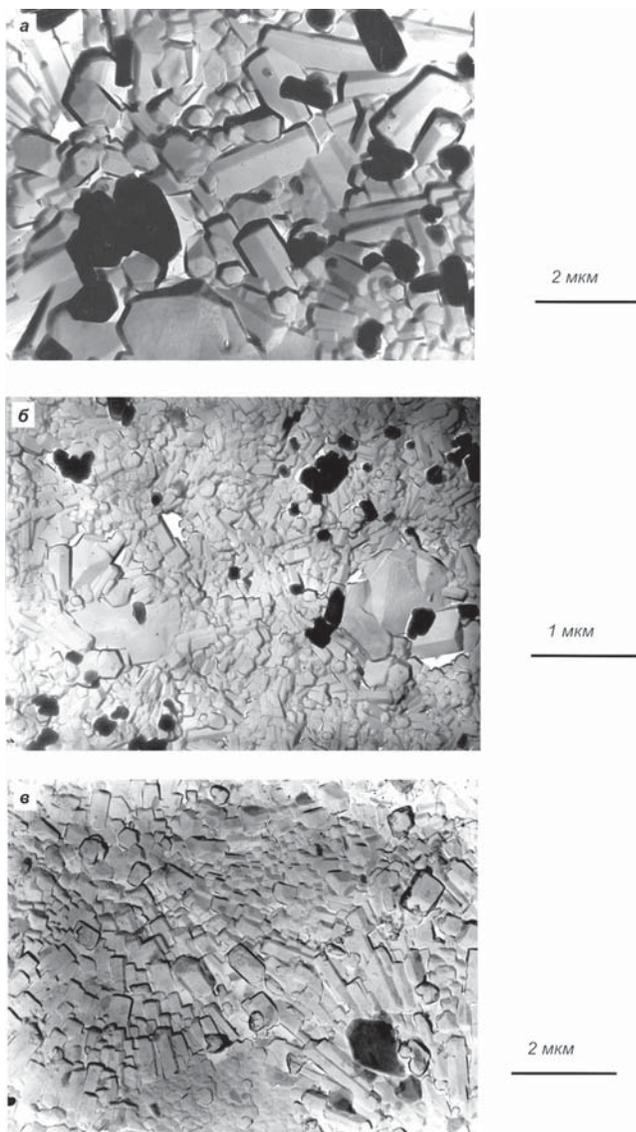


Рис. 28. Фотографии угольных реплик фосфата бесструктурных фосфоритов в электронном микроскопе.

а – беспорядочное расположение гексагональных кристаллитов (КФБ); **б** – беспорядочное расположение кристаллитов в доломитистом фосфорите (ФБЯ); **в** – элементы радиально-лучистой ориентировки кристаллитов (ФБД)

выми. Так, месторождения бассейна Лаокай во Вьетнаме сложены перемежающимися кальцифирами с апатитом, апатит-диопсид-скаполитовыми породами, апатит содержащими доломитовыми мраморами. Разрезы этих месторождений по характеру чередования пород разного состава, мощностям, положению относительно подстилающих пород аналогичны разрезам Юньнани ФБЯ, от которых бассейн Лаокай отделяется шовной зоной реки Красной [Ильин, 1990].

Исследованиями *ультрамикроструктуры* выявились существенные различия между бесструктурным и зернистым фосфоритами. Первые, представляющиеся изотропными в шлифах, в просвечивающем электронном микроскопе при увеличениях 10 000–30 000 обнаруживают микрокристаллическую структуру. Кристаллы апатита размером 0,6–1 нм характеризуются гексагональными поперечными и призматическими продольными сечениями. Распределение кристаллитов в отдельных участках фосфатных прослоев бывает беспорядочным (рис. 28а, б). В других участках намечается определенная ориентировка их от центра в разные стороны, благодаря чему намечаются элементы радиально-лучистой структуры (рис. 28в).

В реплике фосфорита, сложенного фосфатными выделениями неправильной формы, также отчетливо видна полнокристаллическая микроструктура фосфатного вещества, напоминающая строение монофосфатного прослоя. Такие выделения сложены беспорядочно ориентированной массой тонких идеально призматических кристаллитов апатита размером 0,6–1 нм. Отсюда следует, что выделения фосфата неправильной формы родственны фосфатным прослоям, и все они принадлежат к генетически единой макроскопически бесструктурной группе (первые, очевидно, образовались в процессе дезинтеграции вторых).

При просмотре реплик образцов, относимых к группе пеллетовых фосфоритов, крупно- и мелкозернистых, отмечается тенденция к образованию пучковидных или радиально-лучистых агрегатов (рис. 29а, б). При этом однозначно выявляется, что степень кристалличности таких фосфатных образований значительно ниже, чем фосфоритов первой группы. Мельчайшие фосфатные образования, слагающие пучки, не имеют явных кристаллографических очертаний, а структура фосфатного вещества в зернах скорее напоминает субколлоидную, чем полнокристаллическую. При этом крупные (~1 мм) и мелкие (<0,1 мм) зерна очень сходны по внутреннему строению. Они сложены многочисленными, тесно прилегающими друг к другу пучками или радиально-лучистыми

скоплениями слабонакристаллизованного фосфатного вещества, иногда содержащими в ядрах и интерстициях скопления кремнезема блоковой микроструктуры (рис. 29в).

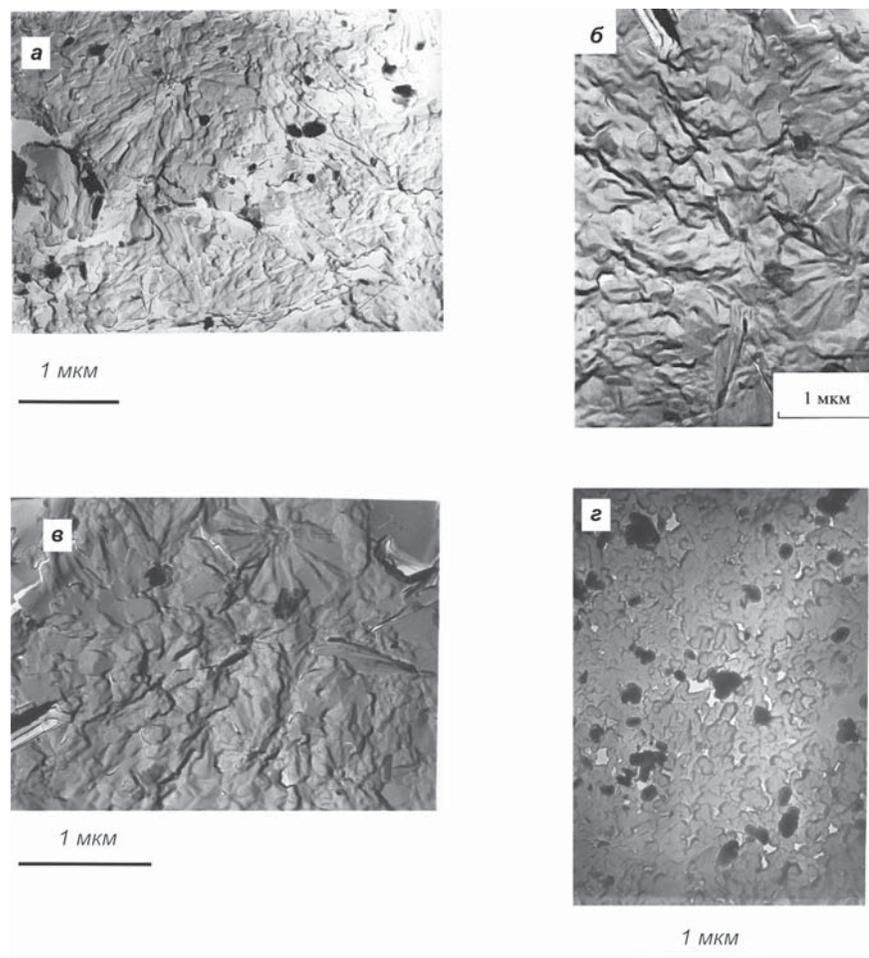


Рис. 29. Фотографии угольных реплик зернистых фосфоритов. а – пучковидное, б – радиально-лучистое расположение кристаллитов (ФББ); в – беспорядочное расположение (КФБ); г – одинаковые по размерам кристаллиты фосфатного минерала с призматическими гексагональными очертаниями (месторождение Тапоа, ФБВ)

Таким образом, данные электронной микроскопии подтверждают правомочность выделения двух основных групп фосфоритов. Первая группа (бесструктурная в шлифах) характеризуется более высокой степенью кристалличности по сравнению со второй (пеллетовой), более крупными размерами слагающих их индивидуумов, а также беспорядочной (см. рис. 28) либо слабовыраженной ориентировкой в расположении кристаллов. Подобные же черты строения микрофосфоритов и пеллетовых фосфоритов отмечались для австралийских фосфоритов ФБД [Keyzer de, Cook, 1972]. Большая степень кристалличности фосфата в первой группе возможно объясняется более высоким темпом захоронения осадка и соответственно стабильными условиями его литификации.

По *химическому составу* эдиакарские фосфориты в зависимости от количества тех или иных нефосфатных компонентов делятся на карбонатные, кремнистые и кремнисто-глинистые. В одних бассейнах преобладают карбонатные разности (ХФБ), в других – кремнистые (КФБ и ФБВ), в-третьих – кремнисто-глинистые (ФБД). В большинстве бассейнов, особенно таких обширных, как ФБЯ, различные месторождения значительно различаются по составу нефосфатных компонентов, что, вероятно, определяется вариациями палеогеографических условий.

Из массы опубликованных анализов [Phosphate..., 1986, 1989] в таблицу 2 включены анализы таких проб фосфоритов различных бассейнов, которые равноценны по количеству фосфорного ангидрида (около 22%). Это дает возможность оценить и сравнить пробы по количеству нефосфатных компонентов.

ХФБ представляется бассейном, в котором господствуют карбонатные фосфориты. таблица 2 (проба 1) иллюстрирует типичный для ХФБ фосфорит бесструктурного сложения, состоящий из двух компонентов – фосфатного и доломитового – при ничтожной роли кремнистого и глинистого материала. Но и в этом бассейне встречаются кремнистые разности, представленные либо чередующимися тонкими (1–3 мм) халцедоновыми и фосфатными прослоями, либо фосфоритами с крупными желваками кремня. Подобные высокомагнезиальные карбонатные фосфориты широко развиты на месторождениях ФБЯ (см. табл. 2, проба 2). Но на обширных пространствах этого бассейна широко представлены и некарбонатные фосфориты, например, кремнистые (см. табл. 2, проба 3). Характерно незначительное развитие кремнисто-глинистых разностей. В ФБНГ на западе в Пакистане господствуют кремнистые фосфориты (месторождение Хазара), а на востоке в Индии они уступают место карбонатным (место-

Химический состав эдиакарских (1–10) и неогеновых (11) фосфоритов

№ проб	P ₂ O ₅	CaO	CO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	SiO ₂	Na ₂ O	K ₂ O	MgO	F	C _{орг}	S ₁
1	21,7	43,7	23,6	сл.	0,3	0,7	0,8	0,5	8,4	1,9	0,4	101,1
2	22,7	47,9	18,7	0,2	0,2	1,0	0,2	0,03	9,8	3,0	0,3	101,0
3	22,1	32,8	4,2	0,6	1,2	38,4	0,2	0,1	1,5	1,5	0,4	
4	21,1	43,9	21,1	1,1	0,6	4,1	1,2	1,6	4,2	1,8	0,5	100,5
5	22,7	36,6	1,8	1,1	1,8	28,7	0,23	0,28	1,8	2,7	0,6	99,1
6	23,1	34,1	1,1	1,2	1,8	32,7	?	?	1,9	1,3	0,9	98,8
7	23,3	32,9	0,63	2,9	3,5	30,9	0,2	0,5	0,2	2,4	0,3	100,2
8	22,5	30,0	0,55	5,0	2,6	34,9	0,06	0,4	0,2	2,0	0,4	100,6
9	21,6	28,7	1,1	6,4	3,1	34,5	0,08	0,7	0,2	2,0	0,7	100,6
10	22,9	34,1	1,2	11,6	4,8	21,7	0,6	0,3	0,7	2,1	0,3	99,8
11	23,2	31,8	2,62	6,4	2,4	27,8	0,2	0,3	0,75	3,3	не опр.	100,7

Примечание. 1 – ХФБ, Хубсутульское месторождение; 2 – ФБЯ, месторождение Веньян; 3 – ФБЯ, месторождение Куньян; 4 – ФБНГ, месторождение Массури; 5 – КФБ, месторождение Джанагас; 6 – ФБВ, месторождение Тапоа; 7 – ФБД, месторождение Вонарах; 8 – ФББ, месторождение Ди Три; 9 – месторождение Рочина; 10 – ФББ, месторождение Формоза; 11 – месторождение Хилсборо, Флорида.

рождение Массури, см. табл. 2, проба 4). Кремнистые фосфориты характерны для месторождений КФБ (см. табл. 2, проба 5) и некоторых месторождений ФБВ (см. табл. 2, проба 6). В ФБД карбонатные фосфориты резко подчинены кремнисто-глинистым (см. табл. 2, пробы 7, 8), в ФВБ последние, наоборот, господствуют (см. табл. 2, пробы 9, 10).

Сравнение древних фосфоритов с неогеновыми, например, с фторидскими (см. табл. 2, проба 11), показывает, что по составу нефосфатных компонентов они чаще всего близки кремнисто-глинистым разновидностям последних. Среди минералов глин в обоих случаях присутствуют как каолинит, так и смектит, сепиолит, клиноптилолит, палыгорскит. Характерно отсутствие или незначительное распространение среди позднемиоценовых фосфоритов карбонатных разновидностей.

Оценивая в целом химизм древних фосфоритов, т.е. состав и количество нефосфатных компонентов, следует заметить, что в большинстве случаев среди доломитов постгляциальной (постмаринанской) трансгрессии фосфориты содержат карбонатные, кремнеземистые и глиноземистые разновидности. Кремнезем, очевидно, биогенный [Mazumdar, Banerjee, 1998]. Появление глинистых разновидностей связано с локальными палеогеографическими особенностями фосфатноносных бассейнов.

Элементы-спутники в древних фосфоритах

Фосфориты сравнительно с другими осадочными породами морского происхождения содержат повышенные концентрации многих элементов, называемых малыми, элементами-примесями или спутниками. Одни из них изоморфно входят в структуру фосфата кальция, другие сорбируются фосфатом или органическим веществом, третьи заключены в сульфидной фазе, что свойственно некоторым разновидностям фосфоритов, четвертые образуют самостоятельные минералы.

Практическая значимость элементов-примесей определяется тем, что некоторые из них, например, уран, извлекаются в качестве побочного продукта при глубокой химической переработке сырья. Другие, например кадмий, требуют удаления, так как являются опасными токсикантами, обесценивающими фосфатное сырье в случае повышенных концентраций. Поведение элементов-примесей представляет интерес и в теоретическом плане для познания процессов фосфогенеза.

Исследования элементов-примесей в фосфоритах имеют давнюю историю. Некоторые из них посвящены отдельным элементам, например, редким землям [Pyin, Ratnikova, 1976] или урану [Батурина, Коченов, 2001]. Во многих публикациях характеризуется весь спектр элементов-примесей применительно как к отдельным регионам или фосфатоносным бассейнам, так и в глобальном масштабе.

Среди многочисленных публикаций выделяется сводка З. Альтшулера [Altschuler, 1980], в которой обобщены его многочисленные исследования флоридских фосфоритов и все известные к тому времени литературные данные. Альтшулер пришел к выводу, что такие элементы как Sr, U, PЗЭ, Y, изоморфно замещая Ca, являются непосредственными компонентами фосфата кальция. Он полагал также, что повышенные концентрации некоторых элементов-примесей обязаны процессам придонного перемыва первичного осадка. Альтшулер вычислил коэффициенты концентраций элементов-примесей в фосфоритах относительно их кларкового содержания в осадочных породах. Наибольшие величины этих коэффициентов, по его подсчетам, свойственны урану (60) и кадмию (30).

Сводка З. Альтшулера не потеряла своего значения до наших дней, но за четверть века, прошедшие со времени ее публикации, был открыт ряд новых месторождений фосфоритов и крупных фосфатоносных бассейнов. Благодаря техническому прогрессу

были усовершенствованы аналитические методы определения содержания элементов-примесей, что обеспечило получение более точных и достоверных результатов и в ряде случаев привело к переоценке прежних данных.

Из древних эдиакарских фосфоритов ко времени составления сводки Альтшулеру были известны лишь полуколичественные анализы по фосфоритам КФБ, ФБД и ФББ. Некоторые древние бассейны к тому времени еще не были открыты либо сведения о них не публиковались по соображениям конфиденциальности. Последнее относится в полной мере к ФБЯ.

Поведение элементов-спутников в древних фосфоритах, рассматриваемое ниже, основано на исследованиях автора в конце прошлого – начале текущего века [Pyin, Ratnikova, 1976; Pyin, Volkov, 1994; Pyin, 2002, 1998a и др.]. В основу положены результаты исследований около 100 проб древних фосфоритов различных бассейнов, выполненных в Аналитическом сертификационном центре (АСИЦ) ВИМСа методом индуктивно-связанной плазмы в сочетании с масс-спектральной (ICP MS), под руководством В.К. Карандашева и частично опубликованных в 2006 году [Ильин, Киперман, 2006]. Подготовка стандартов для анализов осуществлена с помощью доктора Г. МакКлелана (Флоридский университет), М. Богана (Флоридский институт фосфатных исследований) и Г.Н. Батурина (ИОРАН им. Ширшова). Определение PЗЭ выполнялись трижды: 1) [Pyin, Ratnikova, 1976]; 2) [Pyin, 1998a] и 3) [Ильин, Киперман, 2006]; урана – дважды: 1) [Pyin, Volkov, 1995]; 2) [Ильин, Киперман, 2006]. Во всех случаях результаты оказались близкими.

Методом ICP MS определялось содержание практически всех химических элементов (кроме галогенов и инертных газов), но ниже рассматриваются лишь некоторые из них, а именно редкие земли, иттрий, уран, стронций, кадмий, вольфрам, ванадий, цинк, молибден, кобальт, никель, свинец, медь, серебро. Этот выбор основан на степени достоверности данных, что определяется возможностями метода ICP MS. Из рассмотрения исключены селен, рений, скандий в силу высокого потенциала ионизации и близости масс этих элементов с некоторыми другими, что затрудняет их идентификацию. Исключены такие данные по золоту и платиноидам, содержания которых во всех пробах оказались за пределами чувствительности метода (соответственно менее 0,1 и 0,01 г/т). Определения некоторых проб были дублированы в лабораториях Флоридского института фосфатных исследований, при этом особое внимание было обращено на PЗЭ, уран, кадмий и цинк. Результаты проверки оказались весьма удовлетворительными.

Таблица 3

Перечень проб на РЗЭ (см. табл. 4), их местоположение, тип фосфоритов и содержание в них P_2O_5 и $C_{орг}$

№ пробы	Бассейны	Месторождение	Тип фосфорита	P_2O_5 %	$C_{орг}$ %
1	ХФБ	Хубсугул	зернистый	26	0,31
2		Хубсугул	зернистый	25	0,27
3		Хубсугул	бесструктурный, состоящий из фрагментов бесструктурного фосфата в доломите	24	0,21
4		Бурен-хан	бесструктурный	28	0,40
5		Хубсугул	бесструктурный		
6		Цаган-нур	бесструктурный	31	0,46
7		Цаган-нур	бесструктурный	33	0,86
8	ФБЯ	Ванжаван	зернистый	25	0,25
9		Сиянфен	- » -		0,19
10		Куньян (верхний пласт)	- » -	28	0,11
11		Куньян (нижний пласт)	- » -	31	0,16
12		Хайкоу	- » -	27	0,31
13		Тоошин	- » -	26	0,17
14		КФБ	Герес	- » -	22
15	Джанатас		- » -	23	0,48
16	Джилан		- » -	23	0,17
17	Беркуты		- » -	25	0,27
18	Коксу	- » -	28	0,37	
19	ФБД	Дачесс	выветрелый белый зернистый	29	0,08
20	ФБНГ	Дурмала	зернистый	20	не опр.
21	ФБВ	Тапоа	зернистый	17	не опр.
22	ФБНГ	Массури	фосфатная мука, заводская	21	1
23	ФБД	Дачесс	черный зернистый (кern)	25	0,87
24	ФБВ	Тапоа	зернистый (кern)	20	не опр.

Примечание. Все пробы ФБЯ относятся к месторождениям Юньнань-Сычуаньской части бассейна.

Таблица 4

Содержание РЗЭ в пробах, указанных в таблице 3

№№	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	SREE
1	150,0	190,0	33,0	160,0	31,0	7,5	32,0	25,0	6,0	14,0	7,0	0,80	655,0
2	130,0	160,0	31,0	140,0	29,0	6,6	29,0	15,0	5,5	14,0	7,0	0,85	578,0
3	35,0	16,0	6,0	36,0	4,9	1,6	5,3	5,2	1,3	3,7	2,4	0,27	108,0
4	15,0	16,0	4,0	18,0	2,6	0,72	2,6	2,1	0,6	1,2	0,55	0,06	63,0
5	11,0	16,0	2,7	16,0	3,3	0,67	2,5	2,1	0,6	1,2	0,71	0,07	57,0
6	7,6	8,3	2,1	9,4	1,8	0,43	1,7	2,3	0,4	0,89	0,52	0,06	35,0
7	3,4	3,2	1,2	4,3	0,62	0,17	0,75	0,6	0,25	0,61	0,33	0,03	15,0
8	82,0	42,0	11,0	46,0	9,5	1,8	8,5	11,0	2,0	5,0	2,8	0,30	222,0
9	79,0	74,0	13,2	46,0	8,5	3,2	10,0	6,5	1,3	3,1	1,4	0,15	256,0
10	60,0	37,0	10,0	38,0	6,4	1,7	7,4	6,5	1,9	3,2	1,5	0,18	174,0
11	56,0	32,0	7,0	40,0	9,6	2,1	11,0	10,0	2,0	4,1	2,3	0,29	176,0
12	56,0	28,0	6,6	29,0	5,6	1,2	6,2	7,0	1,2	2,8	1,5	0,21	145,0
13	35,0	16,0	4,5	21,0	3,4	0,90	3,7	3,2	0,9	1,9	0,94	0,17	92,0
14	160,0	110,0	27,0	140,0	29,0	5,4	18,4	16,4	3,5	8,0	4,1	0,20	522,0
15	100,0	74,0	20,0	91,0	19,0	3,6	20,0	16,4	3,5	7,9	3,9	0,15	360,0
16	95,0	59,0	17,0	78,0	16,0	3,3	16,0	12,6	2,8	5,0	2,5	0,31	307,0
17	72,0	40,0	12,0	50,0	9,7	2,1	9,2	11,2	2,4	5,1	3,1	0,34	185,0
18	62,0	38,0	11,0	51,0	9,4	2,1	8,6	8,4	2,0	5,0	3,2	0,38	180,0
19	130,0	160,0	22,0	120,0	23,0	4,5	20,0	21,0	3,7	7,9	5,0	0,60	512,0
20	91,0	79,0	17,0	73,0	16,0	4,3	16,0	13,0	2,9	9,8	4,9	0,71	328,0
21	45,0	53,0	9,9	38,0	8,1	2,0	7,0	8,4	1,7	4,7	2,3	0,31	180,0
22	42,0	39,0	7,5	34,0	5,3	1,6	7,8	6,3	1,0	2,4	1,9	0,15	149,0
23	40,0	27,0	5,0	24,0	7,8	2,2	9,2	8,8	2,1	5,8	4,3	0,36	137,0
24	42,0	60,0	7,6	40,0	8,1	1,9	8,8	8,5	2,2	4,8	4,2	0,33	188,0

Все пробы фосфоритов довольно однородны по содержанию фосфорного ангидрида (от 22 до 22%) и органического вещества (<1%). В пробах представлены только фосфориты, не испытавшие сколько-нибудь значительного выветривания. Большинство проб взято в добычных карьерах, разведочных горных выработках и из керна скважин.

