

УДК 551

ХУБСУГУЛЬСКИЙ ФОСФАТОНОСНЫЙ БАСЕЙН (НОВЫЕ ДАННЫЕ И ПРЕДСТАВЛЕНИЯ)

© 2004 г. А. В. Ильин

*Институт литосферы окраинных и внутренних морей РАН
119180 Москва, Старомонетный пер., 22*

Поступила в редакцию 28.04.2003 г.

В Хубсугульском фосфатноносном бассейне обособляются две зоны фосфатных фаций – западная и восточная. В первой, отвечающей дистальной части седиментационного профиля, господствуют фосфориты, сложенные чередующимися прослоечками бесструктурного фосфата толщиной 1–3 см и более тонкими и линзовидными прослоечками доломита. Содержание всех элементов-примесей в тех и других одинаково и находится примерно на кларковом уровне. Прослоечки идентичны и по низким (-7‰ PDB) значениям $\delta^{13}\text{C}$. Фосфориты западной зоны испытали скоротечное захоронение, а появление доломитовых прослоечек объясняется постседиментационной сегрегацией. В восточной проксимальной зоне господствуют так называемые доломитистые фосфориты, в которых разнообразие по размерам и неправильные по форме фрагменты фосфатного вещества заключены в более позднем доломитовом матриксе. Зернистые (пеллетовые) фосфориты в бассейне резко подчинены бесструктурным и сравнительно с последними обогащены элементами-примесями, особенно резко – редкими землями. К западу от бассейна фосфатные фации сменяются черносланцевыми.

Изучение Хубсугульского фосфатноносного бассейна (ХФБ) было начато в 70–80 годах прошлого века, вскоре после его открытия. Оно проводилось в основном в рамках Совместной Советско-Монгольской геологической экспедиции по инициативе и под руководством А.Л. Яншина [Yanshin, 1986]. В этот же период были разведаны основные месторождения фосфоритов [Осокин и др., 1973]. Особую роль в исследовании бассейна и оценки перспектив Монголии на фосфориты сыграли работы Ж. Бямбы [1996]. Изучение бассейна происходило одновременно с работами по проекту “Фосфориты” Международной программы геологической корреляции, одна из полевых конференций которого была посвящена монгольским фосфоритам [Путеводитель..., 1980]. Участие отечественных геологов в исследованиях по этому проекту дало возможность применить мировой опыт к познанию фосфоритов ХФБ.

За последние 10–15 лет данные по ХФБ существенно пополнились и обновились. В этот период была оценена роль микробиальных процессов в формировании фосфоритов [Zhegallo et al., 2000], предложена новая концепция о природе фосфатных зерен [Холодов, Пауль, 1995], проведены исследования изотопного состава стронция, углерода, кислорода, геохимии элементов-примесей в фосфоритах ХФБ и других древних бассейнов [Ильин, Волков, 1994; Ильин, 2002; Yin, 1998]. Ключевое значение для палеотектонической и палеогеографической интерпретации ХФБ имели и новые данные о тектонической эволю-

ции юга Сибири – севера Монголии в позднем докембрии–кембрии [Хаин, Рудаков, 1995; Кузьмичев, 2001].

В этот же период был достигнут значительный прогресс в познании процессов фосфогенеза вообще [Garrison, Kastner, 1990; Glenn et al., 1994 и др.] и древних фосфоритов в частности [Shields et al., 2000]. Эти достижения еще не достаточно осмыслены применительно к ХФБ, степень изученности которого в некоторых вопросах уступает таковой для других, родственных ему древних бассейнов Африки [Flicoteaux, Trompette, 1997] и Азии [Banerjee et al., 1997]. Исследования этих бассейнов показали, что массовый фосфогенез был одним из звеньев серии взаимосвязанных и взаимообусловленных геологических событий – палеогеографических, тектонических, климатических, биологических, происходивших на заре фанерозоя [Ильин, 2000].

В данной работе сведены и систематизированы новые данные по ХФБ – литературные и еще не опубликованные – и сделана попытка их интерпретации, имея в виду при этом опыт изучения других древних фосфатноносных бассейнов.

КРАТКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Фосфориты ХФБ заключены в хесенской свите, которая включает также различные силицилиты, черные сланцы, обогащенные органическим углеродом, и другие биогенные породы. Хесенская свита, в свою очередь, является принадлежностью

мощной (не менее 3 км) хубсугульской серии [Ильин, 1973] карбонатных отложений преимущественного доломитового состава, занимающей возрастную интервал от верхов венда до середины кембрия [Коробов, 1980; Терлеев, 1998]. Хубсугульская серия в пределах ХФБ пространственно неразрывно связана с терригенной дархатской серией. У границы этих серий распространены отложения гляциального происхождения [Путеводитель..., 1980; Кузьмичев, 2001], а также древняя кора выветривания, предшествовавшая формированию хубсугульской серии [Кузьмичев, 2001].

*Тектоническая позиция бассейна
и его фундамент*

Тектонически ХФБ принадлежит Тувино-Монгольскому массиву [Ильин, 1971], который в свою очередь входит в состав Саяно-Байкальского каледонского складчатого пояса [Кузьмичев, 2000]. В верхнем рифее Тувино-Монгольский массив представлял собой микроконтинент, пространственно изолированный как от других континентальных террейнов, так и от Сибирской платформы. В результате позднебайкальской орогении Тувино-Монгольский массив испытал некоторую консолидацию и в венде-кембрии на всей его территории накапливались карбонатные отложения, т.е. он превратился в карбонатную платформу, по-прежнему изолированную от Сибирского континента обширными океаническими пространствами [Кузьмичев, 2001]. Лишь в результате коллизионных событий салаирской орогении [Хаин, Рудаков, 1995] Тувино-Монгольский массив был “спаян” с Сибирской платформой, составив вместе с Дзабханским, Центрально-Монгольским и другими микроконтинентами каледонское Саяно-Байкальское обрамление Сибирской платформы. Таким образом, прежние представления о палеогеографическом единстве Сибирского континента с Тувино-Монгольским массивом в венде-кембрии [Зайцев, Ильин, 1970; Пуин, 1991] ныне опровергнуты и соответственно с этим идеи о непосредственных генетических связях эвапоритов Сибирского солеродного бассейна с фосфоритами Монголии оказываются несостоятельными.

Довендский фундамент ХФБ, как показали исследования А.Б. Кузьмичева [2001], гетерогенен (рис. 1), что сказывается не только на размещении фосфоритов, но проявляется и в характере их дислокаций. Древнейшим компонентом фундамента являются архейские (?) гранулиты, слагающие Гарганскую глыбу, располагающуюся непосредственно к северу от оз. Хубсугул. Rb-Sr возраст гранулитов более 800 млн. лет. На значительных пространствах вендско-кембрийские отложения карбонатной платформы подсти-

лаются граувакками и вулканитами окинской серии (Sm-Nd и U-Pb возраста >760 млн. лет) Еще одним компонентом фундамента служит офиолитовый комплекс Шишхидской дуги (Rb-Sr возраст 630 млн. лет). В современной структуре офиолиты надвинуты на ХФБ по Хугеинскому надвигу.

Вслед за позднебайкальской консолидацией Тувино-Монгольский массив испытал рифтинг, что обусловило как формирование внутриконтинентальных рифтов – Дархатско-Хубсугульского, Сархойского и других, так и дезинтеграцию континентальной коры [Ильин, 1982]. Спрединг, развивавшийся после рифтинга, привел к формированию Центрально-Азиатского [Зоненшайн, 1977; Пуин, 1991] или Джидинского [Кузьмичев, 2001] палеоокеана. Тувино-Монгольский массив оказалась элементом континентальной окраины. Термальная контракция фундамента этой окраины и тектоническое погружение обусловили формирование шельфа. Погружение компенсировалось накоплением на шельфе карбонатных осадков.