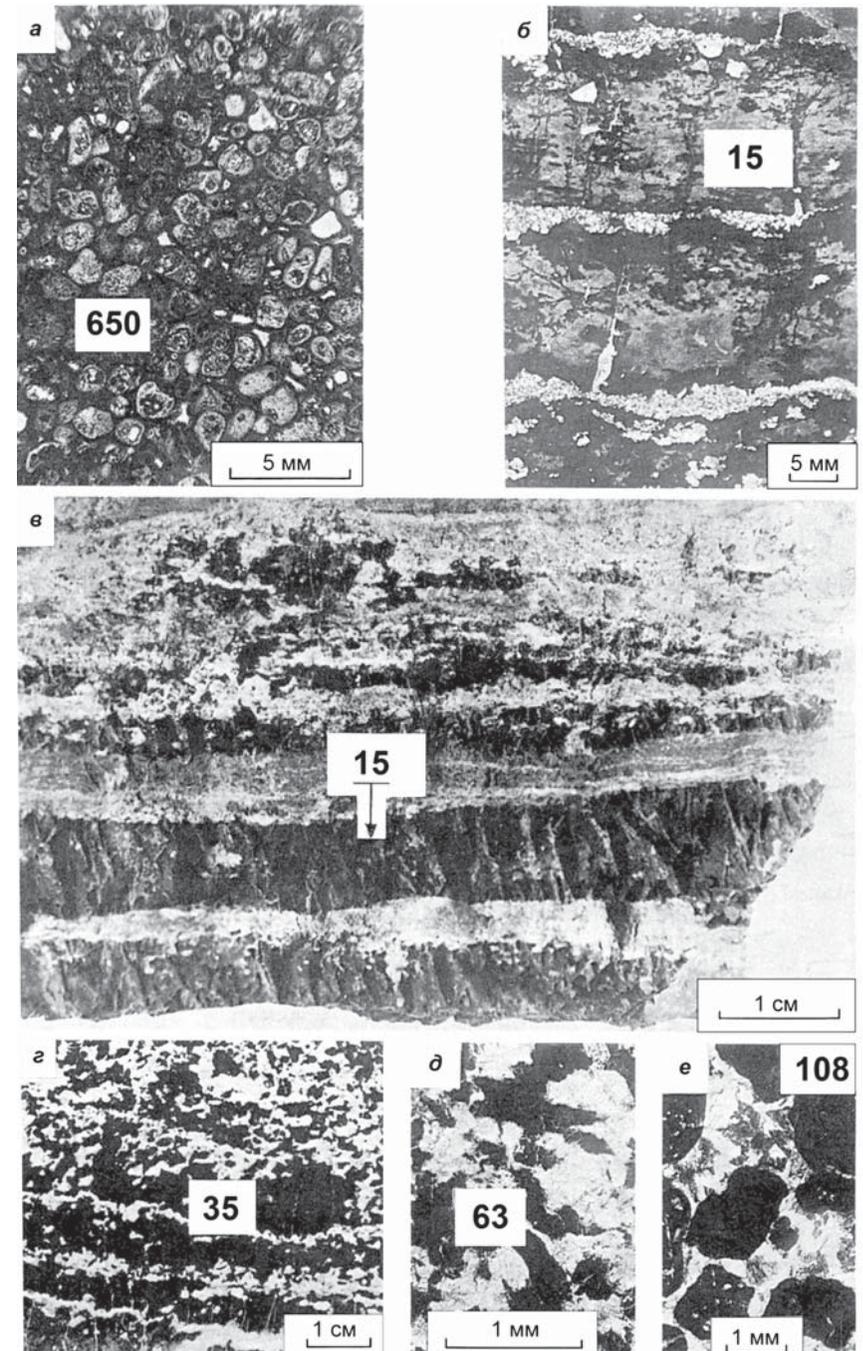
Пробы включают фосфориты обеих разновидностей – пристиновые или бесструктурные, находящиеся *in situ* и зернистые переотложенные (*recycled*). Результаты исследований показали, что древние (эдиакарские) фосфориты весьма существенно отличаются от фосфоритов позднемеловой–неогеновой эпохи фосфогенеза в отношении содержаний многих элементов-спутников. Эти отличия настолько значительны, что обуславливают важные практические следствия, определяющие экологичный эффект эксплуатации месторождений и применения фосфоритов, а также весьма интересны в теоретическом плане. Вследствие этого поведению элементов-спутников ниже уделено особое внимание.

Редкие земли. В 1972 году было отмечено, что SPЗЭ в зернистых фосфоритах ФБД значительно меньше, чем в бесструктурных, называемых в этом бассейне мадстоунами [Keyzer de, Cook, 1972]. В 1976 году аналогичная закономерность была зафиксирована в ХФБ, где в распределении РЗЭ был впервые обнаружен дефицит тяжелых редких земель. В таблице 3 помещены 24 пробы из месторождений древних бассейнов, содержание РЗЭ в которых приведены в таблице 4. Пробы из бесструктурных слоистых разностей выкалывались из фосфатных прослоев, чтобы исключить доломитовый материал просечек, а из зернистых – отбирались произвольно непосредственно из образца. В силу этого первые несколько богаче фосфорным ангидридом, чем вторые. Количество $C_{орг}$ в обоих случаях значительно меньше 1%.

На примере ХФБ (рис. 30а, б, в) видно, что в бесструктурных разностях SPЗЭ на полтора порядка меньше, чем в зернистых (соответственно 15 и 650 г/т). В разностях, представленных доломитистыми фосфоритами, т.е. породами с фрагментами фосфата

Рис. 30. Фотографии фосфоритов ХФБ и содержание в них SPЗЭ в г/т (цифры на фотографиях).

а – зернистый фосфорит, месторождение Хубсугул (шлиф); б – бесструктурный фосфорит, месторождение Цаган-нур (шлиф); в – бесструктурный фосфорит, месторождение Хубсугул (пришлифованный образец); г, д – доломитистые фосфориты, месторождение Бурен-хан (шлифы); е – крупнозернистый фосфорит, месторождение Хубсугул (шлиф)



разной величины и неправильной формы, $SP_{3Э}$ увеличивается до 63, а в фосфоритах с крупными черными фосфатными зернами, заключенными в доломите, до 108 г/т. В ФБЯ, где преобладают зернистые фосфориты, $SP_{3Э}$ достигает 250 г/т, а в некоторых других бассейнах также в зернистых разностях несколько превышает 560 г/т. Такие же значения характерны и для других древних бассейнов.

По величине $SP_{3Э}$ эдиакарские фосфориты в целом несколько не уступают позднемеловым–неогеновым [Soudry et al, 2002]. В последних также наблюдается разница в $SP_{3Э}$ между пристиновыми и переотложенными фосфоритами, правда не столь резко как в первых. Сближает их наличие отрицательной цериевой аномалии (рис. 31), подобно той, которая свойственна воде современных морей. Величина этой аномалии, рассчитанная по методу Н. Джарвиса [Jarvis et al., 1994], уменьшается от бесструктурных разностей к зернистым от 0,32 до 0,11.

Уникальная особенность распределения РЗЭ в древних фосфоритах состоит в четко выраженном дефиците тяжелых редких земель и, соответственно, в увеличении отношения La/Yb до 15–16, в то время как в фосфоритах другой гигантской эпохи фосфогенеза это отношение равно 6. Эта закономерность, выявленная в ХФБ [Ilyin, Ratnikova, 1976], затем была подтверждена в ФБЯ [Phosphorites..., 1998], ФБВ [Elicoteaux, Trompette, 1998], ФБНГ [Phosphate..., 1986], ФБД [Dardenne, Trompette, 1986] и других древних бассейнах. Дж. МакАртур считает, что обеднение тяжелыми РЗЭ древних фосфоритов «может объясняться эволюционными изменениями химизма морской воды» [McArthur, 1978, с. 11].

Резкие различия в концентрации $SP_{3Э}$ между двумя группами фосфоритов свидетельствуют о том, что накопление этих элементов в фосфатных зернах происходило во время их многократного перемыва, переноса и переотложения. Большая удельная поверхность фосфата зернистых разностей сравнительно с бесструктурными также способствовала увеличению $SP_{3Э}$. В случае бесструктурных разностей, не испытывавших переотложения, сформировавшийся прослой фосфата захоронялся перекрывающими осадками, лишаясь контакта с морской водой – главным источником РЗЭ. В случае зернистых разностей время нахождения зерен в контакте с водой (*residence time*, по Альтшулеру), было многократно более длительным, что и способствовало росту концентрации РЗЭ.

Определение $SP_{3Э}$ и характер распределения элементов был изучен и в фосфоритовых конкрециях Подолии, на западном пог-

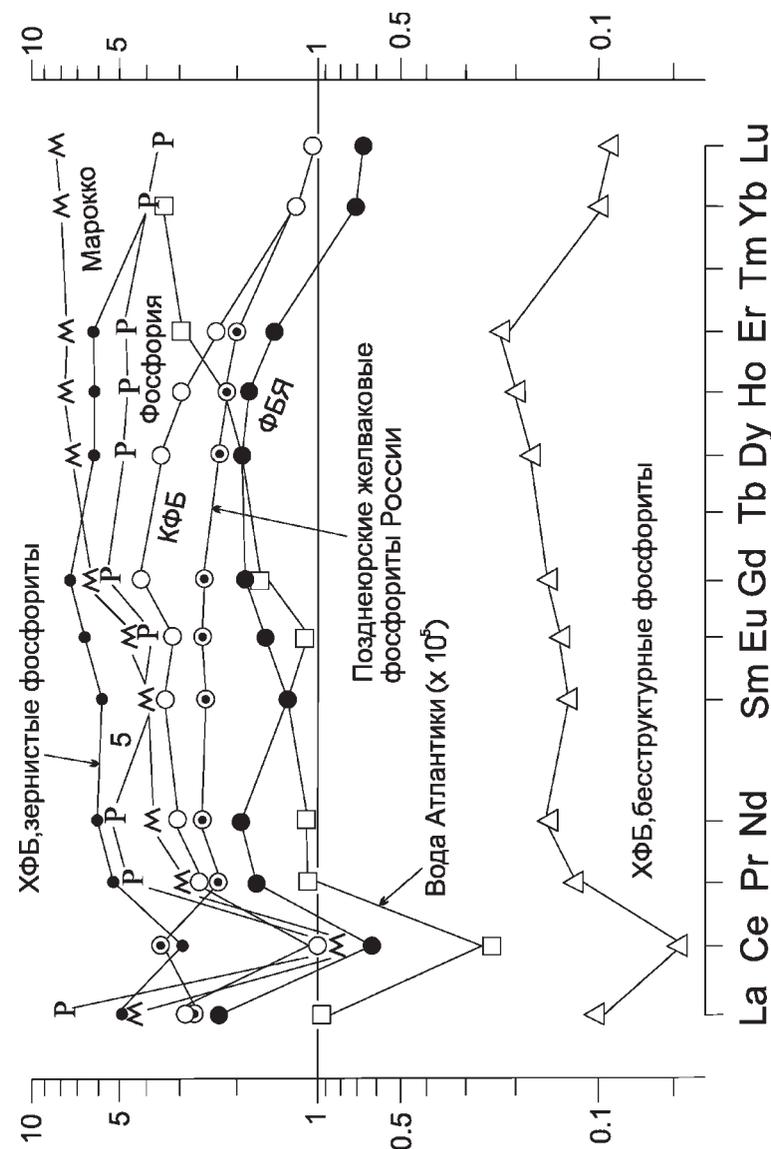


Рис. 31. Графики распределения РЗЭ в фосфоритах ХФБ, КФБ, ФБЯ и некоторых других бассейнов, а также в воде современной Атлантики

Содержание урана в эдиакарских фосфоритах, г/т

Бассейны	Тип фосфоритов	Число проб	Интервал содержаний	Среднее содержание	Источник данных
Хубсугульский	бесструктурный	10	3–6	4,0	Ilyin, Volkov, 1994
Хубсугульский	зернистый	7	8–12	9,1	Ilyin, Volkov, 1994
Каратауский	зернистый	12	23–26	20,0	Ilyin, Volkov, 1994
Каратауский	зернистый	7	18–24	15,0	Ильин, Киперман, 2006
Синеклизы Вольта	зернистый	6	8–9	4,0	Lucas et al., 1986
Низких Гималаев	бесструктурный	4	12–15	10,0	Ilyin, Volkov, 1994
Джорджина	зернистый	5	17–19	15,0	Ilyin, Volkov, 1994
Джорджина	зернистый	7	15–20	17,0	Phosphate deposits, 1986

ружении Украинского щита, описанных выше. Оказалось, что SPЗЭ в них – около 450 г/т и по распределению элементов они почти не отличаются от зернистых фосфоритов. Но эти же весьма прочные шаровидные конкреции, оказавшись в составе базальных конгломератов сеноманской трансгрессии, демонстрируют полное перерождение в отношении РЗЭ. Суммарное содержание их увеличивается до 2450 г/т, а график распределения приобретает форму «висящего колокола» с вершиной на уровне европия [Ilyin, 19986].

Имтрий демонстрирует такое же поведение, что и РЗЭ. Это обусловлено тем, что Y, как и РЗЭ, изоморфно замещает Са в структуре франколита. Концентрация его в зернистых разностях на порядок больше, чем в бесструктурных. Почти столь же контрастны эти разности и в кампанских фосфоритах пустыни Негев в Израиле [Soudry et al., 2002]. Различия в концентрации Y, как и РЗЭ, обусловлены темпом захоронения осадка, т.е. временем контакта с морской водой. Возрастных различий между эдиакарскими и позднемеловыми фосфоритами в отношении содержаний Y не обнаруживается, но в некоторых пробах древних фосфоритов содержание Y оказывается аномально низким.

Уран. Аномально низкая ураноносность древних фосфоритов была впервые обнаружена в ХФБ еще в шестидесятых годах прошлого века, когда параллельно с поисково-съёмочными работами осуществлялась оценка ураноносности монгольских фосфоритов, инициированная А.И. Тугариновым (ГЕОХИ). Полевой уранометрией были охвачены все основные месторождения фосфоритов. Определение содержания урана было выполнено тогда и лабораторными методами. Позже [Ilyin, Volkov, 1994] пробы хубсугульских и других древних фосфоритов исследовались атомно-адсорбционным методом, а также ICP MS. В результате было надёжно установлено, что древние фосфориты содержат не более 20 г/т урана. Причем в ХФБ, наиболее полно изученном в отношении урана, среднее содержание в бесструктурных разностях, преобладающих в бассейне, составляло лишь 4 г/т при крайних значениях 3–6 г/т, а в зернистых соответственно 9,1 и 8–12 г/т. Столь же низкие значения урана характерны и для ФБВ. В других бассейнах оно увеличивается до 20 г/т, оставаясь пятикратно меньшим сравнительно с фосфоритами позднего мела–неогена (табл. 5).

Обеднение древних фосфоритов ураном подтверждается работами многих исследователей и может считаться вполне обоснованным фактом, не поддающимся, однако, однозначной интерпретации.

Наиболее привлекательной оказалась идея о катагенетической природе обеднения ураном. При этом влияние катагенеза определяется глубиной погружения, т.е. давлением толщи вышележащих отложений. Давление обуславливает «удаление из структуры осадочного апатита, карбонат-иона, Na, Sr, H, а также урана» [Занин, Замирайлова, 2000, с. 507]. Представляется, что в основе такого объяснения лежит ложное представление о том, что сам возраст древних фосфоритов а priori свидетельствует о больших глубинах их погребения под толщей фанерозойских отложений. Неправомерность таких представлений видна на примере ХФБ. Этот бассейн расположен в пределах Тувино–Монгольского массива, «припаянного» к началу ордовика вместе с другими подобными террейнами к Сибирской платформе [Кузьмичев, 2004] и характеризовавшегося с того времени, как и все древнее «темя» Азии, высоким стоянием. Такое же положение массива установлено для силура и девона, перми, триаса и юры [Ильин, 2004]. Оно сохранялось в меловом периоде и в кайнозое, во время формирования Байкальской рифтовой системы [Ильин, Волков, 1978]. Аналогичная картина характерна для ФБЯ, так как палеозойские и мезозойские отложения платформы Янцзы локализованы во впадинах Сычуань, Цзян-нань и других, располагающихся вне ФБЯ [Phosphorite..., 1998].

Влияние катагенеза можно оценивать, имея в виду и термодинамическую переработку древних фосфоритов в фанерозое. Подобным преобразованиям фосфориты ХФБ подвергались мно-

гократно, что ярко выражено в южной части бассейна, в районе Буренханского месторождения, где фосфориты сохранились в виде ксенолитов в кровле обширных мезозойских интрузий гранитоидов и встречаются в пределах зон дизъюнктивных дислокаций. Фосфориты испытали контактовый метаморфизм и катаклазированы [Ильин, 1973], но содержание урана повсюду сохраняется одинаково низким. Подобная ситуация характерна и для фосфоров КФБ [Путеводитель..., 1984] и ФБЯ [Phosphorite..., 1998]. Таким образом, процессы катагенеза, статическое и динамическое давление, термодинамическая переработка не могут считаться причиной низкой ураноносности древних фосфоритов.

Специфичность древних фосфоритов в отношении ураноносности коррелируется с некоторыми особенностями изоморфизма фосфата этих пород, в частности низким F/P₂O₅ отношением (около 0,51 в ХФБ), замещением F⁻¹ на OH⁻¹ низким CO₂/P₂O₅ отношением (около 0,3), а также весьма высоким La/Yb отношением (около 16). Последний параметр интерпретируется некоторыми авторами как возможный индикатор эволюции химического состава морской воды [Jarvis et al., 1994].

Все перечисленные параметры определяют специфику изоморфизма Са в древних фосфоритах, что, возможно, обусловило небольшую роль U в замещении Са в структуре фосфата древних месторождений.

Кадмий является одним из наиболее опасных токсикантов. Поступая в организм человека с продуктами питания животного происхождения и концентрируясь в печени и почечных камнях, кадмий провоцирует некоторые заболевания. Отслеживание путей миграции кадмия из неживой природы в организм человека показало, что главным источником являются вносимые в почву фосфатные удобрения [The Cadmium..., 1983]. Содержания кадмия в древних фосфоритах были определены в начале атомно-адсорбционным методом, а затем методом ICP MS со стандартом, представленным Флоридским институтом фосфатных исследований. Стандарт содержит 7,39 г/т Cd и 28,5% P₂O₅. Были исследованы 22 пробы из ХФБ, КФБ, ФБЯ и ФБВ. Содержание P₂O₅ в пробах составляет 20–30%. Одна из проб взята из монофосфатного прослоя бесструктурных фосфоритов (табл. 6). Контроль осуществлен во Флоридском институте. Результаты оказались весьма сходными.

В ХФБ устанавливаются значительные вариации содержания кадмия в зависимости от характера фосфатных выделений. Максимальные значения кадмия, исключая фосфатный концен-

Содержание Cd, P₂O₅ и C_{орг} в эдиакарских фосфоритах

№ пробы	Фосфатноносный бассейн	Месторождение	Текстура фосфорита	Cd, г/т	P ₂ O ₅ , %	C _{орг} , %
1	Цаган-нур	Цаган-нур	бесструктурный (концентрат)	4,95	40,79	1,06
2		Хубсугул, западный фланг		3,82	27,00	0,45
3		Хубсугул, восточный фланг		3,67	25,00	0,51
4		Хубсугул, восточный фланг		1,68	27,00	0,21
5	Хубсугулский	Цаган-нур	переслаивание бесструктурного фосфата и доломита	4,71	29,00	0,76
6		Бурен-хан		0,47	28,00	0,71
7		Уха-тол		4,47	22,00	0,91
8	Каратауский	Джанатас, нижний пласт	тонкое переслаивание фосфатных и кремнистых прослоек	2,07	25,00	0,46
9		Джанатас, верхний пласт		2,17	24,00	0,38
10		Коксу		0,61	26,00	0,35
11		Ак сай		1,43	23,00	0,11
12	платформы Янцзы	Джилан	неяснозернистый	1,60	26,00	0,24
13		Куньян, верхний пласт		1,93	31,00	0,22
14		Куньян, нижний пласт		1,61	29,00	0,41
15		Ванжаван		3,11	28,00	0,54
16	Кайянь	Хайкоу	неяснозернистый	4,17	29,00	0,44
17		Кайянь		4,17	29,00	0,44
18		Сянфен		2,42	26,00	0,36
19	синеклизы Вольта (Нигер, Буркина Фасо)	Тапоа	неяснозернистый	1,92	30,00	1,66
20		Тапоа		2,02	27,00	1,71
21		Коджари		1,87	23,00	0,52
22		Коджари	зернистый	1,39	22,00	0,48

трат (проба 1), присущи слоистым фосфоритам Цаганнурского месторождения, сложенным бесструктурным фосфатом (4,71 г/т Cd, проба 5) а минимальные (0,47 г/т Cd, проба 5) характеризуют зернистые фосфориты самого верхнего пласта восточного фланга Хубсугульского месторождения (рис. 32). Между этими крайними значениями располагаются пробы с содержанием Cd от 2 до 4 г/т. Они отвечают породам, в которых фосфат присутствует в виде разнообразных по величине выделений неправильной формы, возникших путем дезинтеграции бесструктурных прослоев.

В ФБЯ, где преобладают зернистые разности, известны и породы с бесструктурным фосфатом, называемые здесь желатиновыми либо ленточно-слоистыми фосфоритами [Phosphorites..., 1998]. Этим породам, по-видимому, отвечает проба 17, содержащая 4,17 г/т Cd. В остальных пробах содержание кадмия колеблется в интервале от 0,5 до 3 г/т, что гармонирует с литературными данными, согласно которым средние содержания кадмия в фосфоритах ФБЯ равно 3 г/т. Для фосфоритов провинции Юньнань приводится средняя цифра 1,22 г/т [Phosphorites..., 1998]. По нашим определениям, фосфориты Куньянского месторождения этой провинции – крупнейшего в Китае – содержат 1,6–19 г/т Cd (пробы 13, 14).

Пробы африканских месторождений также представляют зернистые фосфориты. Они содержат около 2 г/т Cd.

Интерпретация результатов изучения кадмиеносности древних фосфоритов основывается на биофильности кадмия, установленной применительно к фитопланктону (рис. 33). Рисунок иллюстрирует резкое снижение содержания кадмия в зоне фотосинтеза, где кадмий экстрагируется организмами, участвуя в строении металлоэнзимов – специфических ферментов. Биофильность кадмия, возможно, и предопределила различия в кадмиеносности фосфоритов двух гигантских эпох фосфогенеза. В поздне меловых–неогеновых фосфоритах среднее содержание кадмия составляет 18 г/т [Altschuler, 1980], достигая 50–80 г/т в туниисском бассейне Гафса, что во много раз выше, чем в эдиакарских. Cd, как и Ca, участвует в строении скелетных тканей фанерозойских организмов. Возможно, что эдиакарская биота, будучи бесскелетной, не использовала кадмий в жизнедеятельности, что, в конечном счете, и обусловило обеднение кадмием древних фосфоритов. Другими словами, это объясняется эволюцией биосферы, так же как некоторой специфичностью химического состава морской воды постгляциальной постмаринанской трансгрессии [Ильин, 2002].

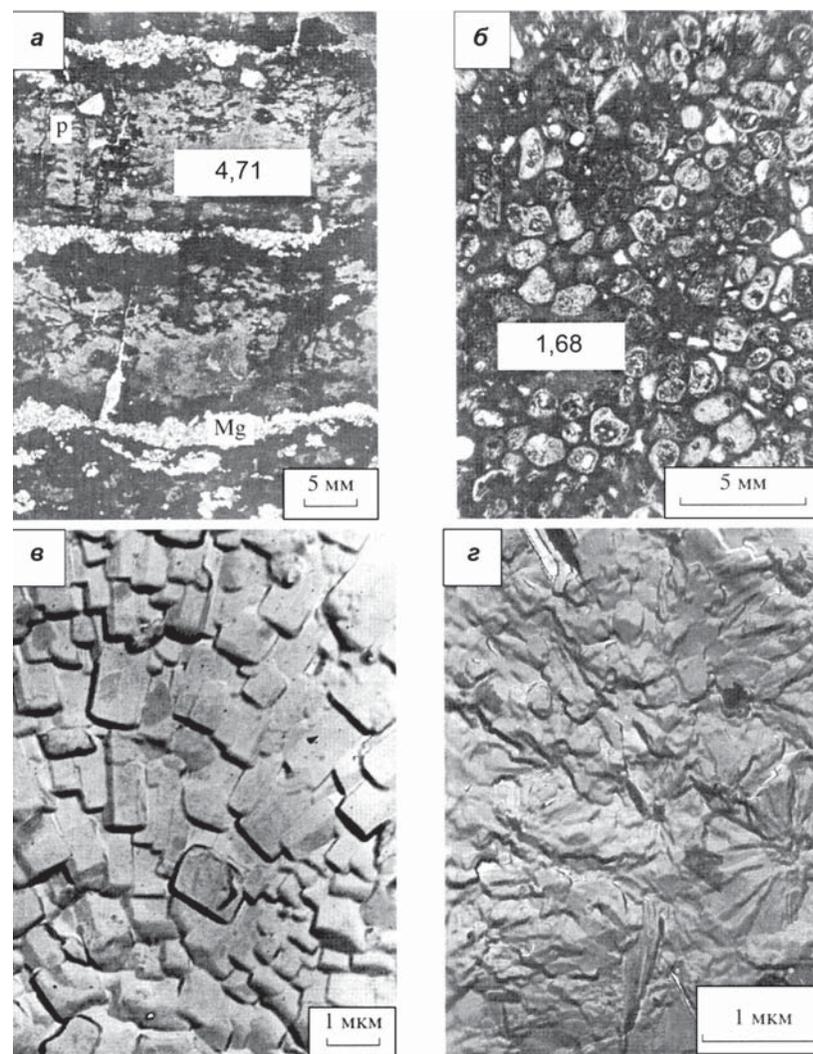


Рис. 32. Фосфориты Хубсугульского фосфатоносного бассейна и содержание в них кадмия, г/т.

а, б – микрофотографии шлифов: а – фосфорит, сложенный чередующимися прослоями бесструктурного фосфата (р) и доломита (Mg), Цаганнурское месторождение, б – зернистый (пеллетовый) фосфорит, пятый пласт нижней фосфатоносной пачки, восточный фланг Хубсугульского месторождения; в, г – ультрамикроструктуры фосфоритов: в – беспорядочно расположенные гексагональные призмы фосфатного минерала в бесструктурных разностях, г – радиально-лучистые сферолиты в зернистых разностях

Стронций, по данным [McArthur, 1978], изоморфно замещая Са, составляет в фосфоритах в среднем около 0,25% или 2500 г/т. Содержание этого элемента в эдиакарских фосфоритах более чем вдвое ниже и не зависит от текстурных особенностей пород. В ХФБ богатые фосфорным ангидридом монофосфатные прослои и более бедные зернистые фосфориты содержат Sr в среднем около 1000 г/т при весьма небольших отклонениях от этой цифры. Для других бассейнов получены следующие данные: ФБЯ – 800, КФБ – 900, ФБНГ – 950, ФБД – 1050 г/т. Во всех случаях содержание Sr четко коррелируется с количеством P₂O₅.

Ю.Н. Занин, изучивший стронциеносность желваковых фосфоритов эдиакарского (?) возраста в Якутии допускает, «что вынос стронция из кристаллической структуры апатита происходил в процессе катагенеза» [Занин и др., 1997, с. 237]. Этот вывод основан лишь на предположении о том, что породы проб низким содержанием стронция были прежде перекрыты «более мощными молодыми отложениями» [Занин и др., 1997, с. 236].

Цинк. Содержание цинка и других элементов-примесей в фосфоритах древних бассейнов, по данным из различных источников, приведено в таблице 7. Таблица 8 иллюстрирует поведение цинка и других металлов в древних фосфоритах в зависимости от характера фосфатных компонентов, а в таблице 9 сравниваются средние содержания цинка в фосфоритах, принадлежащим двум гигантским эпохам фосфогенеза.

Содержание цинка в фосфоритах древних бассейнов варьирует от 20 до 60 г/т, составляя в среднем около 30, причем в бесструктурных разностях оно существенно выше, чем в зернистых (см. табл. 7 и 8). Из таблицы 9 следует, что концентрации цинка в древних фосфоритах на порядок меньше чем в позднемеловых-кайнозойских. Поступая на дно с остатками планктона, органическое вещество испытывает бактериальное разложение, благодаря которому цинк, как и другие тяжелые металлы, содержащиеся в этом веществе, возвращается в морскую (поровую) воду, где находится в растворенном состоянии. Из всех металлов, рассматриваемых ниже, цинк демонстрирует наиболее сходное поведение в толще воды с основными нутриентами – HPO₄³⁻ и HNO₃¹⁻.

В верхнем планктоногенном слое воды концентрации растворенного в ней цинка ничтожны, так как он усваивается планктоном. Ниже, с глубиной его концентрации увеличиваются и затем становятся постоянными (см. рис. 33).

Цинк считается наиболее необходимым металлом из числа участвующих в строении металлоэнзимов – ферментов катализаторов

Средние содержания элементов-примесей в фосфоритах разных бассейнов (г/т)

Бас-сейн	SREE	Y	Zn	Gd	V	Mo	Co	Ni	Cr	Pb	Cu	Ag	U	Чис-ло проб	Источник данных
ХФБ	600	270	21	1,7	30	4,0	4,0	25	40	20	20	0,2	9,1	17	Ильин, Киперман, 2006
	250	150	20	1,0	20	2,0	1,0	25	40	40	15	0,1	20,0	14	Ильин, Киперман, 2006
ФБЯ	520	100	20	0,7	50	2,0	2,0	20	20	30	10	0,1	20,0	12	Phosphate deposits, 1986
	470	не опр.	40	2,0	30	0,4	4,0	10	24	35	15	1,4	12,0	25	Seigmund, 1997
КФБ	300	250	40	0,2	20	3,0	1,5	20	24	36	7	0,15	20,0	17	Ильин, Киперман, 2006
	540	30	35	4,4	20	3,0	9,0	25	42	20	15	0,2	18,0	15	Phosphate deposits, 1986
ФБНГ	200	200	30	0,7	200	4,0	5,0	25	40	20	30	0,3	10,0	3	Ильин, Киперман, 2006
	200	50	20	1,2	100	не опр.	30	не опр.	20,0	4	Vanerjee et al., 1997				
ФБВ	190	150	60	2,0	50	2,0	10,0	20	30	30	20	0,3	5,0	7	Ильин, Киперман, 2006
	200	160	20	1,0	не опр.	3,0	не опр.	не опр.	не опр.	50	15	не опр.	5,0	5	Lucas et al., 1986
ФБД	140	250	20	0,5	40	2,0	4,0	15	110	не опр.	10	0,1	15,0	12	Ильин, Киперман, 2006
	не опр.	300	30	не опр.	не опр.	не опр.	3,0	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	0,3	не опр.	4	Keyzer de, Cook, 1972

Таблица 8

Средние содержания некоторых элементов-примесей (г/т) и $C_{орг}$ (%) в бесструктурных (числитель) и зернистых (знаменатель) фосфоритах некоторых бассейнов

Бас-сейн	SREE	Y	Zn	Gd	V	Mo	Co	Ni	Cr	Pb	Cu	Ag	U	$C_{орг}$
ХФБ (28)	$\frac{15}{600}$	$\frac{30}{270}$	$\frac{35}{21}$	$\frac{4,7}{1,7}$	$\frac{50}{30}$	$\frac{2}{5}$	$\frac{2}{7}$	$\frac{15}{25}$	$\frac{10}{20}$	$\frac{12}{10}$	$\frac{20}{20}$	$\frac{0,37}{0,3}$	$\frac{4,3}{9,1}$	$\frac{1,1}{0,3}$
ФБЯ (12)	$\frac{18}{400}$	$\frac{30}{50}$	$\frac{80}{20}$	$\frac{3}{1}$	$\frac{40}{20}$	$\frac{1}{3}$	$\frac{3}{3}$	$\frac{10}{20}$	$\frac{10}{15}$	$\frac{15}{35}$	$\frac{20}{15}$	$\frac{1,4}{2,0}$	$\frac{8,1}{17}$	$\frac{0,9}{0,3}$
Пус-тыни Негев (38)	$\frac{26}{130}$	$\frac{21}{120}$	$\frac{1415}{235}$	$\frac{95}{7}$	$\frac{764}{124}$?	?	?	?	?	?	?	$\frac{68}{105}$	$\frac{1,6}{0,43}$

Примечание. Цифры в скобках – число проб. Данные по кампанскому бассейну пустыни Негев, Израиль, по [Soudry et al., 2002].

Таблица 9

Средние содержания некоторых элементов-примесей (г/т) и характерные отношения в эдиакарских (числитель) и поздне меловых-неогеновых (знаменатель) фосфоритах

Sr	Y	Zn	Gd	Mo	Co	Ni	Cr	Cu	Pb	Ag	U	$\frac{CO_2}{P_2O_5}$	$\frac{F}{P_2O_5}$	$\frac{La}{Yb}$
$\frac{1000}{2500}$	$\frac{15}{98}$	$\frac{29}{248}$	$\frac{1,2}{12,8}$	$\frac{3,3}{8,1}$	$\frac{5,7}{8,8}$	$\frac{19,5}{35,5}$	$\frac{40}{36}$	$\frac{20}{50}$	$\frac{30}{25}$	$\frac{0,3}{1,7}$	$\frac{15}{100}$	$\frac{0,05}{0,15}$	$\frac{<0,056}{>0,089}$	$\frac{16}{6}$

Таблица 10

Содержание элементов-примесей (г/т) в фосфатных концентратах некоторых фосфатных месторождений

№	U	Zn	Gd	Mo	Co	Ni	Cr	Ag	Y	Sr
1	89	140	13	109	5	20	120	2,00	75	2200
2	110	520	25	40	5	90	230	2,00	13	1230
3	4	8	1	2	1	6	6	0,05		800

Примечание. 1–3 – месторождения: 1 – миоценовое Ли Крик (Северная Каролина), 2 – кампанское Цин (Израиль), 3 – эдиакарское Цаган-нур (ХФБ, Монголия).

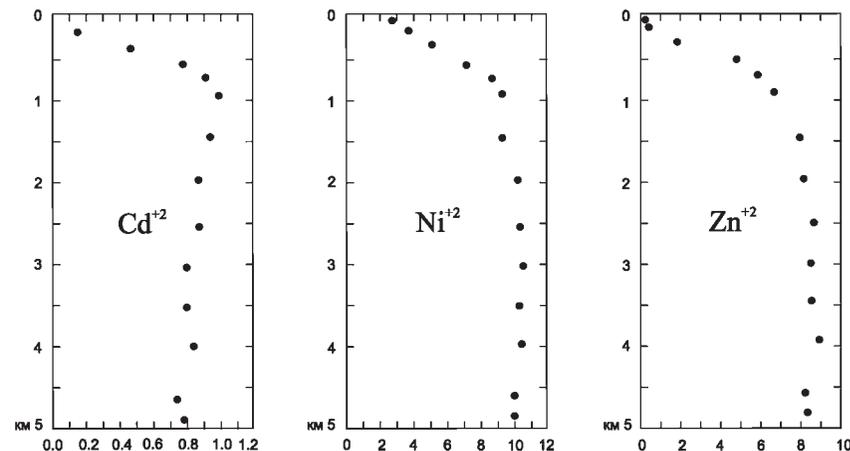
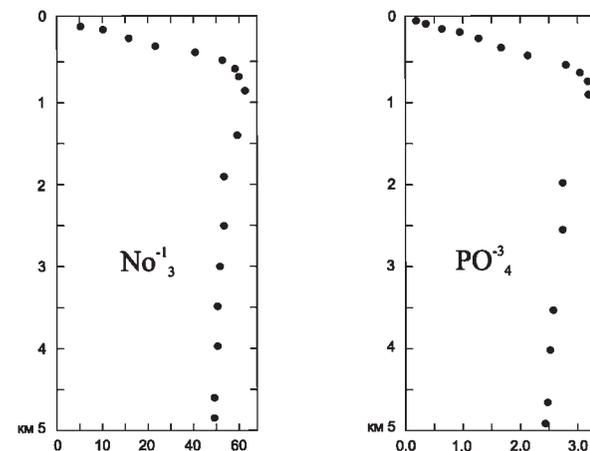


Рис. 33. Изменение концентраций (нанномоль/кг) некоторых ионов с глубиной в воде северной Пацифики (32°40') [McKelvey et al., 1986]

биохимических реакций. М.А. Федонкин [Fedonkin, 2003] считает, что доступность цинка для жизнедеятельности организмов стала возможной лишь по мере оксигенизации атмосферы. Вероятно, что эдиакарская биота еще не использовала цинк для жизнедеятельности, и органические остатки того времени были обеднены цинком сравнительно с фанерозойскими организмами. Заметим, кстати, что количественно среди других тяжелых металлов, необходимых для жизнедеятельности современных организмов, в том числе и человека, цинк считается наиболее важным.

Ванадий и серебро рассматриваются совместно из-за сходства их поведения в фосфоритах и общности ареалов распространения фосфоритов, обогащенных ванадием и серебром. В восточной части ФБЯ (северо-запад провинции Хунань) черные (горючие сланцы) моря Цзяннань (см. рис. 4), вмещающие конкреционные фосфориты, обогащены ванадием. Содержание его в одном из разрезов сланцев, в Хунани, мощностью около 50 м находится в интервале 0,2–2,0% V_2O_5 , причем в некоторых пластах мощностью до 5 м содержание V_2O_5 выдержано на всю их мощность на уровне 1% [Ильин, 1990].

Содержание ванадия отчетливо коррелируется с $C_{орг}$, так что в горючих сланцах с 20% $C_{орг}$ содержится до 8–10% V_2O_5 . В этом районе недавно было обнаружено несколько месторождений серебро-ванадиевых руд, которые еще недостаточно охарактеризованы в литературе.

В фосфоритах севера ХФБ методом электронно-парамагнитного резонанса В.Ф. Крутикову удалось идентифицировать стабилизированные атомы серебра [Крутиков, 2002]. Эти фосфориты также обогащены ванадием и $C_{орг}$.

В наиболее детально геохимически изученном фосфатоносном бассейне формации Фосфория установлено что «депоцентры» (площади оконтуренные изолиниями содержаний серебра и $C_{орг}$) оказываются едиными. Одна из таких довольно обширных площадей находится в пограничной части штатов Вайоминг и Айдахо. В фосфоритах, небогатых по содержанию P_2O_5 , здесь обнаружено до 10 г/т Ag, 0,7% V_2O_5 и от 5 до 10% $C_{орг}$. Таким образом, в поведении рассматриваемых компонентов устанавливаются четкие корреляционные соотношения, равно как и общность областей распространения [McKelvey et al., 1986].

Ванадиеносная площадь на границе штатов Вайоминг и Айдахо соседствует с районом, где в более мористой части седиментационного профиля фосфориты сменяются горючими сланцами, подземной газификацией которых производилась синтетическая нефть [McKelvey et al., 1986]. На этих участках мощность перекрывающих отложений находится в интервале 2–5 км. При меньших мощностях генерации углеводородов не происходит, а большие мощности вызывают деградацию последних.

Ванадий в фосфоритах и черных сланцах формации Фосфория содержится в порфириновых комплексах, так же как и в нефти, которая в некоторых месторождениях Персидского залива содержит 2,8% V_2O_5 .

Фосфориты формации Фосфория, обогащенные ванадием, аномально богаты некоторыми другими металлами и содержат 90 г/т

Cd, 800 Cr, 30 Mo, 250 г/т Zn. В некоторых участках фосфориты с 0,5% V содержат до 0,25% цинка.

Палеогеографически ванадиеносные фосфориты локализируются в самой внешней части шельфа. При ничтожном содержании ванадия в морской воде (2,5 мг/т) концентрация его происходила благодаря участию в биохимических реакциях, но в большей степени благодаря аккумуляции на отмерших организмах.

Среднее содержание V в фосфоритах формации Фосфория составляет 300 г/т, а в эдиакарских фосфоритах – на порядок ниже, что объясняется, видимо, теми же причинами, которые рассмотрены для цинка. Черные ванадиеносные сланцы западного Казахстана широко варьируют по содержанию ванадия.

Предложенное Ю.Н. Заниным и Л.Г. Замирайловой [2002] объяснение бедности ванадием древних фосфоритов благодаря катагенетическим процессам (нагрузка вышележащих толщ и т.п.) не выдерживает критики. В одной и той же формации Фосфория, на обширных площадях распространения фосфоритов, одинаковых в отношении влияния катагенеза, содержание ванадия меняется от 0,002 г/т вблизи Мид-континента Северной Америки, до 0,005 в Вайоминге, далее до 0,1 в Айдахо и еще далее к западу в сторону океана увеличивается до нескольких процентов. Ванадий родственен таким элементам, как Ag, Cd, Cr, Mo, Ni, Sr, Zn, которые участвуют в процессах жизнедеятельности, в частности планктона. С отмершими организмами они поступают на дно, где, отлагаясь, обогащают поровые воды.

Молибден в эдиакарских и поздне меловых–неогеновых фосфоритах демонстрирует то же поведение что и цинк. Кларк этого элемента в глинистых породах составляет 2,6 г/т. В фосфоритах ХФБ он редко достигает этой цифры, составляя обычно около 2 г/т. В других древних бассейнах оно несколько выше, но не превышает 3 г/т. В то же время в фосфоритах другой гигантской эпохи фосфогенеза содержание молибдена составляет в среднем около 8 г/т. В фосфоритах формации Фосфория, обогащенных ванадием, как отмечено выше, содержится 30 г/т молибдена. Из других тяжелых металлов древние фосфориты пятикратно обеднены серебром и хромом сравнительно с фосфоритами верхнего мела–неогена и двух–трехкратно кобальтом.

Никель в эдиакарских фосфоритах содержится в среднем в количестве около 20 г/т, а в поздне меловых фосфоритах 40 г/т. Известно, что никель в организмах участвует в строении протеинов, так называемых «крупных молекул», образуя центральную часть

молекул, служащих катализаторами определенных биохимических реакций [Cammack, 1999].

Молибден, кобальт, никель, хром и медь, так же как цинк, ванадий и другие элементы (см. табл. 7–9), содержатся в эдиакарских фосфоритах в значительно меньших количествах, чем в поздне-меловых, неогеновых, что, скорее всего, связано с биофильностью этих элементов.

Биофильность Zn, Cd, Ni, Mo, Cu четко выражается в изменении их концентраций с глубиной в толще морской воды. Концентрации этих металлов минимальны в фотическом, планктоногенном слое воды. Ниже до глубины около 1 км они постепенно увеличиваются, а еще ниже остаются постоянными (см. рис. 33). Аналогичную конфигурацию имеют графики концентраций основных нутриентов HPO_4^- , HNO_3^- , $\text{Si}(\text{OH})^+$ [McKelvey et al., 1986].

Перечисленные металлы участвуют в строении энзимов – металлоорганических ферментов, состоящих из С, О, Н, Р, составляя центральную часть молекул этих соединений [Jarvis et al., 1994]. Энзимы выполняют функцию катализаторов биохимических реакций, обеспечивающих процессы жизнедеятельности. Так, молибденсодержащие энзимы планктонных организмов служат для усвоения азота непосредственно из атмосферы [Williams, Fraust da Silva, 2002]. Цинковые и кадмиевые энзимы регулируют скелетообразующие процессы, причем в случае недостатка цинка в среде его роль исполняет кадмий и наоборот [Jarvis et al., 1994]. Определенные функции в жизнедеятельности выполняют и вольфрамсодержащие энзимы [Kletzin, Adams, 1990]. Установлено также обязательное участие никелевых металлопротеинов в жизнедеятельности организмов [Cammack, 1999].

Металлоэнзимы, как и другие компоненты отмершего органического вещества, попадали на дно и, высвобождаясь благодаря разложению этого вещества, оказывались в поровых водах, так же, как и фосфор. При этом некоторые металлы, например серебро, могли переходить в твердую фазу, фиксируясь в структуре фторкарбонатапатита [Крутиков, 2002]. Другие, например ванадий, сорбировались на поверхности органического вещества, третьи могли сохраниться в составе гумусовых компонентов – остатков органического вещества.

Обеднение рассматриваемыми металлами эдиакарских фосфоритов, возможно, объясняется примитивностью эдиакарской биоты. Многие биохимические реакции стали функционировать лишь в более совершенных организмах, которые появились и развивались после вымирания вендобиоты.