Древние рифты Тувино-Монгольского массива выполнены преимущественно аркозами дархатской серии, которые несогласно лежат на довендском фундаменте. Серия начинается конгломератами, сменяющимися вверх по разрезу гравелитами, а затем – песчаниками, в которых ближе к кровле серии появляются линзовидные тела и прослойки онколитовых доломитов. Для верхней части разреза дархатской серии характерны “дырчатые сланцы”, получившие это название [Ильин, 1973] из-за отверстий на их выходах, образующихся благодаря выпадению угловатых включений доломитов. Обломки и глыбы доломитов, вероятно, представляют собой дробстоуны, оказавшиеся на дне бассейна вследствие таяния плавающих льдов. По составу они чужды тонким терригенным отложениям, выстилавшим дно бассейна и уже достаточно уплотненным и несколько литифицированным ко времени падения дробстоунов, чем, вероятно, и объясняется слабая цементация их с вмещающими осадками и выпадение доломитовых включений в обнажениях. Помимо дырчатых сланцев описаны диамиктиты, варвиты и другие породы гляциального происхождения, встречающиеся уже среди базальных горизонтов хубсугульской серии у основания хесенской свиты [Осокин, Тыжинов, 1998], в частности конгломератовидные доломиты, вероятно сформированные при переотложении флювиогляциальными потоками.

Другая замечательная особенность пограничных слоев хубсугульской и дархатской серий заключается в развитии коры выветривания, формировавшейся до накопления хубсугульской серии. В бассейне р. Боксон на Восточном Саяне А.Б. Кузьмичев [2001] наблюдал диабазы, пре-

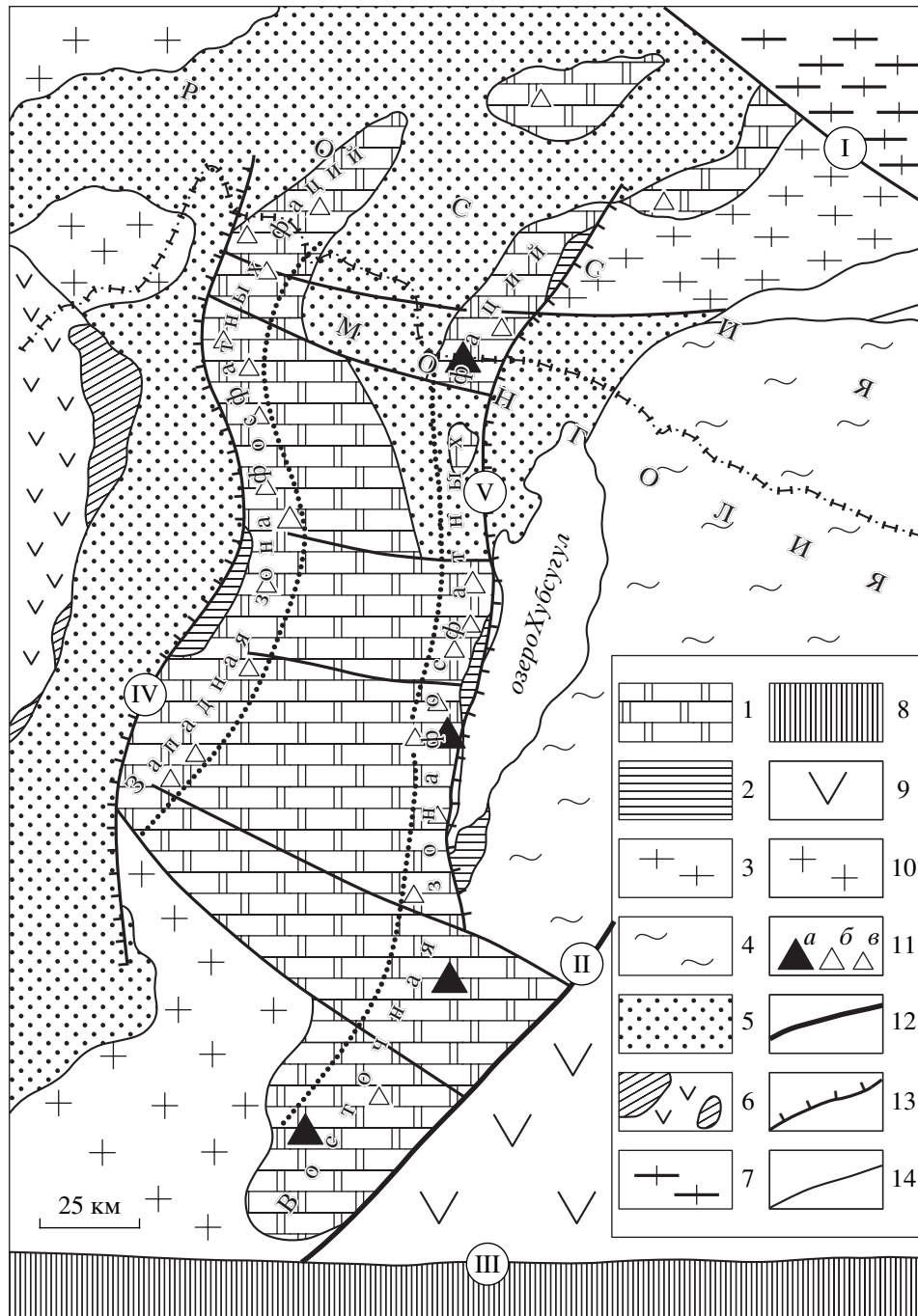


Рис. 1. Схема геологического строения Хубсугульского бассейна и окружающих территорий.

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

вращенные в конглобрекции на глубину до 15 м от контакта с доломитами. Выше они переходят в “диабазовые песчаники” и глиноподобные ожелезненные породы коры выветривания. Песчано-сланцевые породы в коре выветривания превращены в хаотическую смесь обломков разного размера и мелкую дресву. Благодаря размыву и экзарационным процессам кора сохранилась лишь локально. Продуктом ее переотложения является так называемая подфосфатная пачка, сложенная тонкими кварцевыми песчаниками, выделяющаяся яркими бурыми и красными окрасками на выходах [Путеводитель..., 1980].

Современная структура ХФБ и его первичные очертания

Структура ХФБ определяется не только тектоническими событиями, происходившими на рубеже неопротерозоя и фанерозоя, но и неоднократной тектонической активизацией в фанерозое. Фанерозойские тектонические события обусловили, в конечном счете, значительную деструкцию древнего бассейна, так что современная конфигурация лишь в малой степени отражает его первичные размеры и очертания. Наиболее важную роль при этом сыграло формирование обширных интрузивных массивов, сопровождавшее раннекаледонскую или салаирскую коллизию [Кузьмичев, 2001]. Гранитоидные интрузии занимают значительные пространства на всей территории ХФБ и особенно обширны в южной его части, где вендско-кембрийские доломиты и заключенные в них фосфориты сохранились лишь в кровле гранитоидных массивов. Сходная картина характерна и для северной части ХФБ, где вендско-кембрийский чехол сохранился лишь в виде ксенолитов среди массивов гранитоидов.

Современная структура ХФБ была в значительной мере определена в процессе формирования кайнозойской Байкальской рифтовой системы. Она представляется ныне в виде блоков, разделяющихся ортогональной системой разломов. Блоки наследуют древние структурные элементы. Субширотные разломы, разделяющие эти блоки, имеют древнее заложение. Они отражают гетерогенность фундамента и определяли его конседиментационную дифференциацию во время накопления хесенской свиты. Также унаследованными были кайнозойские движения по субмеридиональным разломам, ограничивающим ХФБ с запада и востока, т.е. по Хугейнскому и Прибрежному надвигам (см. рис. 1). Гетерогенность фундамента обусловила и резкие различия в характере дислокаций фосфатносных отложений, сохранивших субгоризонтальное залегание там, где они подстилаются архейскими гранулитами [Ильин, 1982], и запрокинутых к востоку вдоль Хугейнского надвига и к западу в зоне Прибрежно-

го надвига. Процесс формирования Байкальской рифтовой системы сопровождался дифференцированными субвертикальными перемещениями блоков фундамента, причем подъем отдельных блоков, например Ламбиштинского и Табаинского на севере ХФБ, привел почти к полной эрозии вендско-кембрийских отложений, в том числе фосфоритов, в то время как в соседнем северном блоке (Ухагольском и южном Улейндабинском) эти отложения достаточно полно сохранились [Ильин, 1990].

Тектоническое погружение фундамента рифтов – Хубсугульского и Дархатского, привело еще в конце миоцена к образованию глубоких рифтовых озер, причем Дархатское озеро в четвертичное время было “спущено” благодаря интенсивной “попятной” эрозии Малого Енисей, оставив следы ископаемых береговых линий по бортам Дархатской котловины. В котловине фосфатносные отложения скрыты под мощным покровом осадков ископаемого Дархатского озера.