М.А. Федонкин [Fedonkin, 2003] полагает, что на ранних этапах эволюции метазоа в формировании энзимов участвовали одни тяжелые металлы, а на более поздних – другие, т.е. геохимический базис жизни менялся в процессе эволюции биосферы. Фосфориты, наследуя в своем составе геохимическую специфику организмов, также демонстрируют значительные изменения концентраций тяжелых металлов, что вытекает из сравнения древних фосфоритов с позднефанерозойскими

Органическое вещество ($C_{\text{орг}}$) в том или ином количестве присутствует во всех эдиакарских фосфоритах. Содержание его в среднем около 0,4%. В фосфоритах крупнейшего месторождения Дачесс (ФБД) содержание $C_{\text{орг}}$ варьирует от 0,3 до 1,5%, в ХФБ от 0,5 до 1,1%, в ФБЯ от 0,2 до 0,7%. В более бедных фосфоритах, например, на Сангилене, в Туве, оно увеличивается до 20% [Юдин, 1965], а в богатых фосфоритах «белой» (окисленной) зоны Юньнань – Сычуаньской области ФБЯ – часто уменьшается до 0,2–0,25% [Phosphorite..., 1998].

В целом, как это характерно для всех бассейнов, количество $C_{\text{орг}}$ увеличивается в направлении от проксимальной к дистальной частям фациального профиля. Особенно четко это выражено в ХФБ [Ильин, 1972], а также в бассейне формации Фосфория. В последнем случае по мере удаления от Мид-континента Северной Америки, т.е. с перемещением в сторону более мористой части профиля, содержание $C_{\text{орг}}$ увеличивается до 2–3, а далее до 6% и затем превышает 10% по мере смены фосфоритов горючими сланцами формации Реторт [McKelvey et al., 1959]. Содержание $C_{\text{орг}}$ определяется также интенсивностью его окисления или дегградации, что связано с темпом захоронения. При скоротечном захоронении, как это имеет место в случае бесструктурных фосфоритов в западной зоне фосфатных фаций ХФБ, содержание $C_{\text{орг}}$ в фосфоритах увеличивается до 1%. В восточной зоне зернистые фосфориты, испытывавшие многократный переувлажнение и переотложение, вдвое беднее $C_{\text{орг}}$.

Дегградация первичного $C_{\text{орг}}$ приводит к тому, что в составе фосфоритов оно сохраняется лишь в виде наиболее стойких гумусовых компонентов, которые в фосфоритах составляют около 80% от общего количества $C_{\text{орг}}$. Считается, что гумусовые компоненты сорбируются на поверхности кристаллитов фосфата. На примере бесструктурных слоистых фосфоритов ХФБ (см. рис. 2 и 21) видно, что органическое вещество концентрируется в периферических частях монофосфатных прослоев, оставляя более светлыми средние их части, лишенные или обедненные $C_{\text{орг}}$ (см. рис.

2). Сравнительно с породами, подстилающими и покрывающими фосфориты, последние несколько обеднены $C_{\text{орг}}$, причем в первых содержится ничтожное количество гумусовых кислот. Интенсивная микробная деградация органического вещества приводит к уменьшению его количества сравнительно с исходным содержанием в осадке и к увеличению доли гумусовых кислот.

В отличие от эдиакарских фосфатов, в которых гумусовые компоненты $C_{\text{орг}}$ образуются путем окисления керогена, т.е. являются вторичными, в фосфоритах позднего мела-неогена эти компоненты первичны [Phosphate..., 1989].

Марганец, как это видно на примере ХФБ, образует месторождение оксидных и карбонатных руд, располагающееся на том же стратиграфическом уровне, что и фосфориты, как, например, Арасанское марганцевое месторождение ХФБ [Ильин, 1977]. В самих фосфоритах содержание его невелико. Для многих месторождений фосфоритов ФБЯ характерна ассоциация с марганцовистыми карбонатными породами с содержанием 0,1–0,5% MnO. В меньших концентрациях находится марганец в фосфоритах КФБ, ФБВ и ФББ.

Во многих бассейнах фосфатоносные свиты содержат горизонты марганценосных или железо-марганцевых пород, обычно доломитов. К числу их относится железо-марганцевый горизонт, присутствующий во всех месторождениях КФБ. Подобные же марганцовистые доломиты характерны для продуктивных свит ФБЯ и серии Нижний Тал ФБНГ. Более крупные проявления марганцевых руд располагаются среди отложений криогенной системы, где они ассоциируются с железистыми кварцитами.

Железо для древних фосфоритов не характерно. Практически ни в одном из бассейнов фосфатные минералы не ассоциируются с глауконитом, что столь характерно для месторождений другой гигантской эпохи фосфогенеза и для позднюрских и меловых желваковых фосфоритов Русской платформы. Полное отсутствие глауконита было однозначно установлено для всего ХФБ. Известно, что в некоторых условиях, например, при кайнозойском апвеллинге восточных берегов Австралии, не обладающем высокой продуктивностью, образуются осадки обогащенные фосфатом и глауконитом, причем фосфор в таких условиях доставляется в бассейн седиментации в сорбированном на оксигидроксидах железа, чем и объясняется сонахождение железа и фосфора в образующихся отложениях.

Современные представления о фосфогенезе исходят из того, что основным, если не единственным источником фосфора, растворенного в морской воде, служит континентальный снос или, как считал Г.И. Бушинский [1966], привнос фосфора в море реками, стекающими с гумидных равнин. Количество фосфора, растворенного в морской воде, так ничтожно, что для образования фосфоритов – пород, зачастую нацело состоящих из фосфатных минералов, – необходимо допускать какие то процессы, приводящие к его концентрации. Начальный этап такой концентрации осуществляется организмами, в первую очередь планктоном, для которых фосфор служит одним из основных нутриентов.

Массовый фосфогенез или существование гигантских эпох фосфогенеза обусловлено в числе прочих причин биологической радиацией, которая приводит к накоплению осадков, богатых $C_{\text{орг}}$. Так, позднемезозойский «биологический взрыв», датирующийся 65 млн лет [Fedonkin, 2003] и выразившийся в появлении и бурном развитии новых групп фито- и зоопланктона – динофлагеллят, кокколитофорид и др. – обусловил, в конечном счете, массовое накопление фосфоритов или гигантскую эпоху фосфогенеза. Во времени два события – позднемезозойско-кайнозойская радиация биосферы и гигантская эпоха фосфогенеза совпадают. Возможна ли подобная интерпретация и для древней (эдиакарской) эпохи фосфогенеза?

Термины эдиакарская биота и эдиакарская система международной геохронологической шкалы возникли благодаря многолетним попыткам стратиграфов и палеонтологов осуществить корреляцию предкембрийских отложений разных континентов путем учреждения в геохронологической шкале самой верхней предкембрийской системы неопротерозоя. В России близким по содержанию был термин «венд», благодаря чему А. Сейлачер [Seilacher, 1997] предложил понятие «вендобионта». В Китае близким и давно употребляемым термином служит «синий», в рамках которого недавно было предложено выделять четыре комплекса биоты и в их числе группу Силинсия с возрастным интервалом 650–545 млн лет [Xiaofeng et al., 1993], т.е. весьма близким к возрастным рамкам эдиакарской системы – 630–542 млн лет, – как это было учреждено в новой геохронологической шкале, принятой 32-й сессией МГК в 2004 году.

Под эдиакарской радиацией понимается бурный расцвет органического мира, начавшийся сразу же после криогенного периода и закончившийся на рубеже кембрия, когда эдиакарские организмы бесследно вымерли, не дав начала появлению каких-то новых, более совершенных форм жизни. Они не обнаруживают эволюционных связей ни с метафитами, ни с метазоо фанерозоя. Таким образом, эдиакарская радиация или эдиакарская биота считается неудавшимся экспериментом природы (failed experiment), подобно тому, как в ордовике–силуре регистрируется другой эксперимент – образование наружного скелета из фосфата, проявившийся также глобально, но закончившийся лишь сохранностью до наших дней реликтовых видов микромоллюсков с фосфатной раковиной.

Несмотря на несомненные достижения в изучении эдиакарской биоты [Fedonkin, 2003; Seilacher, 1997; McMenamin, 1986 и др.], проблема предкембрийской биологической радиации еще далека от своего разрешения и таит в себе множество загадок, ответы на которые подчас граничат с мистикой.

А. Сейлачер [Seilacher, 1997] называет период расцвета эдиакарской биоты «эдиакарским царством», а М. Менамин «Садами Эдиакары», обитатели которых не имели, по его мнению, эмбриональной стадии развития, причем в этих «садах» не существовало никаких хищников. Вендобионта была весьма примитивной, особенно в отношении восприятия внешней среды, отсутствия органов осязания. А. Сейлачер допускал, что некоторые организмы были лишены способности самостоятельного питания, а существовали путем симбиоза с фотосинтезаторами или с хемоавтотрофами. С другой стороны А. Сейлачер вслед за М. Шидловским считает, что по объему биомассы вендобионта не уступала более поздним (фанерозойским) этапам эволюции биосферы. Это, в свою очередь, позволяет допускать массовое накопление в эдиакарском периоде в определенных условиях осадков, обогащенных $C_{орг}$.

Эдиакарская биота появилась на Земле непосредственно вслед за окончанием мариноанского оледенения, которое считается наиболее интенсивным из двух или трех фаз неопротерозойской гляциации. Оно же было последним во времени, закончившись 635,51 млн лет назад [Kendall et al., 2006]. Верхний возрастной рубеж эдиакарской биоты находится на уровне 540 млн лет, причем некоторые реликтовые группы, вероятно, вымерли лишь в раннем кембрии.

Эдиакарские организмы были мягкотелыми, лишенными скелета, поэтому фоссилизация делает невозможными достоверные реконструкции этих организмов, хотя исследованиями М.А. Федонкина в этом направлении достигнуты большие успехи. Считается,

что эдиакарские организмы напоминали цолеонтерат, одиночных и колониальных полипов и медузоидов. Никаких достоверных следов эдиакарского планктона обнаружить не удастся, хотя вряд ли следует сомневаться в существовании в то время подобных организмов. Федонкин считает, что некоторые организмы обладали хитиноидными тканями. Он полагает, что некоторые группы вели хищный образ жизни. Форма тела была довольно разнообразной, причем преобладала дисковидная. Другие организмы имели лепешковидную форму либо напоминали слабо надутый резиновый матрац, для третьих привилось название «mudfilled bags» (мешки, наполненные илом). Некоторые формы были желеобразными, другие более твердыми.

Биологи полагают, что в наши дни насчитывается 92 различных способа жизнеспособности (питание, движение и т.п.). Из них эдиакарские организмы обладали лишь несколькими, т.е. были весьма примитивными. Некоторые из них вели неподвижный образ жизни, являясь биофильтраторами. Другие перистальтически перемещались, третьи могли закапываться на глубину не более 5 см и перемещаться там лишь по горизонтали.

М.А. Федонкин считает, что колыбелью эдиакарской биоты были холодные моря и что она не существовала в пределах области с карбонатным осадконакоплением. Такому предположению противоречат данные по формации Душаньто ФБЯ с U-Pb – возрастом ее основания 628 млн лет, сложенной доломитами, содержащими остатки эдиакарских организмов. Эдиакарские организмы обитали на карбонатных платформах, поверхности которых были выстланы микробальными матами. Они всегда встречаются в ассоциации с микробальными матами, которые были необходимым местом их обитания. Колониальные микробы выделяли некую жидкость, скреплявшую или стабилизовавшую частицы осадка. Маты не обладали способностью расти вверх и, будучи погребенными под новыми порциями осадка, прекращали жизнедеятельность, но регенерируясь стабилизировали и новую порцию осадка. Таким образом, могло возникать чередование горизонтов, обедненных и обогащенных органическим веществом, т.е. разрезы литифицированных осадков горизонты черных сланцев чередуются с осадками, обедненными или лишенными органических осадков.

Таяние мариноанских льдов – событие, предшествовавшее появлению эдиакарской биоты, произошло геологически мгновенно, из-за резкого падения парциального давления углекислоты, так что окончание оледенения (635 млн лет) и начало седиментации

нижних доломитов формации Душаньто (632 млн лет) разделено небольшим промежутком времени. За это время произошла значительная оксигенизация атмосферы, что также способствовало расцвету органического мира.

Среди причин резкого вымирания или исчезновения из геологической летописи эдиакарской биоты допускается изменение условий фоссилизации, гигантизм размеров тел животных, появление хищных групп организмов, в частности разнообразных грейзеров, блуждавших по поверхности матов в поисках пищи и разрушая тем самым маты.

Среди других причин вымирания предполагается весьма слабый темп эволюции эдиакарской биоты и незначительная диверсификация, что М.А. Федонкин объясняет холодноводной средой обитания. Одной из основных причин, по его мнению, было удлинение пищевой цепи, что в начале кембрия вызвало глобальную олиготрофикацию вод Мирового океана и привело, в конечном счете, к резкому уменьшению количества захоронявшегося органического вещества на рубеже эдиакарского и кембрийского периодов и к радиации специфического раннекембрийского планктона, например орнаментированных акритарх. Подобные морфологические особенности привели к увеличению удельной поверхности тел или к увеличению отношения поверхности к объему тела. Такие особенности были вызваны олиготрофным характером среды. Федонкин отмечает, что современные океаны олиготрофны, так что 80% биомассы и 70% хлорофилла принадлежат пикопланктону. Олиготрофный характер океана, наступивший уже в раннем кембрии, обусловил малую эффективность способа питания вендобионты – пассивный захват питательных частиц организмами с сидячим образом жизни. Это обстоятельство также послужило одной из причин вымирания эдиакарских организмов.

На Земле известно 25 регионов, в пределах которых установлено массовое распространение эдиакарской биоты. Одним из них является Зимнегорье на Белом море [Fedonkin, 2003]. Регионы группируются в несколько основных территорий, биота которых не связана эволюционно. Эти группы появились в разное время и вымерли также асинхронно. Вместе они охватывают промежуток времени от 575 до 540 млн лет. Видимо, на это время, т.е. на вторую половину эдиакарского периода, и приходится пик эдиакарской радиации. Но задолго до 575 млн лет уже существовали группы, например, *Nimbia* (610 млн лет), или еще более древние группы, например, в нижней части китайской группы Силинсия. Таким же образом и после 540 млн лет еще продолжали существовать

отдельные реликтовые группы эдиакарских организмов, которые вымерли лишь в раннем кембрии [Ediacaran..., 2007], что очень важно для рассматриваемой ниже возрастной корреляции биоты с фосфогенезом. Некоторые формы эдиакарских организмов, обнаруженных в супергруппе Виндермиер (западная Канада), также располагаются выше нижней границы кембрия. Такое же стратиграфическое положение для некоторых эдиакарских форм зафиксировано в «геосинклинали» Аделаида в Австралии [Kendall et al., 2006]. Таким образом, ранняя фанерозойская биота, например трилобиты, сосуществовала с эдиакарскими организмами, подобно тому, как сосуществовали во времени предки человека (синантропы, питекантропы и др.). Упомянутым выше основным территориям и группам организмов отвечают следующие (рис. 34): Авалонская в Канаде, собственно Эдиакарская, на юго-востоке Австралии в пределах «геосинклинали» Аделаида, где учрежден стратотип эдиакарской системы и Нама в Намибии. Имеется довольно много U-Pb определений возраста различных форм, например *Charnia* (555,3 млн лет), *Kimberella* (566 млн лет) и др. для каждой из групп.

На эдиакарский период приходятся многие регионы распространения пород, богатых C_{org} , источником которого являлись организмы этого периода. К ним относится Ближний Восток (страны Персидского залива), Австралия (формация Aralca центральной Австралии с Re-Os возрастом 592 млн лет [Kendall et al., 2006]), Западная Африка, но наиболее полно они представлены на востоке платформы Янцзы. В этом районе при палеогеографических реконструкциях синия издавна выделялось море Цзяннань, как вмещилище горючих сланцев [Ильин, 1983б]. Местоположение этого района показано на врезке к рис. 4. Западная его граница с морем Янцзы, в котором сконцентрированы основные месторождения фосфоритов ФБЯ, находится вблизи границы Гуйчжоу и Хунани и выходит к низовьям Янцзы. Восточная граница с Палеопацификой проходит на юго-востоке Хунани и восточнее в центральной части Цзянси. Район охватывает огромную площадь не менее 0,7 млн км². Палеогеографически он отвечает внешней части шельфа и верхней части континентального склона.

Подсчитано, что при продуктивности 20 тонн C_{org} на 1 м² сечения отложений, содержащих черные (горючие) сланцы, на указанной площади захоронено ориентировочно 20·10¹² т C_{org} . Атомарное отношение C/P в черных сланцах составляет 200–300, при среднем содержании P₂O₅ несколько десятых процента. Из этого следует, что органическое вещество претерпело изменения, до-

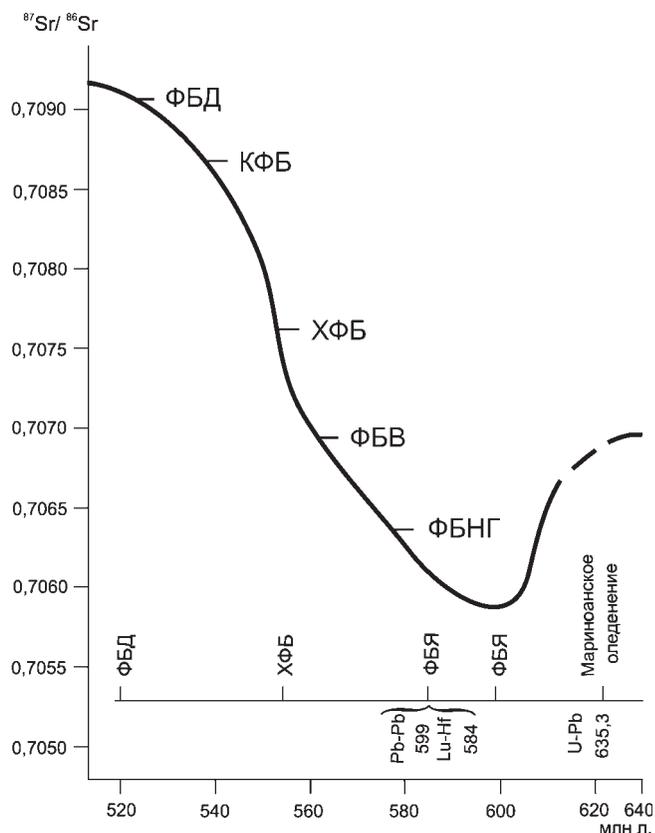


Рис. 34. Возрастное положение древних фосфатных бассейнов на графике отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ [Shields et al., 2000]. Внизу рисунка указаны Pb-U возраста фосфоритов некоторых бассейнов и мариноанского (варангерского или лапландского) оледенения

статочные для того, чтобы большая часть фосфора, некогда заключенная в нем, перешла в растворенное состояние и мигрировала, либо вновь включилась в биологический кругооборот. Эти изменения не привели к деградации $\text{C}_{\text{орг}}$. Помимо моря Цзяннань черные сланцы, богатые $\text{C}_{\text{орг}}$, развиты и на западной его периферии, где они прослеживаются в разрезах с фосфоритами, причем, будучи тесно связанными, эти породы антагонистичны в отношении содержания фосфора и $\text{C}_{\text{орг}}$, что будет рассмотрено ниже. Для бассейна черных сланцев моря Цзяннань предполагались условия аноксии [Phosphorite..., 1989]. Согласно недавним исследованиям [Xiaofeng et al., 1997], в толще синийских осадков выделяются

пять стратиграфических уровней, каждый из которых отвечает крупной трансгрессии. Каждому уровню соответствует формирование осадков, богатых остатками синийских организмов, давших начало кремнистым, глинистым и карбонат-содержащим черным сланцам, причем последние уступают первым двум по количеству $\text{C}_{\text{орг}}$. Органическое вещество принадлежит остаткам вендотенид, предположительно синхронных эдиакарским формам Австралии. Аноксия выражалась в обеднении кислородом или полном его отсутствии лишь на границах осадка с морской водой и была вызвана обилием разлагающихся органических остатков, в то время как основная часть бассейна оставалась аэробной.

На примере территории ископаемого моря Цзяннань платформы Янцзы видно, что в мористых частях седиментационного профиля в эдиакарских бассейнах могли возникать условия, благоприятствовавшие массовому накоплению черных сланцев, обогащенных $\text{C}_{\text{орг}}$. Во времени эти условия совпадают с эдиакарской радиацией организмов, но не в глобальном плане, а, видимо, лишь в региональном. Например, в начале эдиакарского периода происходила радиация биоты группы Силинсия (~600 млн лет) и ей отвечают залежи горючих сланцев моря Цзяннань. Черным сланцам ХФБ, видимо, отвечает «пик» эдиакарской радиации (~555 млн лет), а периферия ФБВ – радиации Авалонской группы (~570 млн лет). Тем самым выявляется асинхронность накопления древних черных сланцев, которые формировались в течение всего эдиакарского периода, но территориально в разное время.

Залежи черных сланцев, обогащенных $\text{C}_{\text{орг}}$, такие крупные по масштабам, как локализованные в море Цзяннань платформы Янцзы, фиксируются на профилях d^{13}C резкими (до $-6-8\text{‰}$ PDB) положительными аномалиями. На таком профиле синийских отложений ФБЯ четко выражены две подобных аномалии. Нижняя, на уровне формации Денъин, и верхняя, более резкая, на уровне мейчусунского яруса, названная М. Бразье [Ильин, Киперман, 2004] Дахайским максимумом. Можно предполагать, что нижняя отвечает горючим сланцам моря Цзяннань, а верхняя – подобным породам основания Сычуаньской синеклизы. Та и другая отвечают, соответственно, нижней и средней частям эдиакарской системы. Дахайскому максимуму на профилях непосредственно предшествует также четко выраженная отрицательная аномалия, отвечающая фосфоритам низов формации Душаньто.

В ХФБ и КФБ было установлено, что фосфатным свитам этих бассейнов, соответственно хесенской и чулактауской, отвечают отрицательные аномалии до -6‰ PDB [Ильин, Киперман,

2004]. Если в черных сланцах легкий изотоп углерода сохраняется захороненным, то в случае фосфоритов, возникших, в конечном счете, путем разложения $C_{орг}$, он высвобождается и поступает в морскую воду. Последующая минерализация его в карбонате и фосфате и вызывает отрицательные аномалии.

Положительные аномалии $C_{орг}$ более выдержаны в пространстве и используются при хемотратиграфических корреляциях эдиакарских отложений. Отрицательные аномалии сугубо локальны, ограничиваясь территорией фосфатоносных бассейнов. Эта закономерность установлена в Тувино-Монгольском массиве, где аномалия фиксируется лишь в пределах ХФБ и отсутствует как севернее, в Боксонском районе Восточного Саяна, так и южнее, в Дзабханском массиве. В обоих этих районах на стратиграфическом уровне хесенской свиты ХФБ имеются слабо фосфатизированные доломиты, не вызывающие отклонений на профилях $d^{13}C$ [Ильин, Киперман, 2004].