Другим следствием того же процесса формирования Байкальской рифтовой системы было неоднократное излияние базальтовых покровов, которые скрывают от наблюдений фосфориты во многих частях бассейна, особенно на Окинском базальтовом плато Восточного Саяна.

Несмотря на фрагментарную сохранность фосфатных отложений, некоторые закономерности их первичного распространения удастся реконструировать.

Северной и южной границами ХФБ являются коллизионные зоны, ограничивающие Тувино-Монгольский массив – зона Большого Саянского разлома на севере и Хангай-Хентейского разлома или зона землетрясения 1905 г. [Puin, 1978] на юге (см. рис. 1). Отчетливо выделяется основная часть ХФБ, в которой сосредоточены главные месторождения и которая приходится на район западного Прихубсугуля и западного склона Дархатской котловины. Как к северу, так и к югу от этой основной части бассейна, по мере приближения к границам Тувино-Монгольского массива отчетливо выражено выклинивание фосфатных фаций – смена фосфоритов фосфатсодержащими доломитами а затем и бесфосфатными доломитами.

Важнейшая закономерность в размещении фосфоритов состоит в том, что все их месторождения и проявления отчетливо группируются в две субмеридионально вытянутые зоны, названные западной и восточной зонами фосфатных фаций [Puin, 1981]. Первая зона протягивается вдоль западного борта Дархатской котловины, а вторая следует параллельно западному берегу озера Хубсугул (см. рис. 1). Зоны удалены друг от друга на расстояние около 80 км. Синклинирная структура бассейна [Зайцев, Ильин, 1970] обуславливает глубокое погружение нижней части Хубсу-

гульской серии (хесенской свиты) в осевой части синклинория, которая слабо изучена из-за того, что орографически она расположена в пределах трудно доступного альпийского хребта Хоридулин Сардиг. Однако в целом ряде участков основание и низы разреза хубсугульской серии вскрываются по берегам р. Арасана. Во всех участках, в условиях полной обнаженности хубсугульская серия представлена исключительно доломитами. Здесь нет ни фосфоритов, ни сопутствующих им биогенных пород. Аналогичная ситуация характерна и для эрозионных останцов, изредка выступающих среди покрова рыхлых отложений Дархатской котловины. Таким образом, фосфатные фации, скорее всего, локализируются в двух зонах, причем восточная или Хубсугульская зона отвечает приближенной к берегу части шельфа, а западная – или Дархатская – более мористой его части [Шуйн, 1998].

Как для восточной, так и для западной зон фосфатных фаций характерны резкие изменения по простиранию мощности и количества фосфатных пластов, а также содержания в них фосфата. Каждый блок, составляющий некогда единый бассейн, индивидуален по характеру довендского фундамента, темпам тектонического погружения в венде–кембрий и, соответственно, темпам седиментации, что отражается и в стратиграфическом положении хесенской свиты относительно основания хубсугульской серии. Так, в Урундушском блоке [Ильин, 1990], где расположено крупнейшее Хубсугульское месторождение, мощность “подфосфатных” доломитов не более 300 м, а в соседнем с севера блоке (месторождение Улиндаба) она увеличивается до 600 м. Такие вариации в сочетании со значительными различиями в количественных параметрах месторождений приводили к ложным представлениям о двукратной встречаемости фосфатоносных отложений в разрезе хубсугульской серии [Осокин, 1998] или даже о трехкратной [Журавлева, 1975]. Весьма малая вероятность подобных предположений была установлена при детальном изучении этих месторождений [Зайцев, 1992].

ХЕСЕНСКАЯ СВИТА – СТРАТИГРАФИЯ, ВОЗРАСТ, ЛИТОЛОГИЯ

Типичный стратиграфический разрез хесенской свиты (рис. 2) начинается нижним или главным пластом богатых фосфоритов мощностью в среднем около 10 м и завершается горизонтом убогих фосфатных песчаников или песчаниковых фосфоритов [Путеводитель..., 1980]. Выше главного пласта следует несколько (до четырех) менее мощных пластов, разделенных либо фосфатсодержащими доломитами (восточная зона фосфатных фаций), либо бесфосфатными доломитами (западная зона). Из 150 м общей мощности свиты

около 70 м приходится на бесфосфатные доломиты, подстилающие фосфатные песчаники. Выше этих песчаников содержание фосфора в доломитах находится на кларковом уровне.

Основание главного (нижнего) пласта выражено весьма резко и сопровождается стратиграфическими, но не угловым несогласием. Непосредственно под пластом обычно наблюдается подфосфатная пачка красного цвета, но часто ее место занимают горизонты черных тонкоплитчатых известняков либо бескарбонатных ленточно-слоистых черных сланцев, содержащих, как и известняки, до нескольких процентов $C_{орг}$. Характерным элементом разреза свиты служит пласт спонголитовых кремней, подстилающий верхнюю бесфосфатную доломитовую часть свиты. Хесенская свита в целом и сами фосфориты подвержены существенным фаціальным изменениям [Ильин, 1973].

Возраст хесенской свиты определяется исходя из того, что она расположена в нескольких сотнях метров (400–450 м [Zhegallo et al., 2000]) ниже горизонтов, содержащих остатки древнейших трилобитов [Коробов, 1980]. В самой свите известны находки микрофитоцитов [Журавлева, 1975], катаграфии, акритархи, остатки нитчатых цианобактерий [Zhegallo et al., 2000]. Свита относится к томматскому ярусу, но не исключена возможность ее поздневендского возраста [Терлеев, 1998].

Попытка датировки фосфоритов ХФБ и родственных ему бассейнов на основе стронциевой изотопии [Shields et al., 2000] не привела к более точным возрастным определениям, но показала, что фосфориты трех известных крупных бассейнов – Каратауского, Хубсугульского и Низких Гималаев несколько различаются по возрасту. Первый является более “молодым” относительно второго и третьего, причем Хубсугульский бассейн, возможно, несколько моложе Гималайского (рис. 3).

Хеомстратиграфическая корреляция хесенской свиты была выполнена также и по карбонатному углероду. На изотопно-углеродном профиле нижней части хубсугульской серии фосфоритам и доломитам хесенской свиты отвечает четко выраженная отрицательная аномалия со значениями $\delta^{13}C$ от -3 до -7% PDB [Ильин, Киперман, 2002]. В основании и кровле свиты эти значения сменяются “нормальными”, близкими к нулевым. Характерно, что в соседних районах Восточного Саяна [Покровский и др., 1998] и западной Монголии [Brasier et al., 1996] фосфатосодержащие (1–2% P_2O_5) доломиты, стратиграфически эквивалентные хесенской свите, не вызывают отрицательных аномалий. Таким образом, отрицательная аномалия $\delta^{13}C$ ареально ограничена пределами ХФБ и не может быть использова-