Все без исключения фосфориты, как эдиакарские, так и фанерозойские, характеризуются отрицательными аномалиями карбонатного углерода, что еще раз свидетельствует о генетической связи фосфогенеза с процессами разложения органических остатков, приводящим к высвобождению легкого изотопа углерода и изотопно легкой углекислоты.

Сравнение эдиакарской и позднемеловой—неогеновой эпох фосфогенеза

До открытия в середине прошлого века фосфоритов КФБ [Безруков, 1940] в отечественной практике под фосфоритами понимались лишь желваковые разности. Большой вклад в поиски месторождений этих фосфоритов, познание минералогических и петрографических особенностей, оценку запасов и ресурсов был внесен многолетней плодотворной деятельностью национального проекта «Фосфориты России» Геологического комитета. Работы по проекту проводились в начале прошлого века под руководством Я.В. Самойлова и А.Д. Архангельского [Архангельский, Шатский, 1927]. В них участвовали известные отечественные исследователи В.И. Вернадский, Н.С. Шатский, А.Н. Семихатов и другие.

Открытие КФБ привело к необходимости разделения фосфоритов на две категории – желваковых и пластовых. Такая классификация со временем становилась все менее и менее употребляемой, так как за пределами России желваковые фосфориты практически неизвестны, и все месторождения фосфоритов представлены там пластовыми разностями. В России же распространение пластовых фосфоритов ограничивалось Каратауским бассейном.

Затем на смену этой классификации пришло разделение фосфоритов на платформенные и геосинклинальные [Безруков, 1938; Яншин, 1964]. К первым относились желваковые, а ко вторым – пластовые разности. Эта классификация не была удачной и вызывала противоречивые оценки в отнесении одних и тех же месторождений некоторых регионов к разным категориям. Так, ФБЯ считался Б.М. Гиммельфарбом [1958] геосинклинальным, а Ли Сыгуаном [1952] – платформенным. Подобные противоречия высказывались и относительно формации Фосфория. С появлением теории тектоники плит термин «геосинклинальные фосфориты» перестал употребляться. Но в глобальном масштабе разделение фосфоритов на две категории, безусловно, имеет полное основание, так как они отличаются друг от друга по целому ряду признаков, в том числе петрографически, генетически, палеогеографически, минералогически, равно как в практическом отношении.

Палеогеографически фосфатоносные бассейны отчетливо разделяются на эпи- (внутри)континентальные и пери- (окраинно)континентальные. Первые удалены от Мирового океана и в некоторой

степени изолированы от него. Примером могут служить позднеюрские, сеноманские, сантонские бассейны Русской платформы. Вторые формировались на шельфах континентов или на микроконтинентах, непосредственно сообщаясь с океаном. Примером могут служить неогеновые бассейны Флориды и Северной Каролины востока США, а также многочисленные позднемиоценовые–палеогеновые бассейны южного шельфа океана Тетис.

Прежде чем перейти к сравнению фосфогенеза, происходившего в течение двух «гигантских» эпох – эдиакарской и позднемиоценовой–неогеновой, отметим, что в обоих господствуют пластовые фосфориты, формировавшиеся на окраинах континентов, на шельфах или на карбонатных платформах. Два последние понятия в фосфатной геологии зачастую применяются в одном и том же смысле, например Иорданско-Израильская позднемиоценовая платформа именуется также Иорданско-Израильским участком южного шельфа океана Тетис.

Две сравниваемые эпохи фосфогенеза, разделяющиеся во времени полумиллиардом лет несут определенные черты сходства также, как и различий. Первые обязаны специфике самого процесса фосфогенеза, вторые обусловлены геологической эволюцией или геологическими событиями, которые произошли за полумиллиард лет жизни земли.

Сходство

Сходство выражается целым рядом взаимосвязанных и взаимообусловленных факторов, свойственных каждой эпохе.

1. Источником фосфора, поступавшим в море, в обоих случаях, был континентальный сноса, точнее интенсификация этого сноса, происходившая в периоды усиленной эрозии и выветривания континентов. Усилению континентального сноса способствовали орогенетические процессы. Например, «вскрытие» (unroofing) Гималайско-Тибетского плато в конце олигоцена, обусловленное коллизией Индостанского субконтинента с Евразией, привело к усилению эрозии и поступления в море продуктов разрушения континентальной коры. С этим процессом во времени четко коррелируется интенсивный миоценовый фосфогенез во Флориде и Каролине (18–19 млн лет). Древней эпохе фосфогенеза предшествовал рифтинг, также вызывавший усиление эрозионных процессов [Ильин, Волков, 1978].

2. В обоих случаях фосфогенез коррелируется с радиацией органического мира, одной из причин которой могло служить поступление в море нутриентов, вызванное усилением эрозионных процессов и выветривания континентов, а также появление новых свободных ниш обитания, например, расширение шельфовых областей при опускании уровня моря – проградация шельфов.

Эдиакарская радиация уже обсуждалась на предшествующих страницах. Позднемиоценовая радиация или «взрыв» [Fedonkin, 2003] привела к появлению новых групп организмов, особенно планктонных и, соответственно, накоплению в определенных условиях осадков богатых $C_{орг}$.

3. Обе эпохи были близкими по длительности, определяемой 70–90 млн лет, причем в обоих случаях арена фосфогенеза не оставалась все это время на одном и том же месте, а мигрировала во времени и пространстве, давая начало образованию фосфатных бассейнов, значительно удаленных друг от друга.

Так, позднемиоценовой–палеогеновый фосфогенез, происходивший под воздействием циркумглобального западного субэкваториального течения, реализовался в разное время в различных частях Тетического шельфа: в сантоне (Венесуэла), кампане (Израиль, Сирия), маастрихте (Иордания), в раннем эоцене (Тунис, Алжир), в позднем эоцене (Того) и т.д. В то же время в марокканских бассейнах фосфогенез пульсирующе продолжался от маастрихта до конца эоцена.

Миоценовый фосфогенез на Чилийско-Перуанском шельфе, начавшись в начале миоцена, продолжается до настоящего времени. В течение этого времени депоцентры фосфатонакопления существенно мигрировали на расстояние в несколько сот километров друг от друга. Детальными исследованиями этого обширного шельфа установлены шесть подобных депоцентров, т.е. в каждом из них фосфогенез продолжался в течение около 3 млн лет. Еще более четко подобная миграция депоцентров характерна для формации Фосфория [McKelvey, Sheldon, 1959]. В пределах обширного пространства запада США, которое занимает формация Фосфория, намечаются три основных депоцентра, один из которых занимает пограничные районы запада Вайоминга–востока Айдахо и упоминался выше. Два других депоцентра располагались южнее. Длительность фосфогенеза в поздней перми Скалистых Гор оценивается в 10–12 млн лет, т.е. каждый депоцентр формировался в течение 3–4 млн лет. Перемещение депоцентров или перемена места разгрузки апвеллинга вызывается палеогеографическими,

точнее палеоокеаническими факторами. С. Риггс объяснил это явление на примере миграции оси Гольфстрима в кайнозой крупномасштабными изменениями уровня моря и топографией дна океана [Phosphate..., 1986].

Подобного рода перемещение областей или районов фосфогенеза, видимо, является типичной их чертой. Оно, естественно, влечет за собой изменение возрастного положения фосфатоносных свит и зачастую приводит к противоречивым суждениям о возрасте этих свит и об одно- или многократности фосфогенеза в том или ином регионе, что иллюстрируется ниже на примере ФБЯ. Здесь намечается, по крайней мере, три депоцентра фосфогенеза: Гуйчжоуский, Юньнань-Сычуаньский и Цзянси-Чжедзянский. Наблюдения показывают, что фосфатоносные свиты располагаются в различных относительно тиллитов Наньто (635,53 млн лет) частях разреза преимущественно доломитовой толщи – в самых низах ее в первом из названных депоцентров (месторождение Веньян, 599 млн лет), в средней части – во втором (месторождение Омей) [Ильин, 1983а] и в верхней части в третьем (месторождение Куньян) [Ильин, 1990]. По всей вероятности, и возраст фосфоритов в этих районах, каждый из которых представлял карбонатную платформу, не был одним и тем же. В первом фосфориты относятся к основанию эдиакарской системы, во втором к ее середине и в третьем – к верхней части, т.е. фосфориты омолаживались с юго-востока к северо-западу по мере развития постгляциальной трансгрессии.

4. Общим для обеих эпох фосфогенеза являются тесные связи во времени и пространстве фосфатоносных и черносланцевых отложений. Так, крупнейший фосфатоносный марокканский бассейн Улад Абдун сменяется к югу, в сторону океана, крупным бассейном Тимахдит, выполненным горючими сланцами. В Израиле фосфатоносная кампанская свита Мишаш также сопровождается горючими сланцами. Одним из характерных геохимических признаков черных сланцев в обоих случаях является их высокая ванадиеносность.

В каждом из эдиакарских бассейнов фосфориты латерально также сменяются черными ванадиеносными сланцами. Реликтовый характер древних бассейнов, обусловленный фанерозойскими денудационными процессами, затрудняет, а зачастую делает невозможным реконструкцию полного седиментационного профиля, но в крупных бассейнах, таких как ФБЯ и ХФБ, подобные профили выявляются с черными сланцами в их дистальных частях и фосфоритами в проксимальных.

5. Петрографически по характеру фосфатных компонентов фосфориты обеих эпох принципиально одинаковы. В обоих случаях представлены как пристиновые (*in situ*), так и переотложенные (*recycled*) фосфориты или другими словами – бесструктурные и зернистые. В то же время бесструктурные фосфориты, располагаясь во внешней, более мористой части седиментационного профиля, в большей степени уязвимы для постседиментационных коллизионных, аккреционных и других подобных тектонических процессов, что приводит к их разрушению. Зернистые разности, тяготея к прибрежной части профиля, были в меньшей степени подвержены тектоническим пертурбациям и полнее сохранились в современной структуре. Кроме того, возможно, что в неогеновых бассейнах дистальные части профилей еще не вскрыты на современном эрозионном уровне. Во всяком случае, в эксплуатируемых месторождениях обеих эпох господствуют зернистые фосфориты, технологически (по эффекту обогащения) более благоприятные, чем бесструктурные.

6. Размер зерен или пеллет в месторождениях обеих эпох весьма близок, если не одинаков. Так, в КФБ, по подсчетам А.М. Тушиной [1973], он находится в пределах 0,07–0,22 мм при среднем значении около 0,14 мм. В ФБЯ и ХФБ средний размер зерен – от 0,1 до 0,3 мм (см. рис. 2), в ФБВ и ФБД – 0,1–0,2 мм. В маастрихтских отложениях Марокко размер зерен – от 0,06 до 0,2 мм, в кампанских месторождениях западной пустыни Египта – 0,25 мм, в сантонских месторождениях Турции – 0,1–0,2 мм. Медианный диаметр зерен крупных эоценовых месторождений поднятия Рутба в Ираке равен 0,14 мм [Phosphate..., 1989].

Подобное единообразие размеров зерен указывает на единый механизм их формирования. Оно вряд ли свидетельствует в пользу предположения Г.И. Бушинского о копролитном происхождении зерен, равно как и не подтверждает микробальную их природу, отстаиваемую Е.А. Жегалло [Zhegallo et al., 2000]. Зерна, скорее всего, являются микроконкрециями, как полагала А.М. Тушина [1973] по опыту изучения КФБ. Другой вероятный механизм формирования зерен, возможно, состоит в разрушении бесструктурных фосфатных прослоев, переносе и многократном переотложении, что обуславливается понижением уровня моря. Присутствие среди фосфатных зерен остроугольных обломков кварца, равновеликих с фосфатными, свидетельствует в пользу такого варианта. Именно этот способ образования зерен и накопления их в прибрежной части седиментационного профиля был недавно обоснован для месторождений формации Фосфория [Hendrix, Byers, 2000].

Возможно, что бесструктурный фосфатный материал на весьма ранней стадии диагенетических изменений испытывает озернение благодаря тому, что рассеянное в нем органическое вещество стягивалось вокруг каких-то центров, оставляя промежуточное пространство в виде более светлого фосфата. Позже межзерновой светлый фосфат замещается доломитом, в котором и находятся фосфатные зерна. Такие наблюдения были выполнены в ХФБ (см. рис. 25).

Кроме простых бесструктурных равновеликих фосфатных зерен, в фосфоритах обоих эпох встречаются и сложные полигенетические, т.е. более крупные, в шлифах которых видно несколько стадий генераций зерен, что, видимо, обусловлено многократным их перемывом.

Различия

1. Начиная с самого простого и первого впечатления, обусловленного физическим состоянием пород, фосфориты двух эпох резко отличаются друг от друга. Флоридские и каролинские геологи при взятии проб фосфоритов из стенки карьера на исследования пользуются чайными или столовыми ложками, а добыча осуществляется гидравлическим размывом, приводящим к дезинтеграции пород. Древние фосфориты – это достаточно твердые и крепкие породы, особенно зернистые их разновидности, и добыча их происходит отпалкой шпуров с взрывчаткой и последующим измельчением на дробилках. Чрезвычайно тесное срастание фосфатного минерала с нефосфатными компонентами обуславливает меньшую эффективность флотации измельченного материала и, в конце концов, приводит к получению недостаточно богатых концентратов. Все это обуславливает большую привлекательность месторождений позднемеловой–неогеновой эпохи для эксплуатации сравнительно с древними месторождениями.

2. Основной специфической чертой эдиакарских фосфоритов является их тесная ассоциация в разрезе с тиллитами последнего, наиболее интенсивного мариноанского оледенения неопротерозоя, завершившегося 635,51 млн лет назад. Фосфатносные свиты обычно развиты среди доломитов, которые непосредственно перекрывают тиллиты мариноанского оледенения. Граница между доломитами и тиллитами весьма резкая в силу литологических различий контактирующих пород, но интервал времени от тилли-

тов до фосфоритов оказывается сравнительно непродолжительным. Так, в ФБЯ возраст тиллитов Наньто, по Re/Os и U/Pb изотопии, оказывается равным 635,51 млн лет, а основание доломитов Душаньто датируется по U/Pb методу в 628 млн лет. Фосфориты месторождения Веньян, расположенного у основания доломитов, имеют U/Pb возраст 599 млн лет. Так же близок по изотопным определениям возраст фосфоритов и некоторых форм вендобиты из группы Силянсия. В целом сонахождение эдиакарских фосфоритов с тиллитами наблюдается во всех древних фосфатносных бассейнах. Те и другие близки также и во времени.

В противоположность эдиакарскому периоду поздний мел, на который приходится большинство месторождений другой гигантской эпохи фосфогенеза, характеризуется теплым гумидным климатом, небольшой широтной климатической дифференциацией и минимальным размером ледовых шапок у полюсов планеты.

3. Древние (эдиакарские) доломиты («венчающие доломиты») служат неизменным литологическим фоном, т.е. породами, которым сопутствуют фосфатносные пачки. Более того, для древних фосфоритов характерны так называемые «доломитистые фосфориты» – породы, состоящие нацело из доломитовой матрицы, в которой рассеяны фосфатные компоненты. В таких породах содержание MgO достигает 5–7%. Фосфоритам позднего мела–палеогена чужда ассоциация с доломитами, и сами фосфориты весьма слабо магнезиальны. Так, в богатых (>30% P_2O_5) фосфоритах Туниса, Иордании, Венесуэлы, Флориды содержание MgO не достигает 1%, находясь обычно на уровне нескольких десятых долей процента.

4. Для эдиакарских фосфоритов ФБЯ, ХФБ, КФБ и других бассейнов характерно сонахождение с марганцем. Это выражается единством стратиграфического положения фосфоритовых и марганцевых месторождений, например, Усинского марганцевого и Тамалыкского фосфоритового в Кузнецком Алатау, равно как Хубсугульского и Арасанского в ХФБ [Ильин, 1978]. В фосфатносных свитах ФБЯ, КФБ и других бассейнов часто встречаются горизонты марганцевистых доломитов. Подобная ассоциация марганцевых руд и марганцевистых пород с фосфоритами не характерна для фосфоритовых месторождений позднего мела–палеогена.

5. Ни в одном из месторождений позднего мела–неогена фосфориты не наблюдались без примеси глауконитовых зерен. На месторождении Абу Тартур в Египте фосфатносная пачка непосредственно перекрывается пластом «чистых» глауконитовых

песчаников [Glenn et al., 1994]. Наоборот, в ХФБ при детальном петрографическом исследовании во многих тысячах шлифов ни в одном из месторождений в фосфоритах не было отмечено присутствия глауконита. Отсутствует глауконит и в фосфоритах других бассейнов эдиакарской эпохи.

6. Минералогически эдиакарские фосфориты отличаются несколько модифицированным составом франколита или фторкарбонатапатита – минерала, характерного для обеих эпох фосфогенеза. Это выражается в следующем:

а) дефицит фтора, довольно обычный для древних фосфоритов, не наблюдается среди позднемеловых–неогеновых. В последних отношение F/P_2O_5 зачастую превышает 0,1, в то время как в первых оно меньше 0,089, а иногда падает до 0,004–0,005;

б) следствием дефицита фтора является появление среди эдиакарских фосфоритов фторгидроксилкарбонатапатитов [Ильин, 1990];

в) появление в эдиакарских фосфоритах ФБЯ фториодистых разностей апатита, чего не отмечалось ни в одном из гораздо более детально изученных месторождений другой гигантской эпохи;

г) преобразование в жестких термодинамических условиях фторкарбонатапатитовых фосфоритов во фторапатитовые с размером параметра «а», увеличивающимся до 0,940 нм, как это имеет место во вьетнамском бассейне Лаокай; в таких условиях фосфориты расположены среди метаморфизованных кальцифиров, состоящих из диопсида, скаполита, тремолита.

7. Наиболее значительны различия между фосфоритами двух эпох выявляются в поведении элементов-спутников. Применительно к разным элементам различие обусловлено различными причинами. Для урана, стронция, натрия различия, охарактеризованные выше, вызваны особенностями компенсационного изоморфизма [Altshuler, 1980], в основе которого лежит степень замещения $HSO_3^{2-} \leftrightarrow HPO_4^{3-}$. Чрезвычайно низкие значения $SPЗЭ$ в бесструктурных древних фосфоритах обусловлены высоким темпом захоронения осадка. Обеднение эдиакарских фосфоритов некоторыми тяжелыми металлами, в первую очередь цинком, кадмием, молибденом, серебром, объясняется их биофильностью, что выражается участием этих элементов, а также вольфрама, никеля, хрома в строении «больших молекул» энзимов-катализаторов биохимических реакций. Считается, что с течением времени и вследствие биоэволюции одни металлы заменялись другими [Fedonkin, 2003]. Возможно, что сложные металлоорганические со-

единения еще не сложились и не функционировали в процессах жизнедеятельности примитивной эдиакарской биоты, поэтому древние фосфориты многократно обеднены этими элементами сравнительно с позднемеловыми–неогеновыми.

8. В практическом отношении, т.е. в случае применения фосфоритов в виде муки, или, как это часто называют, внесение в почву «сырых» непереработанных фосфатов, сравниваемые фосфориты существенно различаются. Эти отличия выражаются в очень слабой растворимости древних фосфоритов в 2% лимонной кислоте или в почвах, что определяется малой степенью изоморфизма $CO_3^{2-} \leftrightarrow PO_4^{3-}$. Растворимость фосфоритов позднемеловой–неогеновой эпохи в почве значительно выше. В желваковых фосфоритах юрского–мелового периодов Русской платформы, содержащих до 5–6% CO_2 во франколите, растворимость, сравнительно с древними фосфоритами, увеличивается пятикратно (табл. 11). Эти отличия обуславливают большую эффективность применения фосфоритной муки из молотых желваковых фосфоритов, сравнительно с мукой из эдиакарских фосфоритов. Это свойство желваковых мезозойских фосфоритов было установлено еще в XIX веке русскими учениками фон Либиха [Ильин, 1994], благодаря чему фосфоритная мука из желваков широко применялась и в дореволюционный период, и в СССР вплоть до недавнего времени.

9. Принципиальное отличие эдиакарских фосфатоносных бассейнов от позднемеловых–неогеновых состоит в степени сохранности тех и других. Современные очертания Флоридского и Каролинского неогеновых бассейнов США или их границы в современной структуре практически совпадают с их палеогеографическими очертаниями. Кампанские фосфатоносные бассейны Израиля и Иордании в их современных границах также близки к первичным палеогеографическим, если не считать того, что они были смещены в плиоцене друг от друга на несколько километров по левостороннему сдвигу Левантийской рифтовой системы.

Как отмечалось выше, от эдиакарских фосфатоносных бассейнов в современной структуре сохраняются лишь реликты, зачастую, вероятно, представляющие лишь небольшую часть некогда гораздо более обширных бассейнов. Так, ХФБ обрывается на севере по зоне Большого Саянского разлома, а на юге по древней многократно активизировавшейся в фанерозое зоне Хангайского разлома, обновленного катастрофическим землетрясением 1905 г. Как отмечалось ранее, этот бассейн в значительной мере занят гранитными батолитами и «запечатан» покровом четвер-

**Растворимость различных фосфоритов в 2% лимонной кислоте
(агрохимическая эффективность применения фосфоритной муки)**

№ пробы	Месторождение, тип фосфоритов, возраст	%		
		P ₂ O ₅ общ.	P ₂ O ₅ лим. раств.	CO ₂
1	Месторождение Цаган-нур, ХФБ, бесструктурный, эдиакарский период	33,5	4,1	1,1
2	Месторождение Джилан, КФБ, зернистый, эдиакарский период	34,1	4,2	0,9
3	Месторождение Тапоа, ФБВ, зернистый, эдиакарский период	36,2	4,7	1,3
4	Формация Фосфория, зернистый, пермский период	32,2	6,1	2,5
5	Флорида, зернистый, неогеновый период	33,2	7,1	3,4
6	Северная Каролина, зернистый, неогеновый период	30,1	5,8	3,1
7	Полпинское, желваковый, сеноманский ярус	15,4	6,4	4,1
8	Вятско-Камский бассейн, желваковый, валанжинский ярус	25,1	7,2	4,7
9	Дмитров-Орловское месторождение, фосфатная плита, сеноманский ярус	14,6	6,5	4,9
10	Егорьевское месторождение, желваковый, волжский ярус	9,6	5,9	5,5

тичных базальтов. Подобные явления совершенно не характерны для фосфатоносных бассейнов позднего мела, неогена. Это позволяет допускать, что масштабы эдиакарской эпохи фосфогенеза, т.е. масса фосфата, минерализованного в эдиакарской период была еще более значительной, чем в поздне меловую–неогеновую эпоху.

Вобщем, массовое накопление фосфоритов в эдиакарский период и в течение позднего мела происходило по одинаковому сценарию. Оно было обусловлено интенсификацией привноса фосфора в моря, вызванной глубоким физическим и химическим выветриванием пород континентальной коры, хотя агенты этих процессов в двух случаях были различными. Фосфогенез происходил в низкоширотном поясе Земли, когда не существовало единой континентальной массы (суперконтинента). Кроме фосфора в моря поступали и другие нутриенты, что обусловило феномен биологической радиации. В определенных условиях могло происходить накопление осадков, богатых органическими остатками. Микробальное разложение этих остатков приводило к высвобождению фосфора, переходу его в поровые воды и в конечном счете к осаждению на дно. Подобный ход процессов был свойственен проксимальной части седиментационного профиля, в более мористой части сохранились залежи черных (в том числе горючих) сланцев. Отличия фосфоритов двух эпох – минералогические, геохимические и другие связаны в основном с эволюционными изменениями живой и неживой природы, происходившими за последние полмиллиарда лет.

Эдиакарский период ознаменовался несколькими геологическими событиями, происходившими субсинхронно и взаимно связанными друг с другом – радиацией органического мира, массовым накоплением фосфоритов и образованием залежей черных сланцев, богатых органическим углеродом. Сланцы и фосфориты принадлежат единому седиментационному профилю. Данные изотопного возраста и возраста фосфоритов по хемотратиграфии указывают на то, что в разных бассейнах, располагавшихся в различных регионах, фосфогенез происходил асинхронно в течение всего эдиакарского периода – в самом начале его в ФБЯ, в середине в ФБВ и в конце в КФБ (рис. 34). Подобное же пульсирующее развитие и отмирание демонстрирует и эдиакарская биота. Одна ее группа (Авалонская) появилась и вымерла раньше другой (собственно эдиакарской), а последняя, раньше группы Нама (рис. 35). Возможно, что определенные фосфатоносные бассейны и залежи черных сланцев по возрасту отвечают тем или иным

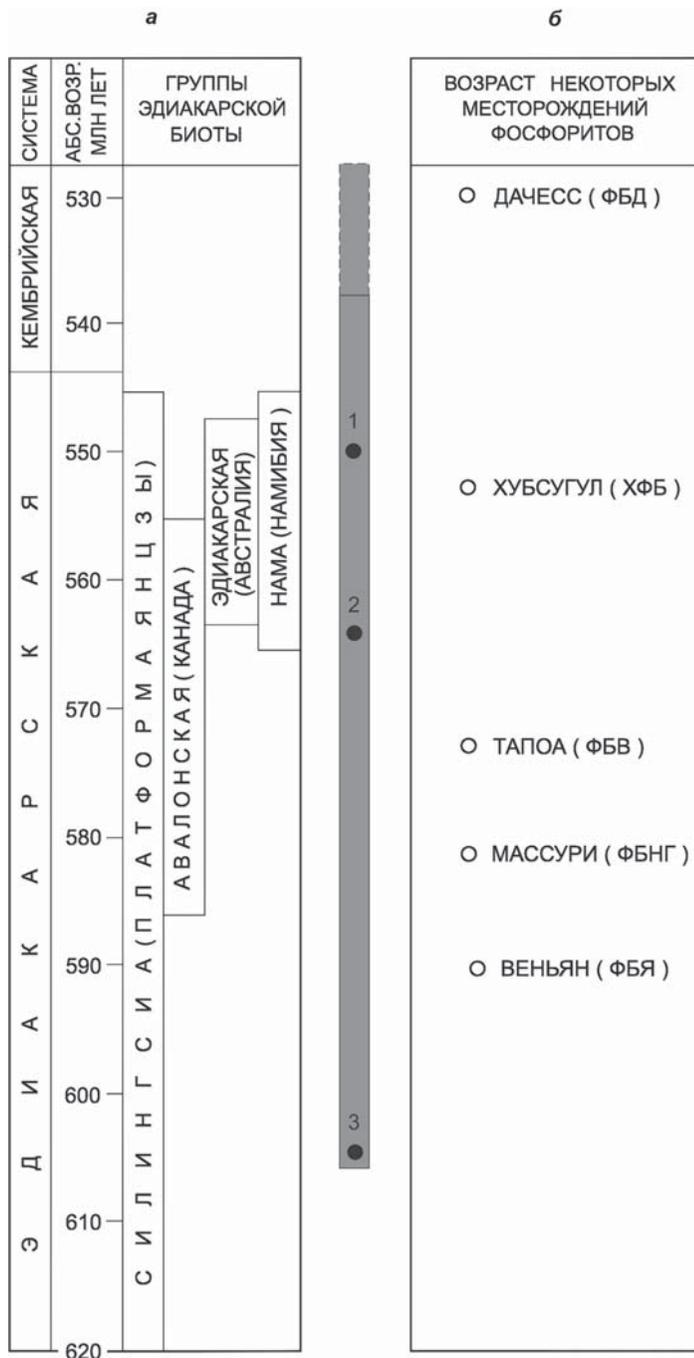


Рис. 35. Абсолютный возраст групп эдиакарской биоты в Китае, Канаде, Австралии и Намибии (а) и некоторых месторождений фосфоритов (б). Колонка в середине рисунка иллюстрирует возрастной интервал эдиакарской биоты. Очерченная пунктиром верхняя часть колонки показывает вероятный возрастной рубеж вымирания последних представителей биоты в раннем кембрии. В колонке заштрихованными кружками показано возрастное положение по U-Pb методу некоторых организмов: 1 – Charnia, 2 – Kimberella, 3 – Nimbria [Ediacaran..., 2007; Xiaofeng et al., 1997]

группам эдиакарской биоты. В этой связи интересно отметить, что ФБД по возрасту выходит за пределы эдиакарского периода, принадлежа раннему кембрию и являясь наиболее молодым среди древних фосфатоносных бассейнов. В геологической истории массового фосфогенеза после формирования этого крупнейшего фосфатоносного бассейна наступает перерыв, длившийся вплоть до поздней перми.

Отмеченные закономерности позволяют считать, что первопричиной гигантской эдиакарской эпохи фосфогенеза была одноименная радиация органического мира, что тем более вероятно, так как эдиакарские организмы бесследно вымерли. В определенных условиях это привело к образованию осадков богатых органическим углеродом, захоронению и консервации в аноксидной обстановке залежей черных, в том числе горючих сланцев. В других условиях оно привело к высвобождению фосфора из его органических соединений, участвовавших в строении мягких и твердых тканей организмов и переходу фосфора в растворенное состояние. Таким образом происходила первая стадия концентрации фосфата. Сравнительно с ничтожным его содержанием в морской воде в поровых водах осадков, куда фосфат поступал из разлагавшихся органических остатков, оно существенно увеличивалось.

Происхождение эдиакарской эпохи фосфогенеза

В отчете о научных результатах рейса НИС Челленджер было написано: «Остатки организмов иногда накапливались в некоторых участках морского дна и могли захороняться в толще осадков иного состава. Нам представляется, что разложение этих органических остатков является непосредственной причиной фосфогенеза» [Murray, Renard, 1891, с. 398]

Реконструкция условий массового фосфогенеза, происходившего в конце неопротерозоя, сопряжена с гораздо большей неопределенностью сравнительно с заключением Мюррея и Ренара о современном фосфогенезе и о происхождении фосфоритов, поднятых со дна океана в рейсе Челленджера. Эта неопределенность вызвана, прежде всего, древностью реконструируемых событий, происходивших более полумиллиарда лет назад, что выражается в целом ряде факторов.

1. Древние (эдиакарские) фосфориты формировались в тот период геологической истории, для которого еще не разработана хроностратиграфическая шкала, подобная существующей для фанерозоя, и основанная на биостратиграфических критериях. Данные о возрасте отложений древнее, чем кембрийские, и корреляция этих отложений осуществимы лишь путем определений абсолютного возраста или с помощью хемотратиграфических критериев. То и другое еще не достигло необходимой точности, что зачастую приводит к противоречивым суждениям и вызывает определенные трудности в датировке эдиакарских фосфоритов и их межконтинентальной корреляции.

2. Древние фосфатоносные бассейны и отдельные месторождения благодаря различным эндо- и экзогенным процессам, происходившим в фанерозое, не сохранились в первородном виде, а остались на современном эрозионном срезе лишь в виде реликтов, зачастую тектонически разрозненных. Восстановление первичных размеров и очертаний бассейнов и месторождений может осуществляться лишь сугубо предположительно. Возможно, что какие-то бассейны и месторождения, существовавшие ранее, вовсе не сохранились до наших дней. Другие, наоборот, в силу своей древности остаются неизвестными будучи скрытыми под покровом фанерозойских отложений.

3. Также недостаточно достоверными и надежными остаются палеогеографические и тектонические реконструкции по сравнению с подобными реконструкциями для «тетических» фосфоритов позднего мела–палеогена и тем более для флоридско–каролинских фосфоритов неогена. Палеоширотная позиция последних вполне однозначна. Она достаточно определена и для «тетических» фосфоритов. Но из всех эдиакарских бассейнов лишь для одного из них – австралийского (ФБД) – установлено низкоширотное положение. Для остальных палеомагнитные данные еще скудны и противоречивы.

Но, с другой стороны, эдиакарские фосфориты занимают четко определенное место в характерной последовательности неопротерозойских отложений, вызванной достаточно достоверными геологическими событиями, происходившими на Земле в это время, а именно глобальной или субглобальной гляциацией, завершившейся 635 млн лет назад и последовавшим затем, после 628 млн лет, массовым накоплением доломитов. Фосфориты во всех бассейнах оказываются приуроченными к нижней части доломитовых толщ. В этом смысле, т.е. в привязке фосфогенеза к каким-то характерным событиям в эволюции Земли, древние фосфориты демонстрируют единство, которое не выявляется для бассейнов и месторождений фосфоритов другой гигантской позднемеловой–неогеновой эпохи фосфогенеза.

В чем же можно видеть предпосылки возникновения гигантской глобально выраженной эпохи фосфогенеза в эдиакарский период, до которого массового фосфатонакопления не происходило, так же как его не было и после, т.е. вплоть до позднего мела, включая пермскую формацию Фосфория, интенсивную по характеру накопления фосфоритов, но сугубо локальную. Как следует из изложенных выше особенностей эдиакарского фосфогенеза, происхождение его обязано целому ряду взаимосвязанных и взаимообусловленных событий – климатических, тектонических, историко–биологических и других. Из них основополагающую роль сыграло глобальное или субглобальное неопротерозойское оледенение. Оно изменило лик Земли, нарушило ход биологической эволюции, определило характер осадочных процессов после оледенения, обусловив формирование специфических пород и руд, в том числе и фосфоритов.

Неопротерозойское оледенение, установленное еще в начале прошлого века, было затем охарактеризовано детально [Harland, 1964], а в наши дни обрело форму стройной и убедительной гипотезы [Hoffman et al., 1997]. Ныне обсуждаются и дискутируются

лишь следствия, но не причины этого явления [Shields, 2006 и др.]. Последние обычно объясняются внезапными (астрономическими) факторами [Hoffman et al., 1997].

Современные представления о неопротерозойском оледенении заключаются в признании, по меньшей мере, двукратного глобального или субглобального оледенения Земли – стертского и мариноанского, названных так в стратотипической местности эдиакарской системы на юго-востоке Австралии, и разделяющей их межгляциальной эпохи.

Первое (стертское) датируемое еще не вполне определенно, возможно, было двухстадийным, охватывая интервал от 663 до 741 млн лет по одним данным или от 670 до 771 млн лет по другим [Kendall et al., 2006]. Известно, что в этот же период времени происходили и знаменательные тектонические события. Суперконтинент Родиния, существовавший в неопротерозое, испытал распад, который завершился к 750 млн лет. Результатом этого процесса явилось образование многочисленных континентов – Северо- и Южно-Американского, Восточноевропейского, Африканского – и менее крупных микроконтинентов – Тувино-Монгольского, Таримского, Иранского и других, окруженных океаническими пространствами.

4. Единый континент в силу своих размеров и удаленности центральных его частей от океана характеризовался сухим климатом, в то время как его фрагменты, образовавшиеся в результате распада, получали большее количество осадков, что сказывалось и на оледенении [Чумаков, 2004].

Тектонические процессы после распада Родинии продолжались в форме рифтогенеза, следы которого устанавливаются по обеим окраинам Северо-Американского континента [Rodgers, 1968] и во многих других регионах. Древние рифты (~720 млн лет) выявлены и в пределах Тувино-Монгольского массива, где образовалась система горстов и грабенов, выраженных в древнем рельефе. Характерно, что древние структуры наследовались и во всей дальнейшей тектонической эволюции. Они контролировали размещение фосфатных фаций в эдиакарский период. Эти же древние структуры ярко проявились и в кайнозойе при формировании Байкальской рифтовой системы [Ильин, Волков, 1978]. Кайнозойские тектонические процессы, сопровождавшиеся массовыми излияниями базальтовых лав, выражались также и в том, что фосфатноносные отложения ХФБ местами оказались «запечатанными» под базальтовыми покровами. Тектонические напряжения периода рифтогенеза, выразившиеся в растяжении, привели также к массовому формированию карбонатитов, развитых вдоль Восточно-Афри-

канской рифтовой зоны, по периферии Сибирского кратона (Белозиминский и Верхне-Саянский массивы), по окраинам мидконтинента Северной Америки, в Гренландии, Бразилии и многих других регионах. Они укладываются в интервал 720–650 млн лет, т.е. они могли находиться среди пород, составлявших ложе неопротерозойских льдов и подвергавшихся ледниковой экзарации. Известно, что одна из характерных особенностей состава карбонатитов состоит в обогащении апатитом: они содержат 3–5% P_2O_5 .

Последовавший после стертского оледенения интергляциальный период ознаменовался накоплением терригенных флювиогляциальных отложений, местами и вулканитов. Характернейшим компонентом их являются железистые кварциты, особенно широко развитые на платформе Янцзы, т.е. на месте будущего ФБЯ. Железистые кварциты неопротерозоя возникли в постгляциальную эпоху благодаря осаждению трехвалентного железа, которое в период гляциации было растворено в морской воде, находясь в двухвалентной форме [Ильин, 2009]. Они тесно ассоциируются с рудами марганца, причем местами встречаются месторождения магнетит-браунит-гаусманитовых руд, как например, в Малом Хингане. К этой же эпохе относится и появление конкреционных фосфоритов, известных в стратотипическом разрезе эдиакарской системы.

Вторая, или мариноанская стадия неопротерозойского оледенения известна под многими другими наименованиями – варангерская, лапландская и другие. Данные о ее возрасте, длительности, распространенности гораздо более полны и обоснованы, в немалой степени благодаря многочисленным исследованиям, связанным с установлением стратотипа и учреждению эдиакарской системы. По новейшим палеомагнитным данным относительно Австралийского континента, оледенение распространялось на экваториальную область и длилось 10–15 млн лет, что определено по расчетам перемагничивания полюсов планеты [Shields, 2006]. Завершение оледенения, т.е. таяние мариноанских льдов датируется во многих регионах (Австралия, Китай, Африка, Северная Америка) изотопными методами чрезвычайно близкими цифрами – от $635,57 \pm 0,57$ до $635,23 \pm 0,57$ млн лет [Kendall et al., 2006]. Именно это оледенение и имеющиеся по нему данные лежат в основе рассматриваемой ниже гипотезы о Земле – «ледышке» П. Хоффмана (Snowball Earth) или как не совсем удачно перевел этот термин Н.М. Чумаков [2004] – «Земля – снежок». Одним из неизбежных, по мнению Хоффмана и других исследователей, следствий оледенения явилось накопление уже в начальные стадии дегляциации толщи венчающих доломитов – *cap dolomite*, как они теперь именуются.

Доломиты формировались в результате фиксации углекислоты, накопившейся в атмосфере в течение оледенения и выпавшей на землю в виде кислотных дождей после него.

Венчающие доломиты – это чрезвычайно характерный компонент эдиакарских отложений. Они развиты повсюду. Будучи признаны впервые в Намибии, они были опознаны по всей западной, а затем и северной Африке, в Австралии, Азии (Китай, Монголия, южная Сибирь), Северной и Южной Америке и т.д. Именно эти доломиты подстилают либо вмещают продуктивные свиты эдиакарских фосфатоносных бассейнов.

Другим следствием дегляциации явилась эдиакарская радиация биосферы. Эдиакарские организмы появились непосредственно после дегляциации и в основании формации Душаньто они датируются 628 млн лет. Также к начальной стадии радиации относятся организмы с возрастом 610 млн лет (см. рис. 35). Расцвет эдиакарской биоты или вендобииоты, как ее предложил называть А. Сейлачер [Seilacher, 1997], приходится на интервал 565–550 млн лет. Расцвет эдиакарской биоты на разных континентах происходил асинхронно. Выделяется несколько групп этой биоты применительно к различным континентам (см. рис. 35) – Авалонская в Канаде, собственно Эдиакарская в Австралии, Нама в Африке. Также асинхронным было и вымирание эдиакарских организмов. В Австралии последние представители эдиакарских метазоо встречаются в раннекембрийских отложениях [Wikipedia..., 2007].

Происходившее в определенных регионах и условиях массовое захоронение эдиакарских организмов привело к формированию залежей черных или горючих сланцев, обогащенных $C_{орг}$. Наиболее ярким примером этого явления служит восток платформы Янцзы, где местом накопления таких пород явилось синийское море Цзяннань. Не менее значительным по размерам был и район развития битуминозной куоанамской формации на северо-востоке Сибирского кратона. Подобные залежи известны на Ближнем Востоке, в Африке и многих других регионах.

Скорее всего, накопление пород, обогащенных $C_{орг}$, происходило также асинхронно. Оно везде отражается на графике $d^{13}C$ карбонатного углерода в виде резких по амплитудам и протяженным во времени положительных аномалий. Таковой является так называемый Дахайский максимум на платформе Янцзы. По всей видимости, этот максимум приходится, по меньшей мере, на среднюю, если не на более верхнюю часть эдиакарского периода, так как ему предшествовал длительный и устойчивый минимум $d^{13}C$, начавшийся со времени гляциации и продолжавшийся во время

накопления венчающих доломитов. Вариации $d^{13}C$ определялись изменением содержаний легкого изотопа углерода в морской воде. При массовом захоронении органических остатков вода обеднялась этим изотопом, и формировавшимся в это время осадкам свойственны положительные значения $d^{13}C$. При разложении органических остатков легкий изотоп возвращался в воду, вызывая отрицательные аномалии.

В ФБЯ небольшая по длительности отрицательная аномалия, отвечающая фосфатному горизонту, сменяется вверх по разрезу более резкой и значительной положительной – Дахайским максимумом. Первая выражена локально, что было установлено в ХФБ, вторая же, возможно, имеет суб-глобальный характер и используется при хемотратиграфических корреляциях.

Еще одним следствием дегляциации, происшедшей в начале эдиакарского периода, явилась постгляциальная трансгрессия, обусловленная таянием огромных масс льдов. Вероятно, что она началась в низкоширотных районах, а затем распространилась в более высокоширотные. На примере ХФБ (см. рис. 14) видно, что после «нижних» доломитов наступило накопление терригенных отложений, наблюдающихся под хесенской свитой, т.е. постгляциальная трансгрессия сменилась регрессией. На смену последней пришла трансгрессия, которую на примере формации Фосфория называют фосфатной трансгрессией, обусловившей литологически весьма резко выраженный нижний контакт фосфатоносных отложений.

В ХФБ периоду времени, отвечающему хесенской свите, отвечает переход от трансгрессивного к регрессивному режиму. Последний выражен сменой снизу вверх бесструктурных и доломитистых фосфоритов сначала зернистыми, а в кровле свиты песчаниковыми фосфоритами. Эта регрессия, с одной стороны, определила время завершения фосфогенеза, а с другой, имея в виду представление М. Хендрикса и К. Байерса [Hendrix, Bayers, 2000], обусловила преобразование бесструктурных фосфатных прослоев, лишенных терригенных компонентов, в процессе их разрушения и перемыва в зернистые фосфориты.

Процессы изменения уровня моря, естественно, были связаны с тектоническими движениями, в частности погружением фундамента шельфов благодаря его термальной контракции. Очевидно также, что эти погружения не были синхронными. Это определило разновозрастность основания доломитовых толщ и заключенных в них фосфатоносных свит. Последнее демонстрируется на рис. 16. Помимо упомянутых флюктуаций уровня моря происходили и его вариации более высоких порядков, запечатленные в разрезе про-

дуктивных свит. Так, на Куньянском месторождении ФБЯ среди фосфоритов выделяется трансгрессивный горизонт черных сланцев, обогащенных $C_{орг}$. Пласты черных кремней, соседствующих с фосфоритами в ХФБ и КФБ, наоборот, отвечают регрессии какого-то более высокого порядка. На этой стадии дно морского бассейна было колонизировано зарослями губок. Растворение спикул губок и вторичная минерализация кремнезема происходили, вероятно, в мелководной среде в окислительных условиях, что обусловило полное разложение органического материала и «бесфосфатность» кремней.

Шельфы или карбонатные платформы в начальные стадии дегляциации при низком уровне моря деградировали, а в процессе постгляциальной трансгрессии проградировали, образовав свободные ниши, которые и колонизировались эдиакарским бентосом. Разновременность тектонических погружений фундамента объясняет, таким образом, режим изменений уровня моря и асинхронность древних фосфатоносных бассейнов. Данные о возрасте эдиакарских фосфоритов, определяемые изотопными методами, еще довольно скудны, исчерпываясь по существу цифрами, полученными по U-Pb и Lu-Hf методами для месторождения Веньян (см. рис. 1). Судя по несколько менее надежным данным по возрасту микробиоты и по хемостратиграфическим данным (т.е. положению того или иного бассейна на графике $^{86}Sr/^{87}Sr$), фосфориты упомянутого месторождения наиболее древние среди эдиакарских. Наиболее молодыми, безусловно, являются раннекембрийские месторождения ФБД (см. рис. 34). Несколько более древними, судя по величине отношения $^{86}Sr/^{87}Sr$ и находкам остатков организмов томмотского яруса видимо, следует считать фосфориты КФБ, еще более древними фосфориты ХФБ (~560 млн лет) и еще более древними фосфориты ФБВ, которые характеризуются значением $^{86}Sr/^{87}Sr$, равным 0,7068.