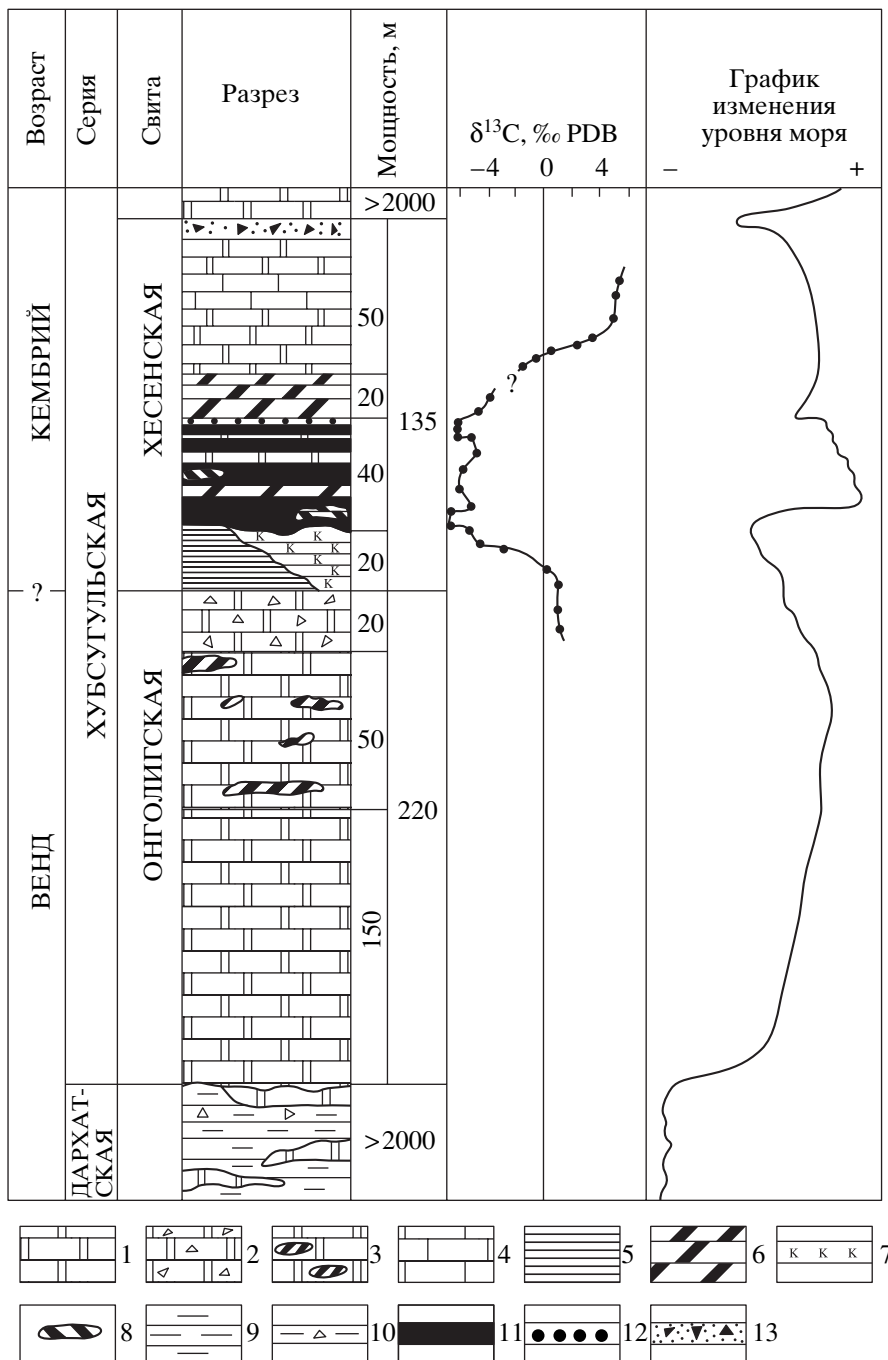


Рис. 2. Литолого-стратиграфический разрез вендско-кембрийских отложений, распределение $\delta^{13}C$ в породах хесенской свиты и график изменения уровня моря.

1 – доломиты, 2 – брекчиевидные доломиты, 3 – доломиты с желваками кремня, 4 – известняки, 5 – черные глинистые сланцы и тонкоплитчатые известняки, обогащенные $C_{орг.}$, 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 – песчаниковые фосфориты.

на для межрегиональной корреляции [Ильин, Киперман, 2002].

Состоящая преимущественно из биогенных пород, хесенская свита литологически довольно разнообразна. Помимо фосфоритов, рассматриваемых в следующем разделе, она включает раз-

личные силицилиты и породы, обогащенные органическим углеродом, – как карбонатные, так и лишенные карбонатов (рис. 4).

Силицилиты представлены сливными темными кремнями, а также светлыми тонкопористыми породами, названными опоковидными [Путево-

дитель..., 1980]. Кремни, в свою очередь, присутствуют как в виде более или менее мощных пластов, так и желваков неправильной формы, залегающих и в фосфоритах, и в доломитах.

Основной пласт черных кремней венчает нижнюю часть хесенской свиты, отделяя ее от лежащих выше бесфосфатных доломитов, и прослеживается на десятки километров при мощности 20–30 м. Он сложен сливным аморфным халцедоном, лишенным слоистости и имеющим стекловидный скол. В шлифах лишь изредка удается наблюдать спикулы губок, длиной в несколько мм, принадлежащих гексактинеллидам. Спикулы, видимо, легко растворялись при диагенетических преобразованиях. Кремни бесфосфатны и лишены органического углерода.

Светлые пористые легкие опоковидные породы локализируются преимущественно в самих фосфоритовых пластах в виде линзовидных включений, размером 10–20 см по короткой оси и 1–2 м по длинной. В шлифах иногда наблюдается глобулярное строение пород с халцедоновыми “шариками” 1–2 мкм в диаметре, чем они напоминают мезозойские опоки центральной России. Встречаются также остатки организмов, очень сходные с описанными в кремнях чулактауской свиты Каратау и определенными как остатки диатомей. Химически эти породы аналогичны верхнемеловым опокам Брянской области [Путеводитель..., 1984; Ильин, 1998].

Черные сланцы (породы, обогащенные органическим углеродом) не описывались ранее в ХФБ, хотя, как считают П. Кук и Дж. Шерголд, “в каждом фосфатноносном бассейне фосфориты неизменно и тесно связаны с черными сланцами” [Cook, Shergold, 1986, стр. 437].

Хесенская свита в Хубсугульском месторождении обычно содержит два горизонта пород, обогащенных $C_{орг.}$ – нижний мощностью 10 м, сложенный черными тонкоплитчатыми известняками, и верхний мощностью около 5 м, представленный глинистыми сланцами. Содержание $C_{орг.}$ в них колеблется от 3 до 5%, а распределение других химических компонентов показано на рис. 5.

В целом, в пределах ХФБ черные сланцы, обогащенные $C_{орг.}$, наблюдались лишь совместно с фосфоритами, что, скорее всего, не отражает истинную картину их распространения. В осевой части альпийского хребта Хоридулин Сардиг, исследованном лишь редкой сетью маршрутов, в 40 км западнее Хубсугульского месторождения фосфоритов на дне одного из ущелий наблюдались развалы черных битуминозных сланцев с характерным запахом керосина на сколе, содержащих пылевидную вкрапленность пирита. Эти породы остались не изученными.

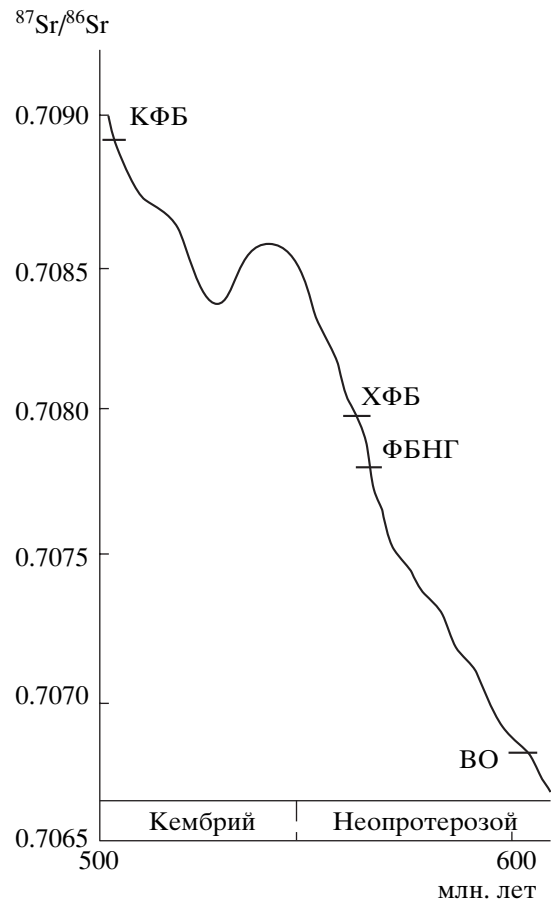


Рис. 3. График изменения отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ у границы кембрия и неопротерозоя и возрастное положение фосфатноносных бассейнов по величине отношения изотопов стронция [Shields et al., 2000].

Фосфатноносные бассейны: КФБ – Каратауский, ХФБ – Хубсугульский, ФБНГ – Низких Гималаев, ВО – Валанггерское оледенение.