В целом эдиакарская эпоха фосфогенеза согласуется с уже упоминавшейся гипотезой, разработанной геологами Гарвардского университета, известной как «Snowball Earth» [Hoffman et al., 1997 и др.]. Согласно этой гипотезе, в неопротерозое Земля оказалась сплоской покрытой льдами от полюсов до экватора. Льды распространились и на континенты и на океаны, так что атмосфера оказалась изолированной от гидросферы. Длительность оледенения, рассчитанная по продолжительности устойчивой отрицательной аномалии $d^{13}C$, определяется в 10–15 млн лет. Не прекращавшаяся в течение всего этого длительного времени эндогенная активность, например, вулканизм и дегазация магмы, привели к постепенному

накоплению в атмосфере углекислоты. Допускается, что парциальное давление углекислоты могло быть в несколько сот раз большим сравнительно с современным, что породило парниковый эффект. По достижению какой-то критической концентрации углекислоты в атмосфере температура у поверхности воды могла достигать $50^{\circ}C$, что привело к геологически мгновенному таянию льдов. Углекислота, не расходовавшаяся в период оледенения на экзогенные процессы, в новых условиях наступившей дегляциации поступала на поверхность земли в виде кислотных дождей. Эффект химического выветривания на континентах был весьма высоким, поскольку ему предшествовало длительное физическое выветривание, которому подвергались породы континента, слагавшие ложе ледников. Они были разбиты морозобойными трещинами, дезинтегрированы на значительную глубину, а непосредственно на поверхности под двигавшимися льдами перетерты в муку. В этих условиях эффект последовавшего химического выветривания был весьма резким.

Во время дегляциации интенсифицировался речной сток, благодаря которому резко усилилось поступление в океан продуктов выветривания, в частности кальция, натрия, калия, а также нутриентов, что вызвало большую биопродуктивность поверхностных вод и, возможно, расцвет планктона. В этих условиях, видимо, и происходила радиация эдиакарских организмов. Биологическая эволюция не была прервана оледенением. Считается, что в условиях глобального оледенения какие-то организмы могли существовать вблизи подводных хот-спотов. Эти организмы и дали начало специфической эдиакарской биоте.

Массовое накопление остатков эдиакарских организмов могло привести к образованию колоссальных залежей черных (горючих) сланцев. Очевидно, это происходило в восстановительных условиях. При этом накопление $C_{орг}$ и некоторых металлов не сопровождалось концентрацией фосфата, который мигрировал, вступая в биологический круговорот. В субокислительных условиях прибрежной части шельфа осадки, богатые $C_{орг}$, разлагаясь дали начало фосфоритам. Осаждение фосфата зависело от степени насыщенности растворенным фосфатом поровых вод и контролировалась кинетическими факторами. При малой концентрации фосфата происходила непосредственная нуклеация кристаллитов апатита, которые были рассеяны по всей толще осадков [Glenn et al., 1994]. При более высокой концентрации фосфата в поровых водах происходило скоротечное образование метастабильного прекурсора (предшественника) апатита. Это приводило к массовому появлению очагов осадения фосфора и образованию залежей фосфоритов.

Заключение

1. Эдиакарская эпоха фосфогенеза была первой в истории Земли эпохой массового накопления фосфоритов, сравнимой по масштабам, если не превышающей, другую гигантскую эпоху, относящуюся к позднему мелу–неогену. Каждая из них продолжалась 70–90 млн лет, причем депоцентры фосфогенеза, или арена разгрузки апвеллинга, многократно менялись, так что в каждом фосфатоносном бассейне фосфогенез продолжался в течение нескольких миллионов лет. Фосфор в обоих случаях поступал в море благодаря сносу с континентов. Этот процесс интенсифицировался при физическом и химическом выветривании континентальных пород.

2. Древний фосфогенез происходил по одному и тому же признанному ныне сценарию, начальным этапом которого была концентрация фосфата, растворенного в морской воде организмами, для которых фосфат служил одним из основных нутриентов. Дегградация органических остатков на дне моря, происходившая микробиаально, обусловила высвобождение фосфора, растворение и переход его в поровые воды. В дальнейшем, при диагенезе осадков, которые были обогащены органическим веществом, происходил вынос нефосфатных компонентов и, соответственно, обогащение фосфатными. Изотопно легкая углекислота, возвращавшаяся в воду при разложении органических остатков, обусловила отрицательные значения $d^{13}C$ формировавшихся фосфоритов, что свойственно не только древним, но и всем фанерозойским фосфоритам.

3. Среди древних (эдиакарских) фосфоритов в равной мере распространены как инситные или пристиновые, так и переотложенные разности. Первые бесструктурны, вторые имеют зернистое сложение. Возможно, что вторые произошли за счет первых благодаря колебаниям уровня моря, которые могли привести к разрушению фосфатных прослоев, перемыву, переотложению и, в конечном счете, образованию фосфатных зерен. Время нахождения фосфата в непосредственном контакте с морской водой, т.е. темп захоронения, определяет поведение (концентрацию) элементов-спутников в фосфоритах. Эдиакарские фосфориты, так же как пермские (формация Фосфория) и позднемеловые–неогеновые, в дистальных частях седиментационного профиля везде сменяются черными (горючими) сланцами.

4. Уникальная особенность эдиакарских фосфоритов заключается в том, что во всех бассейнах и месторождениях им предшествуют аккумулятивные гляциальные комплексы либо следы экзарационных процессов главной фазы неопротерозойского оледенения – мариноанской глобальной или субглобальной гляциации, завершение которого достаточно точно датируется на различных континентах как 635,5 млн лет. Последующая дегляциация обусловила интенсификацию химического выветривания поверхности континентов, которая была глубоко «вспахана» льдами, дезинтегрирована и местами превращена в муку.

Продукты химического выветривания, в том числе нутриенты, с речным стоком поступали в море, обусловив эдиакарскую радиацию биосферы. Расцвет и вымирание эдиакарской биоты, формирование залежей черных (горючих) сланцев и фосфогенез происходили субсинхронно.

5. По химизму основных компонентов эдиакарские фосфориты принципиально не отличаются от более поздних фанерозойских, если не считать широкое распространение среди них доломитистых фосфоритов – пород, состоящих нацело из франколита и доломита.

6. Эдиакарские фосфориты довольно специфичны в отношении концентрации элементов-спутников, в частности урана, кадмия, цинка, молибдена, тяжелых редких земель и других, что обусловлено, прежде всего, малой степенью изоморфизма $HCO_3^{-2} \circ HPO_4^{-3}$. В силу компенсационного изоморфизма это определяет соответствующую степень изоморфизма Sr^{+2} , Mg^{+2} , $Na^{+1} \circ Ca^{+2}$. Поведение Zn, Mo, тяжелых РЗЭ, возможно, определяется и эволюционными изменениями химического состава морской воды, а также эволюцией биосферы. Малая степень замещения карбонат-ионом обуславливает незначительную растворимость древних фосфоритов, точнее фосфоритной муки в почвах и длительный срок усвоения фосфата растениями.

7. В целом история, причины, особенности эдиакарского фосфогенеза гармонируют с известной гипотезой американских геологов – П. Хофмана и других – о глобальном оледенении Земли в неопротерозое и в какой-то степени дополняют эту популярную ныне гипотезу, согласно которой массовый фосфогенез был одним из последствий оледенения.

Old (Ediacaran) phosphorites (Short English version)

It was G.I. Bushinsky [1966] who coined the term «old phosphorites», which he used to describe Proterozoic, Vendian and Cambrian phosphorites. By that time only two areas with large phosphorite deposits were known – the Karatau phosphate basin in Kazakhstan (KPB) and the Yangtze phosphate basin (YPB) in south China. Later in the sixties – seventies of the XX century several similar phosphate basins have been discovered around the world. These are: 1) the Khubsugul phosphate basin (KHPB) in the northern Mongolia – southern Russia [Ilyin, 1973], 2) the Lesser Himalaya phosphate basin (LHPB) with deposits in Pakistan India and smaller occurrences in Nepal [Chatterjee, 1967, Ilyin, 1983], 3) the Volta sineclise phosphate basin (VPB) in Burkina Faso, Niger, Benin, stretching northwards to Senegal and Mauritania [Trompette, Affaton, 1980; Ilyin et al., 1983, Lucas et al., 1986]; 4) the Georgina phosphate basin (GPB) in the northern Australia [Keyzer de, P. Cook, 1972]; 5) the Bambui phosphate basin (BPB) in the Central Brasilia [Dardenne, Trompette, 1986].

Each of these basins include several phosphorite deposits, the largest is the YPB, where not less than 20 large deposits are known. The GPB is also very large basin with the Duchess deposits, now in exploitation, producing daily 5000 t DAP. Besides of these basins phosphorite deposits were found outside of them in the Southern Siberia and Far East of Russia, the western Ukraine, and elsewhere [Phosphate deposits... 1986].

All the named basins and deposits were proved to belong to the newly established Ediacaran period (630 to 540 Ma) of the Neoproterozoic era. The only exception is the GPB which is of the early Cambrian age. Therefore it is proposed here to name these phosphorites as Ediacaran.

Before the Ediacaran period phosphorites also occur, the nearest in time are nodular phosphorites of the Criogenian age in the Adelaida geosyncline. Older are phosphorites of the Kursk magnetic anomaly area in central Russia, which are peculiar being enriched in C_{org} . Several occurrences of the Proterozoic phosphate-bearing rocks are known in Sweden, USA, the Korean peninsula [Bushinsky, 1966]. All of them are rather poor in the P_2O_5 content and lithologically differed from the Ediacaran and Phanerozoic phosphorite.

It follows that the Ediacaran phosphogenic epoch was the first or the oldest episode of massive phosphogenesis in the Earth history.

The other epoch occurred in the Late Cretaceous – Neogene, both epochs are called now as giant [Shields et al., 2000].

Phosphate basins of the Ediacaran epoch are poorly preserved on the present-day erosion level, being considerably destroyed and dismembered tectonically, eroded or deeply buried under the younger sediments. It well might be that the Ediacaran phosphogenesis was the most intensive in geologic history.

The Ediacaran phosphorites occur on microcentents or larger continental masses which appeared due to the breakup of the Rodinia supercontinent after 750 Ma. The KHPB is located on the Tuva-Mongolia microcontinent, which was carbonate platform in the Ediacaran period. In the Ordovician it was accreted to the Siberian Craton. The GPB can be regarded as a broad shelf on the eastern side of the Australian craton, where carbonate sedimentation prevailed in the Ediacaran.

The Neoproterozoic glaciations affected both micro continents and larger continental masses before carbonate sedimentation. Most probably there were two large glacial periods-older called Sturtian or Rapitan (~700 Ma) and younger Marinoan or Laplandian or Varanger. The latter was probably of the global scale and ended 635,51 Ma as it was dated by U/Pb, Lu/Hf, Re/Os isotopic methods in Australian, China, North America, Western Africa and elsewhere [Kendal et al., 2006]. Interglacial period is rather specific in sedimentation. Iron quartzite, lithologically similar to the Paleoproterozoic BIF rocks are present on every continent, being especially characteristic for the Yangtze platform. Fluvio-glacial metasediments with glacial mixtites, diamictites and dropstones are also typical for the period.

Tillites and other glaciogenic rocks of the Marinoan glaciation are everywhere covered by dolomites succession which P.Hoffman [Hoffman et al., 1997] called «cap dolomite». In the Ediacaran stratotype section (the Adelaida geosyncline) dolomites are only a few dozen m. thick, in the YPB they are measured in hundredths of m., and in the KHPB and KPB dolomites are not less than one thousand in thick. In both latter cases they are the only rock of the whole post-glacial succession not counting phosphorite.

Phosphorite formations occur only once in the whole carbonate succession, which is dated at its top as the Middle Cambrian (KHPB) or even the Late Ordovician (KPB). Phosphorite formation in KPB lies immediately at the base of the cap dolomites, whereas it is 100–200 m from the base in KHPB and nearly 600 m in the phosphate deposits of the LGPB. Cap dolomites are underlain by a peculiar family of glacial and postglacial rocks (boulders with glacially striated surface,

varvite, dropstones etc). Both the lower and the upper boundary of phosphate formations are rather sharp, the first one is a function of the phosphatic transgression.

The phosphate formations are quite variable in their thickness, P_2O_5 content, numbers of phosphorite beds differing from one basin to another, but also from a place to place in the same basin. In the Kunming deposit of the YPB it consists of two beds of phosphorite with 33–34% P_2O_5 , each 5 m thick, divided by a thin layer of black shale. In neighbouring deposits there are up to 4 phosphorite beds. In the Khubsugul deposit of the KHPB the phosphate formation called the Khesen suite was traced for about 15 km along the strike and to 10 km laterally. In some places it embraces 5 phosphorite beds each 5–8 thick with 20–24% P_2O_5 , in another it consists only of two beds, each not more than 10 m thick. Phosphorite beds are divided in KHPB by phosphate-bearing dolomite (2–3% P_2O_5), while in DPB phosphorite beds are intercalated with phosphatic cherts and siltstones. As a rule dolomite above and below the phosphate formations are devoid of any phosphate.

In every basin phosphorite formations occupy the proximal, portion of a sedimentary profile, whereas in the distal part they are laterally changed to black or oil shale enriched in C_{org} . In the YPB paleogeographically the Yangtze phosphate sea in the west and the Tzannan black shale (or «stone coal») sea in the east are recognized. The latter area is very extensive and from time immemorial serves as a source of a domestic fuel. The black shale accompanying phosphorite are always enriched in vanadium and in some basins contain thin but persistent layers with sulphides of Mo, Ni, Sb, Hg, Ag and other metals.

Mineralogically Ediacaran phosphorites are represented by francolite (fluorcarbonateapatite) with F/P_2O_5 ratio less than 0,089 and often diminishing to 0,005, i.e. changing to fluorhydroxylapatite. CO_2 content in phosphate mineral is not more than 1–2% and «a» parameter of an elemental cell about (0,935 nm). This makes phosphorite of the Ediacaran period to be much less soluble in the soil, than phosphorite of the late Cretaceous – Neogene epoch, containing 4–5% CO_2 .

The degree of isomorphic substitution $CO_3^{2-} \leftrightarrow PO_4^{3-}$ is a fundamental feature, which determines some other characteristic of the phosphate composition, considered below.

Petrographically there are carbonate in siliceous phosphorite, with dolomite as a main non-phosphatic component in the former and chert in the latter. There are also clayly-siliceous phosphorite.

The Ediacaran phosphorite are peculiar for an abundance of *in situ* or pristine variety, with phosphate mineral which are structureless [Ilyin et al., 1981]. These are represented by an alternation of structureless black phosphate interlayer, 1–3 cm thick and thinner dolomite streaks and lenses. Both phosphate and dolomite have similar negative $d^{13}C$ value, measuring up to 5–6‰ PDB. It is believed that dolomite intercalation were formed due to a postsedimentation segregation. Such *in situ* structureless phosphorite occupies the outer part of a profile, whereas the grained or recycled phosphorite occurs at the inner part. Phosphates grains or pellets are usually about 0,1 mm across, often amalgamating into larger ovules, generated by several episodes of redeposition.

The origin of phosphate grains are rather mysterious. It well might be that grains were formed by disintegration of structureless phosphate interlayers, transportation and redeposition caused by sea level regression as it was propose by Hendrix and Byers [2000] for the Phosphoria formation. By the other suggestion proposed by Tushina [1973] grains are microconcretions. In the KHPB some phosphate interlayer consists of darker phosphatic grains included into lighter phosphatic matrix. Dolomite replaces selectively the matrix, thus producing the grains floating in the dolomite. By one more suggestion of Zhegallo [2000] phosphoritic grains has a microbial origin. Baturin [1998] negates this suggestion and believes that microbes do not have the phosphate-accumulating function.

Both varieties i.e. *in situ* and recycled phosphorites have a different residence time in contact with sea water. The former were buried soon after sedimentation, the latter were many times reworked and resedimented.

An it was stated by Z. Altschuler, the residence time determines the trace-element concentration in phosphorites.

SREE in structureless phosphorite is as low as 15 ppm, whereas in the recycled grained phosphorite of the KHPB it reaches 650 ppm [Ilyin, 1998]. Cd content in the former is 4,2 ppm and in the latter only 1,7 ppm which is explained by oxidation during the reworking. Most of the trace elements show higher concentration in reworked varieties.

By their *chemistry* the Ediacaran phosphorite do not differ much from the Phanerozoic ones. One of the peculiar features is the development of «dolomitic phosphorite» (also a term by G.I. Bushinsky) widely developed in KHPB, YPB and elsewhere. They consist of a dolomite matrix corroding phosphate mineral, which form irregular fragments of various size. Such kind of phosphorite contains up to

7–8% of MgO. Structureless phosphorites contains about 1% C_{org}, and pelletal ones only 0,3–0,4%.

The texture of phosphate minerals was found to be variable when examined by transmission and scanning electron microscope. Optically structureless phosphate mineral consists of crystallites, 0,5–1,5 µm in size with typically hexagonal cross section and tabular axial section. The crystallites have a random orientation, although sometimes have a poorly developed radiating pattern. Electron microscopy reveals the similarity between structureless phosphate interlayer and irregularly shaped phosphate fragments of dolomitic phosphorite, supporting the genetic link between two forms. Crystallites composing the grains are rather different. They tend to be in the form of fibrous radiating aggregates, with the crystallites increasing outwards of a grain. The degree of crystallinity of phosphate mineral is notably less in grains as compared with the optically structureless interlayers.

Trace element behavior in Ediacaran phosphorite have been measured by ICP MS method in 100 samples and interesting results obtained. Uranium content is very low. Field and laboratory measurement made in KHPB by various methods showed to 4–5 ppm U in structureless phosphorite and 8–9 ppm in grained varieties. The same content was found in the phosphorites of the VPB. In other basin it is a little bit higher but nevertheless not more than 20 ppm. HREE content in the Ediacaran phosphorite is three-four times lower than in the Late Cretaceous-Neogene phosphorite and La/Yb ratio in the former is 16–18, and in the latter is 5–6. It was found firstly in KHPB [Ilyin, Ratnikova, 1976] and later confirmed in other Ediacaran phosphate basins.

Heavy metals also demonstrate lower concentration in Ediacaran phosphorites. It is especially clearly expressed for zinc and also for molybdenum, nickel, chromium and some other metals. Strontium is only about 1000 ppm in Ediacaran phosphorite, and 2500 ppm in Phanerozoic. The behavior of Uranium, Sr and REE isomorphically replacing Ca⁺² in francolite is explainable by compensatory isomorphism [Altschuler, 1980]. As for Zn, Mo, Ni and some other metals, participating in metallo-organic compounds-enzymes, their low content is probably a consequence of the biological evolution, i.e. the specificity of the Ediacaran biota, which is considered below.

The Ediacaran biota or the Vendobionta by A. Seilacher [1997] represent the largest known old multicellular organisms. It appeared immediately, after the post-marinoan deglaciation (635 Ma) and largely disappeared before biodiversity known as the Cambrian radiation (540 Ma). Thus, the Ediacaran biota timely coincided with

the phosphogenic epoch. There are three regional assemblages of the biota dated with U/Pb of zircons. They are 1) Avalon type in Canada (575 to 552 Ma), 2) Ediacaran Type in Australia (561,1 to 547 Ma) and 3) Nama type in Namibia (558 to 542 Ma). Rare survivors have been found as late as the early Middle Cambrian, which is exactly the age of the GPB phosphorites.

Biomass of the Ediacaran worked, according to M. Shidlow, was not less than that of the Phanerozoic.

The largest accumulation of the black or oil shales enriched in the remnants of the Ediacaran organisms is in south China, as it was mentioned above. It occupies the outer portion of a shelf and an upper part of the continental slope of the Yangtze platform. Black and oil shale of the area are rich in C_{org}, but contain usually no more than 0,3% P₂O₅. They were conserved in the anaerobic environment.

The same shales enriched in C_{org} located closer to a shore suffered oxidation and degradation with phosphate liberated from organic tissues, dissolved and entered the porewater and finely precipitated.

The Ediacaran phosphogenic epoch lasted 70–80 Ma, i.e. just as long as another giant epoch, occurred by the end of the Mesozoic and in the Cenozoic. In both cases depocenters of sedimentation, or areas where the upwelling unloaded migrated. There were some 5 or 6 depocenters in the Miocene on the Peru–Chile shelf located 500–600 km apart [Garrison, Kastner, 1990]. It means that phosphorites have been accumulating in each depocenter for about 3–4 Ma and corresponding phosphate basins were asynchronous. By the same manner the Tethian phosphorite accumulated in numerous basins from Venezuela in the west to Iraq in the east from the Campanian up to the Middle Eocene.

Seven large phosphorite basins of the Ediacaran epoch named above were also formed asynchronously. The oldest seems to be the YPB, where the Wengian deposit in Guizhou has Lu/Hf age 599 Ma and youngest is the GPB which is of the early Cambrian age.

On the vast territory of YPB there are not less than twenty large deposits. They are most probably, not as old as the Wengian deposit and some of them are much younger, depending on the migration of phosphate facies in time as it was noticed by Kazakov [1937]. It well might be that the age of the old phosphate basins is correlated with above mentioned group of the Ediacaran biota – Avalon, Ediacaran and Nama. In any case the Ediacaran phosphorites were formed before the Cambrian bioturbation.

Generally the Ediacaran phosphogenesis might be regarded as one of the numerous consequences of the Neoproterozoic glaciations of the

Earth. Glaciation lasted for at least 10 Ma [Hoffman et al., 1998] and caused the mechanical desintegration of continental surface producing masses of mechanically weathered rock material. The deglaciation caused by highly increased CO₂ content led to the intensification of the chemical weathering and its acceleration by acide rains. Products of the chemical weathering including nutrients were brought by the river input to the sea. Large amount of CO₂ accumulated in the atmosphere during glaciations was fixed as carbonate sediment, giving birth to cap dolomite. The radiation of Ediacaran biota is also might be regarded as a consequence of deglaciation and abundant of nutrients entered into the sea. Progradation of shelves provided empty niches for the biota. Thus, the Neoproterozoic glaciations can be regarded as a principal cause for the massive phosphogenesis in the Ediacaran period.