К западу от ХФБ в нагорье Сангилен, куда распространяются карбонатные толщи бассейна, в Чангуский синклинали и многих местах развиты карбонатные и глинистые породы, содержащие до 20–30% $C_{орг.}$ [Геология СССР, 1966]. Доказан вендский возраст этих пород [Терлеев, 1998]. Таким образом, карбонатные отложения, выполняющие Сангиленский синклинорий, близки по возрасту, если не синхронны, хубсугульской серии, как это предполагалось ранее [Ильин, 1982]. Они представляют западную, более мористую часть шельфа, в то время как ХФБ отвечает внутренней, прилегающей к берегу части того же шельфа. Аналогичная закономерность характерна и для других регионов и особенно ярко выражена на платформе Янцзы [Ильин, 1990].

ФОСФОРИТЫ

Хубсугульские фосфориты формировались в так называемую древнюю эпоху фосфогенеза и

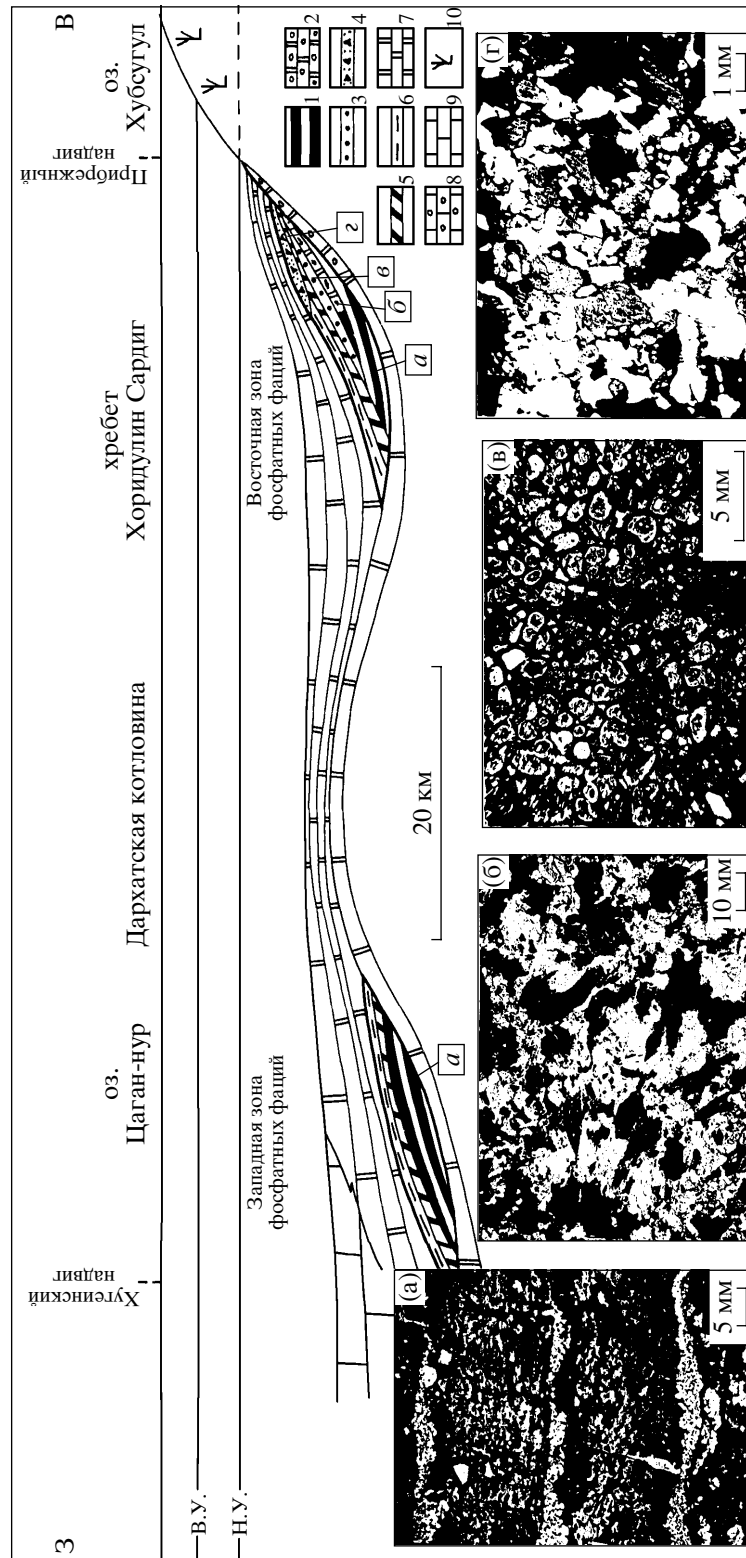


Рис. 4. Поперечный профиль через Хубсугульский бассейн.

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 – песчаниковых.

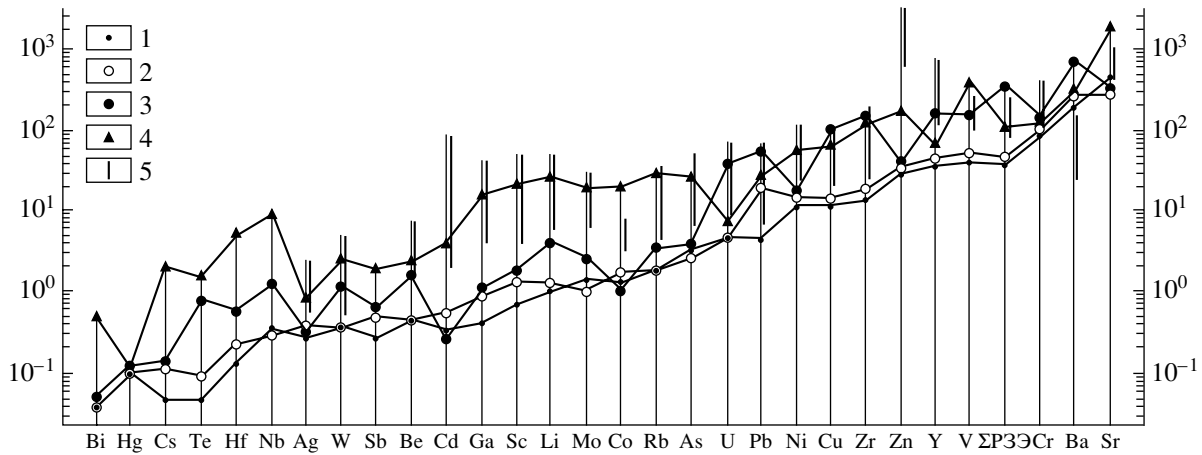


Рис. 5. Графики содержаний элементов-примесей в г/т.

1–4 – ХФБ: 1 и 2 – доломитовые (1) и фосфатные прослоечки (2) в слоистых бесструктурных фосфоритах (см. рис. 4а), 3 – зернистые фосфориты 5-го пласта Хубсугульского месторождения, 4 – черные глинистые сланцы нижней части хесенской свиты, содержащие ~5% $C_{орг.}$; 5 – верхнемеловые-палеогеновые месторождения фосфоритов Тетической провинции (Марокко, Иордания, Тунис) (по данным автора и [Soudry et al., 2002]) для месторождений Израэля. Вертикальные линии показывают интервалы средних значений для 12 месторождений.

обнаруживают определенные черты родства с другими фосфатноносными бассейнами, принадлежащими этой эпохе. Повсюду фосфориты заключены в нижней части толщи доломитов, которым предшествуют глиациальные отложения. Повсюду находясь в стратиграфическом разрезе ниже горизонтов с древнейшими трилобитами, фосфориты всех бассейнов близки по возрасту. Во всех бассейнах им неизменно сопутствуют отложения, обогащенные органическим углеродом, и еще более тесно связаны с фосфоритами спонголитовые кремни. Для древних фосфоритов не характерна ассоциация с глауконитом, столь типичная для фанерозойских.

Среди самих фосфоритов имеются различия, свойственные всем без исключения бассейнам. К ним относятся, в частности, характерные оолитово-зернистые фосфориты с множественными тончайшими фосфатными пленочными оболочками. В силу повсеместной встречаемости такие различия в свое время были названы “международными” [Шуйн, 1981]. В шлифах эти породы из ХФБ, Каратауского или Яндзынского бассейнов неразличимы (сравнение Fig. 6а [Шуйн, 1981], рис. 2в [Тушина, 1979] и табл. XVI [Бушинский, 1966]). Для всех бассейнов характерны овулитовые различия [Шуйн, 1981].

Наиболее типичными для многих, но не всех бассейнов являются мелкозернистые (0.1–0.2 мм) или пеллетовые фосфориты. Природа этих зерен еще далеко не разгадана [Glenn et al., 1994]. А.М. Тушина [1979] считала их микроконкрециями, возникшими при диагенетических преобразованиях первичных кремнисто-фосфатных илов, В.Н. Холодов и Р.К. Пауль [1975] связывают пел-

леты с микробиальными организмами, а Е.А. Жегалло считает “микрожелваками, сформированными при участии... цианобактериальных и пурпурных водорослей” [Zhegallo et al., 2000, стр. 47].

Наряду с признаками, сближающими фосфориты различных древних бассейнов, каждый из бассейнов несет определенные черты индивидуальности. Для ХФБ это выражается в широком развитии фосфоритов, сложных чередующихся прослоечками бесструктурного фосфата и доломита и, соответственно, в резко подчиненной роли зернистых разностей, пользующихся, например, в Каратауском бассейне исключительно широким распространением.

Сравнение восточной и западной зон фосфатных фаций ХФБ

Фосфориты восточной зоны фосфатных фаций, к которой относятся крупные и довольно детально разведанные месторождения – Хубсугульское, Буренханское, Ухагольское, изучены значительно лучше сравнительно с западной зоной, где разведочных работ практически не проводилось. Соответственно данные по восточным месторождениям значительно полнее, чем по западным. Между тем как разрезы хесенской свиты, так и сами фосфориты двух этих зон существенно различны.

Восточную зону характеризует разрез хесенской свиты, приведенный на рис. 2, а фосфориты, типичные для этой зоны, показаны в виде фотографий шлифов на рис. 4б, 4в и 4г. Наибольшим распространением пользуются различия, которые Г.И. Бушинский [1966] на примере место-

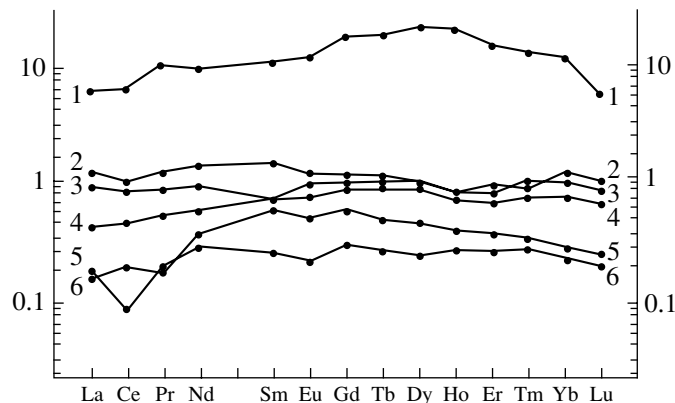


Рис. 6. Графики распределения редких земель в фосфоритах ХФБ и воде Атлантического океана ($\times 10^5$), на глубине 900 м (по [Jarvis et al., 1994]).

1 – пеллетовые (зернистые фосфориты) 5-го пласта Хубсугульского месторождения; 2 – доломитистые фосфориты, 3 – вода Атлантики; 4 и 5 – слоистые бесструктурные фосфориты, сложенные чередующимися доломитовыми линзочками (4) и фосфатными прослоечками (5); 6 – кремьен хесенской свиты.

рождений платформы Янцзы, предложил называть “доломитистыми фосфоритами”. В ХФБ они состоят из фосфатных включений (см. рис. 4б, 5) в доломитовом матриксе. Для включений характерны угловатые очертания, неправильная форма и самые разнообразные размеры – от нескольких мм до нескольких см. Фосфатное вещество бесструктурно и выделяется по черной окраске среди цементирующей массы явно более позднего доломита, корродирующего и замещающего фосфат [Шуп, 1981]. Вторую разновидность, резко подчиненную первой, представляют зернистые или пеллетовые фосфориты, слагающие единственный или так называемый 5-й пласт [Путеводитель..., 1980] Хубсугульского месторождения (см. рис. 4в). Эти фосфориты весьма близко напоминают каратауские, но распространение их в ХФБ ограничено одним пластом. Наконец, третью разновидность представляют фосфатные песчаники (см. рис. 4г), в которых терригенные кварцевые зерна угловатых очертаний зачастую преобладают над фосфатными.

В западной зоне нет ни зернистых фосфоритов, ни фосфатных песчаников. Здесь, на Цаганнурском месторождении господствуют разности, наблюдая которые еще в 1980 г. Ричард Шелдон предложил именовать как “primary bedded structureless phosphorite” (первичные, инситу слоистые бесструктурные фосфориты), противопоставляя их как зернистым фосфоритам 5-го пласта ХФБ, так и более хорошо известным ему пеллетовым фосфоритам формации Фосфория. Слоистые бесструктурные фосфориты представлены ритмично чередующимися фосфатными и доломитовыми прослоечками. Первые – более мощные (1–3 см) и выдержанные сравнительно с вторыми – тонкими (1–2 мм) и линзовидно выклинивающимися (см. рис. 4а). Фосфат пигментирован

органическим веществом, концентрирующимся по периферии прослоев. Такого рода слоистые разности слагают большую по мощности часть пластов, но зачастую уступают место доломитистым фосфоритам, характерным для восточной зоны. Фосфатные компоненты доломитистых фосфоритов на западе отличаются более крупными размерами, зачастую представляют собой в той или иной мере дезинтегрированные прослои бесструктурного фосфата. Фрагменты прослоев имеют удлиненную форму, сохраняя ориентировку первичной слоистости. Доломит, разделяющий фрагменты, сложен сравнительно крупными ромбовидными кристаллами.

По составу основных химических компонентов бесструктурные и зернистые фосфориты существенно не различаются, если не считать того, что в первых содержание P_2O_5 несколько выше, а SiO_2 – ниже. Более значительны различия в содержаниях $C_{орг.}$, составляющих до 1–1.1% в первых и уменьшающихся до нескольких десятых долей процента во вторых.

Значительно более существенны различия в концентрации элементов-примесей, содержание которых было определено в нескольких пробах методом ICP MS в Сертификационно-Аналитическом центре (В.К. Карандашев). Зернистые разности в целом отличаются заметно более высокими концентрациями элементов-примесей (см. рис. 5). Существенна разница в содержании суммы редкоземельных элементов (рис. 6) и в меньшей степени урана (рис. 7). Содержание же кадмия и ванадия в зернистых разностях ниже, чем в бесструктурных.

Распределение элементов-примесей было также определено отдельно для фосфатных и доломитовых прослоечек бесструктурных фосфоритов. Было выполнено четыре анализа из фосфо-

ритов нижнего (главного) пласта Цаганнурского месторождения, причем две пробы были выколоты из фосфатных прослоечков и две другие – из соседних доломитовых. Содержания элементов-примесей как в обеих доломитовых пробах, так и в фосфатных оказались очень близкими; они показаны на рис. 5 и 6.

Сравнение двух нижних графиков рис. 5 показывает, что фосфатные и доломитовые пробы практически идентичны по содержанию всех измеренных элементов-примесей, в том числе по сумме и распределению редких земель, а также и по значениям $\delta^{13}\text{C}$, которое находится в узком интервале от -5 до -7‰ PDB [Ильин, Киперман, 2002]. Исключением составляет лишь стронций, которым фосфатные прослоечки несколько обогащены сравнительно с доломитовыми.

О геохимической специализации древних фосфоритов

Для фосфоритов, сформировавшихся во время двух основных (гигантских) эпох фосфогенеза [Shields et al., 2000] – вендско-кембрийской и верхнемеловой – современной выделяются определенные черты сходства и различия. Обсуждение этой проблемы выходит за рамки данной работы и она рассматривается лишь в отношении поведения элементов-примесей, данные по которым получены методом ICP MS. Была исследована представительная коллекция, собранная на месторождениях, представляющих обе эпохи. На рис. 5 содержания элементов-примесей в фосфоритах ХФБ сравниваются с таковыми в фосфоритах в верхнемеловых – нижнепалеогеновых месторождений провинции Тетис. Среди последних были проанализированы фосфориты известных месторождений Марокко, Иордании, Туниса, Венесуэлы. Все образцы весьма сходны по содержанию P_2O_5 , находящемся в пределах 22–30%. Образцы взяты либо из керна скважин, либо из карьеров ниже уровня грунтовых вод, т.е. не подвержены процессам вторичных преобразований. Содержания элементов-примесей тетических фосфоритов показаны в виде интервала средних значений, причем при расчете этого интервала учтены новейшие литературные данные о концентрации элементов-примесей в кампанских фосфоритах пустыни Негев в Израиле [Soudry et al., 2002], основанные на весьма детальном исследовании. Сравнительно с данными по другим месторождениям Тетической провинции эти данные представляются наиболее достоверными.