Литература

- Архангельский А.Д., Шатский Н.С.* Сеноманские и третичные фосфориты Южно-Русской впадины. В кн.: Фосфориты СССР. Л.: Изд-во Геологического комитета, 1927. С. 46–61.
- Батурин Г.Н., Ж. Люка, Л. Прево-Люка.* Начальные стадии формирования фосфоритовых конкреций в диатомовых илах шельфа Намибии // Литология и полез. ископаемые. 1999. № 5. С. 454–467.
- Батурин Г.Н., Коченов А.В.* Уран в фосфоритах // Литология и полез. ископаемые. 2001. № 4. С. 353–373.
- Безруков П.Л.* Пластовые фосфориты Каратау // Изв. АН Каз. ССР. Серия геологическая. 1938. Вып. 1. С. 1–10.
- Блисковский В.З.* Вещественный состав и обогатимость фосфоритовых руд. М.: Недра, 1983. 199 с.
- Бушинский Г.И.* Древние фосфориты Азии и их генезис. М.: Наука, 1966. 196 с.
- Гапеев Л.П.* Кембрийские формы диатомовых водорослей в отложениях Малого Каратау // Литология и полез. ископаемые. 1993. № 3. С. 236–251.
- Гиммельфарб Б.М.* Закономерности тектонического размещения фосфоритовых месторождений. В кн.: Закономерности размещения ископаемых. Т.1. М.: Изд-во АН СССР, 1958. С. 211–230.
- Донов Н.А., Едемский Е.В., Ильин А.В.* Кембрийские фосфориты МНР // Советская геология. 1967. № 3. С. 51–62.
- Зайцев Н.С.* Древняя фосфоритоносная формация Монголии // Советская геология. 1992. № 1. С. 78–79.
- Зайцев Н.С., Ильин А.В.* О фациальных изменениях фосфоритоносных отложений Хубсугульского бассейна. Труды совместной Советско-Монгольской геологической экспедиции. № 22. М.: Наука, 1977. С. 180–189.
- Занин Ю.А., Замирайлова Л.Г.* Уран осадочного апатита в катагенезе // Геохимия. 2000. № 5. С. 502–509.
- Занин Ю.Н., Замирайлова Л.Г., Фомин А.И.* Стронций в структуре осадочного апатита в процессах катагенеза // Докл. РАН. 1997. Т. 352. № 2. С. 235–237.
- Ильин А.В.* О кембрии и докембрии нагорья Сангилен // Бюллетень МОИП. 1959. Т. XXXIII. Вып. 3. С. 37–41.
- Ильин А.В.* О Тувино-Монгольском массиве // Тр. НИИ Зарубежгеология. 1972. Вып. 22. С. 41–47.
- Ильин А.В.* Хубсугульский фосфоритоносный бассейн. М.: Наука, 1973. 161 с.
- Ильин А.В.* Арасанское марганцевое месторождение в МНР // Литология и полез. ископаемые. 1977. № 2. С. 88–96.

Ильин А.В. О находке фосфоритов в юго-восточной части Восточного Саяна // Литология и полез. ископаемые. 1978. № 3. С. 109–111.

Ильин А.В. Геологическое развитие Южной Сибири и Монголии в позднем докембрии-кембрии. М.: Наука, 1982. 114 с.

Ильин А.В. Древние фосфориты платформы Янцзы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983а. № 11. С. 108–122.

Ильин А.В. Низкие Гималаи – еще одна древняя фосфатоносная провинция // Докл. АН СССР. 1983б. Т. 211. № 5. С. 186–189.

Ильин А.В. Древние фосфатоносные бассейны. М.: Наука, 1990. 174 с.

Ильин А.В. 150 лет изучения и практического применения фосфоритов // Бюллетень МОИП. Отд. геологии. 1994. Т. 69. № 2. С. 89–98.

Ильин А.В. Геохимия кадмия в древних фосфоритах // Геохимия. 2002. № 12. С. 1323–1330.

Ильин А.В. Хубсугульский фосфоритоносный бассейн (новые данные и представления) // Литология и полез. ископаемые. 2004. № 5. С. 523–538.

Ильин А.В. Неопротерозойские железистые кварциты // Литология и полез. ископаемые. 2009 (в печати).

Ильин А.В., Блисковский В.З., Дейнекина Р.С., Шмелькова Ю.Ф. Карбонат-фтор-апатит и карбонат-гидроксил апатит – основные минералы Хубсугульских фосфоритов // Литология и полез. ископаемые. 1984. № 4. С. 127–132.

Ильин А.В., Волков Р.И. Верхнерифейский Дархатско-Хубсугульский рифт // Докл. АН СССР. 1978. Т. 238. № 6. С. 1422–1425.

Ильин А.В., Киперман Ю. А. Закономерности поведения элементов-примесей в фосфоритах // Бюллетень МОИП. Отд. геологии. 2006. Т. 81. Вып. 6. С. 54–63.

Ильин А.В., Киперман Ю.А. Изотопно-углеродные профили хесенской и чулактауской свит хубсугульского и каратауского фосфоритоносных бассейнов // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. № 11. С. 1350–1357.

Ильин А.В., Моралев В.М. Железистые кварциты в Туве // Тр. ВАГТ. № 2. М.: Госгеолиздат, 1956. С. 72–78.

Казаков А.В. Фосфатные фации и генезис фосфоритов // Тр. НИУИФ. 1937. № 142. 171 с.

Коробов М.Н. Возраст хубсугульских фосфоритов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. № 5. С. 25–36.

Крутиков В.Ф. Радиоспектроскопия фосфатных минералов / Автореф. дисс. ... доктора геол.-мин. наук. Казань. Казанский университет. 2002. 35 с.

Кузьмичев А.Б. Тектоническая история Тувино-Монгольского массива. М.: Наука, 2004. 190 с.

Ли Сыгуан. Геология Китая. М.: Изд-во иностранной литературы, 1952. 211 с.

Осокин П.В. Центральнo-Азиатская фосфоритоносная провинция // Изд. СО РАН. Улан-Удэ, 1999. 120 с.

Осокин П.В., Тыжинов А.В. Докембрийские тиллоиды Окино-Хубсугульского фосфоритоносного бассейна (Восточный Саян, Северо-западная Монголия) // Литология и полез. ископаемые. 1998. № 2. С. 162–176.

Путеводитель международной полевой конференции проекта 156 – «Фосфориты Хубсугульского бассейна». М.: Наука, 1980. 196 с.

Путеводитель экскурсии 045, XXVII сессии МГК. М.: Наука, 1984. 67 с.
Смирнов А.И. К вопросу о генезисе фосфоритов // Докл. АН СССР. 1958. Т. 119. № 4. С. 27–38.

Созинов Н.А., Казанцев В.А. О фосфатности протерозойских отложений района КМА // Литология и полез. ископаемые. 1978. № 1. С. 148–151.

Терлеев А.А. О возрасте древних отложений западной части нагорья Сангилен (юго-восточная Тува). В кн.: Геология, геохимия и геофизика на рубеже XX и XXI веков. Иркутск. 2002. С. 129–131.

Тушина А.М. Литолого-фациальные особенности формирования фосфоритной толщи Каратау // Литология и полез. ископаемые. 1973. № 4. С. 49–61.

Чумаков Н.М. Ледниковый и безледниковый климат в докембрии. В кн.: Климат в эпохи крупных биосферных перестроек. М.: Наука, 2004. С. 259–270.

Юдин Н.И. Рифейские фосфориты юго-восточной Тувы // Литология и полез. ископаемые. 1965. № 3. С. 51–57.

Яншин А.Л. Перспективы и научные проблемы поисков калийных солей и фосфатного сырья в Сибири // Бюллетень МОИП. Отд. геол. 1964. Т. 39. № 5. С. 3–11.

Altschuler Z.S. The geochemistry of trace elements in phosphorites. Part 1. Marine Phosphorites. Ed. Y. Bendor. S.E.P.M. Sp. publ. 29. 1980. P. 19–30.

Banerjee D.M., Schidlowski M., Siebris A. Geochemical changes across the Proterozoic-Cambrian transition in the Durmala phosphorite mine section // Palaeo-3. 1997. N 132. P. 183–194.

Barford G.H., Albarede P., Knoll A.H. New Lu-Hf and Pb-Pb age constraints on the earliest animal fossils // Earth Planet. Sci. Lett. 2001. V. 17. P. 203–212.

Bendor Y.K. Phosphorites – the unsolved problems. Marine Phosphorites / Ed. Y. Bendor. S.E.P.M. Sp. publ. 1980. V. 29. P. 3–18.

The Cadmium problem // EC Reports N 121-171. Stockholm, 1983. 31 p.

Cammack R. Nickel in metalloproteins // Adv. organic chem. 1999. V. 32. P. 287–333.

Chatterjee G.C. Sedimentary phosphorite deposits of Missouri area, Ut. Prad. // Jour. Min. Met. Fuels. 1967. V. 15. P. 97–98.

Chen Yuqi. A brief report on geology of the Kunyang phosphorite deposit. // Yunnan. Geological Review. 1939. V. 4. P. 185–192.

Choudhuri R. Stromatolitic Phosphorite in Jhamarcotra // Geol. Surv of India. 1980. № 44. P. 330–339.

Condon D., Zhu M., Bowring S. U-Pb ages from the Neoproterozoic Doushantou Formation, China // *Science*. 2005. V. 208. P. 95–98.

Cook P.J. Phosphogenesis around the Proterozoic–Phanerozoic transition // *Journ. of the Geol. Soc.* 1992. V. 149. P. 615–620.

Corrigan F. A niche is filled in Brussels (Phosphate Industry News) // *Fertilizer*. 2006. N 41. P. 35–40.

Dardenne M.A., Trompette R. Proterozoic and Cambrian phosphorites regional review: Brasil. In: *Phosphate deposits of the world*, V. 1. Eds. P. Cook and J. Shergold. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1986. P. 116–132.

Deng Fenlin. A Iodide phosphate mineral in the South China // Abstract, The 5th Intern. Phosphorite conference. Kunming, China. 1982. P. 75–76.

Ediacaran biota // Wikipedia. Internet encyclopedia. 2008 (на диске).

Ellington M.D., Riggs S.R., Bray J.I. Cd/Ca and Zn/Ca ratios in sedimentary phosphorites and their relationship to paleonutrient levels in the Miocene phosphorites of North Carolina // *Geol. Soc. Amer., Abstracts with programs*, 1984. V. 16. N 3. P. 136.

Fedonkin M.A. The origin of the Metazoa in the light of the Proterozoic fossil record // *Paleontological Research*. 2002. V. 7. N 1. P. 9–41.

Fedonkin M.A. Decrease in geochemical basis of life as a factor of eukaryotization of biosphere // *Paleontological Journal. Rus. Ac. of Sci.* 2003. N 5. P. 1–13.

Flicoteaux R., Trompette R. Cratonic Early Cambrian phosphorites of West Africa: Palaeoceanographic and chemical contents // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 1998. V. 139. P. 107–120.

Garrison R.E., Kastner M. Phosphatic Sediments and rock recovered from the Peru margin during ODP Leg 112 / *Ocean Drill. Proj. Results*. 1990. V. 112. P. 111–134.

Glenn G.R., Riggs S.R., Baturin G.B. Phosphorus and phosphorites: sedimentology and environment of formation // *Eclogae. geol. Helv.* 1994. V. 3. P. 747–788.

Gradstein F.M., Ogg J.G., Smith N.G., et al. A new Geologic Time Scale, with special reference to Precambrian and Neogene // *Episodes*. 2004. V. 27. N 2. P. 82–100.

Gulbrandsen R.A. Chemical composition of Phosphorites of the Phosphoria formation // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1966. V. 90. N 8. P. 769–778.

Harland W.B. Evidence of Late Precambrian glaciation and its significance. In: *Problems in Paleoclimatology*. Ed. A. E. Naim. London. 1964. P. 119–149.

Hasan M.T. Hazara phosphate deposit in Pakistan. In: *Phosphate deposits of the World*. V. 1 Eds. P. Cook and J. Shergold. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1986. P. 190–201.

Hendrix M.S., Byers C.W. Stratigraphy and sedimentology of Permian strata, Unita Mountains, Utah: allostratigraphic controls on the accumulation of economic phosphate // *SEPM. Sp. publ.* 2000. V. 66. P. 241–259.

Hoffman P.F. The Snowball Earth Hypothesis // *EUGS Plenary Lecture, Strasbourg*, 2001. 12 P.

Hoffman P.F., Condon D.I., Bowring S.A., Crowley J.L. U-Pb zircon data from the Neoproterozoic Ghaub formation. Namibia: Constraints on Marinoan glaciation // *Geology*. 2004. V. 32. P. 817–820.

Hoffman P.F., Kaufman A.J., Halverson P., Schrag D.P. A Neoproterozoic Snowball Earth // *Science*. 1997. V. 281. P. 1342–1346.

Hovard P.F. Distribution of phosphatic facies in Northern Australia. In: *Phosphate Research and Development*. Ed. A. Notholt. Geol. Soc. Sp. Publ. N 52. London, 1990. P. 261–272.

Ilyin A.V. Cadmium geochemistry in «old» phosphorite // *Geochemistry International* 2002. N 2. P. 523–538.

Ilyin A.V. Rare-earths geochemistry of «old» phosphorites and probability of direct synsedimental precipitation and accumulation of phosphate // *Chem. Geol.* 1998 a. V. 144. P. 243–256.

Ilyin A.V. Phosphorites of the Russian craton // *Earth Science Reviews*. 19986. № 45. P. 89–101.

Ilyin A.V., Ratnikova G.I. Rare-Earth distribution in the Khubsugul Phosphorites (Mongolia) // *Geochem. International*. 1976. V. 13. N 5. P. 53–56.

Ilyin A.V., Ratnikova G.I. Primary, bedded, structureless phosphorites of the Khubsugul basin Mongolia // *J. Sediment. Petrol.*, 1981. V. 51. N 1. P. 1215–1222.

Ilyin A.V., Volkov R.I. Uranium geochemistry in «old» phosphorites // *Geochemistry International*. 1994. N 7. P. 1042–1051.

Jarvis I., Burnett W., Baturin G.N. Geochemistry of phosphorite-state of the art // *Eclogae geol. Helv.* 1994. V 87. N 3. P. 643–671.

Jiang D. Competence of Thermal Acid in the China context // *Conference papers*. 2006. British Sulphur Corporation. London. P. 81–85.

Jiang G., Kennedy M., Christie-Blick N., Khnoll A. et al. Stratigraphy and sedimentary structures of the late Neoproterozoic Doushantou cap carbonate, South China // *Journ. of Sedimentary Research*. 2006. V. 73. P. 78–92.

Kendall B., Creaser R., Selby D. Re–Os geochronology of postglacial black shale in Australia // *Geology*, 2006. V. 34. P. 720–732.

Kennedy M. Stratigraphy, sedimentology, geochemistry of Australian postglacial dolostone // *Journ. of Sedimentary Research*. 1996. V. 16. P. 56–64.

Keyzer de F., Cook P. Geology of the Middle Cambrian phosphorites of the Georgina Basin. // *Austr. B.M.R. Bull.* 1972. N 138. 80 p.

Kletzin A., Adams M.W. Tungsten in biological systems // *FEMS Microbiol. Rev.* 1990. V. 18. N 1–1. P. 5–62.

Knoll A., Walter M., Narbonne G., Christie-Blick N. Three «Best Places» for Ediacaran period // *Episodes*. 2004. V. 27. P. 222.

Land L. Palaeohydrology of ancient dolomites: geochemical evidence // *Amer. Assoc. Petr. Geol. Bull.* 1975. N 9. P. 71–82.

- Lindsay J.F., Shields G., Khomentovsky V.V.* Glacial facies associations in a Neoproterozoic Zavhan basin. Mongolia // *Geol. Mag.* 1996. V. 133. N 4. P. 391–402.
- Lucas J., Ilyin A., Kuhn A.* Phosphorites of the Volta basin. Jn: *Phosphate Deposits of the World. Vol. 1.* Eds. P. Cook and J. Shergold. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1986. P. 321–330.
- Mazumdar A., Banerjee D.M.* Siliceous sponge spicules in the Early Cambrian chert-phosphorite member of the Lower Tal Formation, Krol Belt, Lesser Himalaya // *Geology.* 1998. V. 26. N 10. P. 899–902.
- McArthur J.M.* Systematic variations in the content of Na, Sr, Cd and SO₄ in carbonateapatites // *Chem. Geol.* 1978. V. 21. P. 89–112.
- McClellan G.H., Saavedra F.N.* Chemical and Mineral characteristics of some Cambrian and Precambrian phosphorites. Jn: *Phosphorite deposits of the World. V. I. Proterozoic and Cambrian phosphorites.* Eds. P.J. Cook and J. Shergold. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1980. P. 244–265.
- McKelvey V.N., Sheldon R.P.* The Phosphoria, Parc City and Shedhorn Formations in the eastern Phosphate Field // *USGS Prof. Papers.* 1959. N 313-A. 113 p.
- McKelvey V.E., Strobell J.D., Slaughter A.L.* The Vanadiferous Zone of the phosphoria Formation in Western Wyoming and Southeastern Idaho // *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper* 1986. 1465, 27 p.
- McMenamin M.* The Garden of Ediacara // *Palaios.* 1986. V. 1. P. 178–182.
- Murrey J., Renard A.F.* Deep sea deposits, «Challenger» Report. *Proceedings Royal Soc. Edinburgh.* 1891. V. 18. 287 p.
- Nathan Y., Soudry D., Levy, Y. et al.* Geochemistry of Cadmium in the Negev phosphorites // *Chemical Geology.* 1997. V. 142. P. 87–107.
- Notholt A.I.G., Sheldon R.P.* Proterozoic and Cambrian phosphorites – regional review. Jn: *Phosphate deposits of the World, V. 1* Eds. P.J. Cook and J. Shergold. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1986. P. 9–14.
- Phosphate deposits of the World. V. 1. Proterozoic and Cambrian phosphorites.* Eds: Cook P.J. and Sheigold J.H. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1986. 384 p.
- Phosphate deposits of the World. V. 2. Phosphate rock resources.* Eds. Sheldon R. and Notholt A. Cambridge: Cambridge University Press, 1989. 495 p.
- Phosphate deposits of the World. V. 3. Neogene phosphorites.* Eds. Burnett W. and Riggs S. Cambridge: Cambridge University Press, 1990. 297 p.
- Phosphorites of China.* Beijing. Science Press, 1998. 269 p.
- Porter S.M., Knoll A.H., Affaton P.* Chemostratigraphy of Neoproterozoic cap carbonates from the Volta Basin, West Africa // *Precambrian Research.* 2004. V. 130. P. 99–112.
- Robb L.J.* Metallogenic implications of the Neoproterozoic Snowball Earth // *Abstract, 32 IGC.,* 2004.
- Rodgers J.* The Eastern Edge of the North America continent during Cambrian. Jn: *Studies of Appalachian geology.* Ed. E-An Zen. New York, 1968. P. 3–21.
- Sandstrom M.W.* Geochemistry of organic matter in phosphorites // *Phosphate deposits of the World. Vol. 1 /* Eds. P. Cook and J. Shergold. Cambridge: Cambridge University Press. 1986. P. 268–274.
- Seigmund H.* Microfacies, geochemistry and genesis of Lowermost Cambrian phosphorites of South China // *Publ. National Museum Natur. Sci.* 1997. N 10. P. 143–160.
- Seilacher A.* The meaning of the Cambrian explosion // *Bull. Nat. Museum Natur. Sci.* 1997. N 10. P. 1–11.
- Shields G.* Snowball is dead! Long live Snowball Earth // *Episodes.* 2006. V. 29. N 4. P. 287–288.
- Shields G., Stille P., Brazier M.* Isotopic records across two phosphogenic giant episodes compared: Precambrian-Cambrian and Mesozoic-Recent // *SEPM Sp. publ. N 66.* 2000. P. 103–113.
- Smith A.G., Pickering K.T.* Oceanic gateways as artificial factor to initiate icehouse Earth // *J. of Geol. Soc. London.* 2003. V. 160. P. 337–340.
- Soudry D.* Primary bedded phosphorites in the Campanian Mishash formation, Negev, Southern Israel // *Sediment. Geol.* 1998. V. 80. P. 77–82.
- Soudry D., Ehrlich S., Yoffe O., Nathan Y.* Uranium oxidation state and related variations in geochemistry of phosphorites from the Negev (southern Israel) // *Chem. Geol.* 2002. V. 189. P. 213–230.
- Trompette R., Affaton P.* Stratigraphic and Structural control of phosphorite deposits of Volta Basin // *Economic Geology.* 1980. V. 75. P. 62–70.
- Vinogradov A.P., Ronov A.B.* Composition of the sedimentary rocks of the Russian platform in relation for the history of its tectonic evolution // *Geochemistry.* 1956. V. 6. P. 3–14.
- Wallin B.* Sedimentology of the Lower Cambrian in Sweden // *Stockholm Univer. Contribution in Geology.* 1982. V. 39. N 1. 111 p.
- Williams R.J.P. Fraust da Silua.* The involment of molybdenium in life // *Biochem. Res. Comm.* 2002. V. 292. N 2. P. 293–299.
- Xiaofeng W., Erdmann B.D., Chen Xigohong.* Integrated sequence, bio- and chemostratigraphy of Neoproterozoic black shale, central South China // *Episodes.* 1998. V. 21. N 3. P. 178–189.
- Yin Changyu Y., Tang Fen, Lin Yongging.* U-Pb Zircon age from the base of the Sinian Doushantno Formation in the Yangtze Gorges, South China: constraint on the age of Marinoan glaciation // *Episodes.* 2005. V. 28. N 1. P. 48–49.
- Zhegallo E.A., Rozanov A.Yu., Ushatinskaya G.T. et al.* Atlas of Microfossils from Ancient Phosphorites of Khubsugul (Mongolia). NASA. 2000. Hantsville. 112 p.

Содержание

Введение	3
Современное состояние, достижения и проблемы фосфатной геологии	7
Фосфогенез в истории Земли и эдиакарская эпоха массового накопления фосфоритов	13
Распространение эдиакарских фосфоритов	19
Тектоническая позиция и современная структура эдиакарских фосфатоносных бассейнов.....	25
Специфичность седиментогенеза в неопротерозое и осадочное выполнение фосфатоносных бассейнов	37
Фосфатоносные свиты и их фациальные изменения	53
Фосфориты – минералогия, петрография, химизм	66
Элементы-спутники в древних фосфоритах	90
Эдиакарская радиация органического мира	113
Сравнение эдиакарской и позднемеловой–неогеновой эпох фосфогенеза	121
Происхождение эдиакарской эпохи фосфогенеза	134
Заключение	142
Old (Ediacaran) phosphorites (Short English version)	144
Литература.....	151

Contents

Introduction	3
Phosphate geology: state-of-the art (achievements and unsolved problems).....	7
Phosphogenesis in the Earth History and its Ediacaran epoch.....	13
Distribution of Ediacaran phosphorites	19
Ediacaran phosphate basins–tectonic position, present-day structure and a relic character.....	25
Specificity of the Neoproterozoic sedimentation and sedimentary filling the basins.....	37
Phosphate formations and their facial changes.....	53
Phosphorites – mineralogy, petrography, chemistry	66
Trace-elements geochemistry of phosphorite	90
Ediacaran biota – radiation and extinction	113
Comparison of Ediacaran and Late Cretaceous – Neogene giant epochs of phosphogenesis.....	121
The origin of the Ediacaran Epoch of phosphogenesis.....	134
Conclusion.....	142
Old (Ediacaran) phosphorites (Short English version)	144
References.....	151

Научное издание

Андрей Васильевич Ильин

Древние (эдиакарские) фосфориты

Труды ГИН РАН, выпуск 587

*Утверждено к печати Редакционной коллегией
Геологического института РАН*

Редактор *Г.Ю. Бутузова*
Компьютерная верстка *М.В. Старшова*

Подписано к печати 23.10.2008
Формат 60x90 ¹/₁₆. Бумага офсетная.
Гарнитура Journal. Печать офсетная. Уч.-изд. л. 13.
Тираж 300 экз.
Тип. ВТИИ, зак. № , Москва

Издательство ГЕОС
119017, Москва, Пыжевский пер., 7, к. 332
Тел./факс: (495) 959-35-16
e-mail: geos@ginras.ru
www.geos-books.ru