Отметим, что попытки сравнения древних и фанерозойских фосфоритов по распределению в них элементов-примесей предпринимались и ранее [Шуין, 1998; Ильин, 2002]. Полученные при этом выводы в целом не противоречат данным, показанным на графиках рис. 5. Наиболее суще-

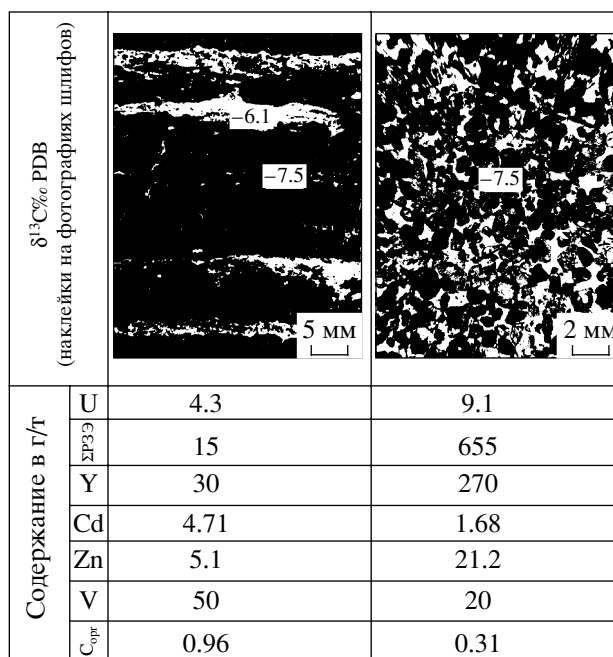


Рис. 7. Содержание некоторых элементов-спутников в бесструктурных (а) и зернистых (б) фосфоритах ХФБ.

ственные различия отмечаются для двух когерентных элементов – цинка и кадмия. Весьма значительны различия также для урана, суммы редких земель, иттрия и ряда других элементов.

ОБСУЖДЕНИЕ ДАННЫХ

Массовый фосфогенез на рубеже неопротерозоя и фанерозоя был обусловлен серией взаимосвязанных геологических событий. Одним из них было оледенение, названное варангерским [Чумаков, 1978], происходившее в начале венда и датируемое 620 млн. лет [Hoffman et al., 1998].

Сохранение древних фосфоритов с тиллитами и другими ледниковыми отложениями отметил еще Г.И. Бушинский [1966]. Он посчитал это явление парадоксальным и предположил, что породы, принимаемые за тиллиты, имеют пролювиальное происхождение. По мере открытия новых бассейнов в Азии – Хубсугульского и Низких Гималаях, в Африке (Синеклиза Вольта), Австралии (бассейн Джорджина) наметилась уже определенная закономерность: повсюду в непосредственной близости по разрезу под фосфоритами в основании доломитовых толщ находятся ледниковые отложения. П. Кук, детально рассмотрев эту проблему, предположил, что, несмотря на близость в стратиграфическом разрезе, фосфориты и тиллиты довольно значительно удалены друг от друга в геологическом времени, т.е. отложение доломитовых толщ началось на десятки

миллионов лет после тиллитов [Cook, 1992]. Но эти объяснения не нашли подтверждения данными абсолютных датировок [Flicoteaux, Trompette, 1997].

Рассматриваемая проблема объяснима с позиций популярной ныне теории, разрабатываемой Гарвардскими геологами – П. Хоффманом, Г. Халверстоном, Д. Шраггом и другими [Hoffman et al., 1998; Hoffman, 2001]. Оледенение было глобальным, и льдами оказались покрыты материковые и океанические пространства. Длительность оледенения, рассчитанная по продолжительности резкой отрицательной аномалии $\delta^{13}\text{C}$, вызванной коллапсом биологической активности и соответствующим сдвигом изотопного состава углерода морской воды, определяется в 10 млн. лет [Hoffman, Schrag, 1999]. Углекислота, поступающая в атмосферу в ходе продолжавшейся эндогенной деятельности и не расходовавшаяся в условиях глобального оледенения на экзогенные процессы, постепенно накапливалась, и концентрация ее в атмосфере могла достичь значений в несколько сот раз превышающих современную [Kasting, 1998]. Неизбежным следствием возникшего таким образом парникового эффекта стало повышение средней температуры у поверхности земли до 50°C [Hoffman, Schrag, 1999]. Естественно, что дегляциация в подобных условиях произошла геологически мгновенно. Возникли условия, благоприятствовавшие интенсивному химическому выветриванию, тем более что породы на поверхности континентов, освободившихся ото льда, были измельчены экзарационными процессами.

Интенсифицировался речной сток, который обусловил поступление в океан продуктов выветривания, в том числе и нутриентов что, в свою очередь, вызвало большую биопродуктивность поверхностных вод. Этим, возможно, объясняется расцвет, а затем эволюционно бесследное исчезновение специфической группы бесскелетных организмов, называемых вендобией [Seilacher, 1997]. Неизбежным следствием скоротечного таяния ледниковых масс был резкий подъем уровня моря или трансгрессия, названная П. Хоффманом постгляциальной [Hoffman, 2001]. В отложениях этой трансгрессии развита толща доломитов, названных в силу чрезвычайной широкого “покровного” их распространения кеп-(сар) – доломитами.

Пик или максимальный темп трансгрессии приходится на начальную фазу, отвечающую времени наиболее интенсивного таяния льдов. Дальнейшее развитие трансгрессии было неравномерным, осложняясь вариациями более высоких порядков. На примере Тувино-Монгольского массива намечается регрессия второго порядка, которой отвечает существенно терригенная по составу подфосфатная пачка. Затем последовала

резкая трансгрессия, начало которой ознаменовалось формированием нижнего или главного пласта фосфоритов хесенской свиты. Подобная трансгрессия, благодаря чрезвычайно резкому контакту фосфоритов в основании формации Фосфория, названа “фосфатной” трансгрессией [Hendrix, Vyeers, 2000]. Судя по полному отсутствию терригенного материала в этом пласте, можно предполагать максимально высокое стояние уровня моря. В дальнейшем намечается ряд флюктуаций уровня более высоких порядков, например регрессия на уровне 5-го пласта, пеллетовые фосфориты которого всегда “засорены”, в той или иной мере, примесью угловатых кварцевых обломков (см. рис. 4). Также на регрессивной стадии формировался пласт спонголитовых кремней, венчающий пеллетовые фосфориты. Дно несколько обмельвшего к этому времени бассейна было колонизировано зарослями губок, быстрое растворение спикул которых и вторичная минерализация кремнезема [Mazumdar, Banerjee, 1998], дали начало пласту кремней. Процесс происходил в окислительных условиях, что обусловило полное разложение органического материала и отсутствие в кремнях органического углерода. Доломиты и известняки, крошащие пласт кремней, знаменуют еще одно повышение уровня моря, а фосфатные песчаники кровли хесенской свиты – резкую регрессию и завершение процесса накопления фосфоритов или окончание фосфатной трансгрессии.

Во время, отвечающее хесенской свите, т.е. в самом конце венда–начале кембрия Тувино-Монгольский массив или карбонатная платформа была ареной разгрузки апвеллинга, обусловившего высокую биопродуктивность поверхностных вод. Источники фосфора и других нутриентов были “космополитическими”, т.е. ими служил резерв Мирового океана, хотя, как показано выше, размыв местных кор выветривания мог внести какой-то дополнительный вклад. Известно, что в случае определяющей роли местных источников привнос фосфора с близлежащей суши осуществляется путем сорбции его на оксигидроксидах железа и последующей десорбции на дне бассейна [Glenn et al., 1994]. Подобный процесс типичен для эпиконтинентальных бассейнов, например мезозойских в России, и всегда отражается в сонахождении фосфата с глауконитом. Последний, как известно, совершенно чужд фосфоритам как ХФБ [Shuin, 1981, 1998], так и другим древним фосфатоносным бассейнам [Cook, Shergold, 1986].

Области разгрузки апвеллинга, как это видно на примере формации Фосфория [Sheldon, 1987] или фосфоритов платформы Янцзы [Ильин, 1990], были весьма обширными. В Тувино-Монгольском массиве такая область охватывала западное Прихубсугулье, нагорья Шишид-гол и Сангилен. Восточная ее часть приходилась на

внутреннюю, приближенную к берегу часть шельфа, где в конечном счете и сформировался ХФБ. Западнее, на более обширных пространствах, сложенных также вендско-кембрийскими карбонатными отложениями, местами значительное развитие получили кремнистые и карбонатные осадки, содержащие до 10–20% $C_{орг}$. Кремнистые породы, названные в свое время углеродистыми кварцитами, а карбонатные – черными “керосиновыми” известняками [Геология СССР, 1966], широко развиты на Сангилене, отличаясь пылевидной вкрапленностью пирита и пирротина. В этих породах А.П. Божинский (устное сообщение) установил коренное золото и с ними же он связывал золотоносные россыпи Восточной Тувы.

Можно предполагать, что в обоих случаях первичные осадки были обогащены биогенными компонентами, которые, испытав разложение в субокислительных условиях, дали начало фосфоритам ХФБ, а сохранив в восстановительных условиях в своем составе органический углерод, обусловили образование черных в том числе металлоносных сланцев на Сангилене.

Одна из ярких особенностей ХФБ, отличающая его от других древних фосфатных бассейнов, заключена в господстве таких фосфоритов, в которых фосфат бесструктурен, заключен в прослоечках и является инситным. Такие прослоечки чередуются с более тонкими прослоечками и линзочками доломита (см. рис. 4а, 7). По морфологии фосфатных компонентов ХФБ отличается, например, от Каратауского бассейна, где главенствуют зернистые (пеллетовые) фосфориты, что было замечено многими исследователями [Путеводитель..., 1980; Путеводитель..., 1984 и др.].

Сравнительно недавно считалось, что основным, если не единственным способом накопления фосфатных компонентов и достижения ими концентраций, достаточных для практического использования, является многократный придонный перемыв первичных осадков, удаление нефосфатных компонентов и концентрация фосфатных [Батурин, 1978].

В известной мере этой концепции способствовало преобладание среди фосфатных компонентов правильных округлых (шарообразных) фосфатных зерен и единообразие их размеров как показатель совершенной степени окатанности. Фосфориты ХФБ демонстрируют возможность и другого, т.е. инситного нахождения богатых концентраций фосфора, что было замечено Р. Шелдоном [Shuin, 1981], которому были хорошо известны тонкие пленочные инситные фосфатные обособления и линзочки фосфата в породах формации Фосфория. На примере фосфоритов Цаганнурского месторождения Р. Шелдон предвосхитил появившееся много позже и ныне утвердив-

шееся представление о том, что среди фосфоритов, в равной мере богатых фосфатными компонентами, существуют две разновидности. Впервые в литературе две эти группы были детально охарактеризованы Р. Гаррисоном и М. Кастнер [Garrison, Kastner, 1990] на опыте изучения кайнозойских (миоценовых, плиоценовых и современных) фосфоритов Чилийско-Перуанского шельфа. Эти разновидности были названы “pristine and recycled phosphorite” (инситные или первородные и переработанные или переотложенные фосфориты). Эти идеи были развиты затем К. Гленном [Glenn et al., 1994].

Разделение фосфоритов на две категории было затем успешно применено к фосфоритам формации Фосфория [Hedrix, Byeers, 2000]. В западной, более мористой части седиментационного профиля Фосфории, оказались сосредоточены первичные доломитистые фосфориты, а в восточной – более богатые, пеллетовые. Наиболее полное обоснование, а также палеогеографическую и геохимическую характеристику две рассматриваемые категории фосфоритов получили на примере кампанских месторождений Израйля, принадлежащих провинции Тетис [Soudry, 1992; Soudry et al., 2002]. Первичные или пристиновые фосфориты пустыни Негев в Израиле локализуются в конседиментационных прогибах, в то время как переотложенные пеллетовые слагают конденсированные разрезы поднятий. Первые на порядок беднее вторых по содержанию редких земель и иттрия, значительно беднее ураном, но почти на порядок богаче кадмием и цинком и многократно более ванадиеносны [Soudry et al., 2002].

Бесструктурные фосфориты ХФБ по содержанию элементов-примесей в общем заметно беднее, чем зернистые (см. рис. 5). Исключение составляют кадмий и ванадий [Ильин, 2002]. По содержанию урана все фосфориты ХФБ на один – полтора порядка беднее, чем верхнемеловые – палеогеновые фосфориты Тетиса и миоценовые Флоридско-Каролинской провинции.

Разительно различны бесструктурные и зернистые фосфориты ХФБ в отношении содержания редкий земель, сумма которых в первых составляет 15, а во вторых достигает 700 г/т [Шуин, 1998], причем характер распределения – цериевая аномалия и относительное обеднение тяжелыми редкими землями оказываются общими для обеих разновидностей. Как показано выше, фосфатные и доломитовые прослоечки бесструктурных слоистых фосфоритов оказались идентичными по содержанию элементов-примесей, причем фосфат по сравнению с доломитом обогащен лишь стронцием, кадмием и ванадием. Отсюда следует, что при выпадении в твердую фазу оба минерала содержали в равной мере незначительные концент-

рации элементов-примесей. Обогащение же этими элементами происходило в процессе переноса и переотложения и определялось длительностью соприкосновения с морской водой [Холодов, 1994].

В ХФБ бесструктурные и зернистые разности фосфоритов пространственно изолированы и принадлежат удаленным друг от друга частям седиментационного профиля, т.е. соответственно западной и восточной зонам фосфатных фаций. Бесструктурные фосфориты ХФБ, как и в провинции Тетис, тяготеют к отрицательным формам конседиментационного рельефа морского дна и в общем случае – к более мористой части седиментационного профиля. Вопрос о возможности происхождения зерен за счет дезинтеграции бесструктурных прослоев, перемывания и окатывания остается открытым. Что касается доломитистых фосфоритов, т.е. тех, в которых фрагменты бесструктурных прослоев разной величины и неправильной формы заключены в более позднем доломитовом матриксе, то они, скорее всего, возникают из слоистых бесструктурных разностей. Причиной преобразования одних в другие могло служить многократно повторяющееся изменение уровня моря. Амплитуды подобных изменений были незначительными. Они сказались лишь в восточной относительно более мелководной части бассейна, но не всегда привели к дезинтеграции бесструктурных фосфатных прослоев в западной, более мористой зоне фосфатных фаций.

Что касается типичных для ХФБ чередующихся субмономинеральных фосфатных прослоев и разделяющих их более тонких доломитовых прослоечек и линзочек, то это явление, скорее всего, обусловлено постседиментационной сегрегацией фосфата и карбоната, что следует из одинакового изотопно легкого состава углерода углекислоты в тех и других. По сравнению с этим более “ранним” доломитом, доломит, корродирующий фосфатные прослои, отличается более высокими “нормально” морскими значениями $\delta^{13}\text{C}$, близкими к нулевым (см. рис. 2).

Хубсугульские фосфориты отличаются от фанерозойских по содержанию элементов-примесей. Обеднение фосфатных и доломитовых прослоечек бесструктурных фосфоритов большинством элементов, видимо, обусловлено скоротечным захоронением первичных, существенно биогенных илов. Накопление же элементов-примесей в зернистых разностях, видимо, обусловлено длительным взаимодействием фосфатных компонентов с морской водой и сорбцией этих элементов фосфатом. Резкое обеднение древних фосфоритов такими биофильными элементами, как цинк и кадмий, возможно, связано с биологической эволюцией. Известно, что фосфаты наследу-

ют в своем составе некоторые элементы, прижизненно накапливающиеся в организмах. Цинк и кадмий, как и некоторые другие металлы, входят в состав металло-энзимов [Jarvis et al., 1994]. Известно также, что вендобиота была примитивной в отношении физиологических функций и биохимических реакций [Seilacher, 1997] и что участие цинка и кадмия в биохимических процессах протекающих в организмах сложилось лишь в фанерозое.

Геохимические и другие особенности фосфоритов ХФБ и других древних бассейнов имеют определенное практическое значение. Ныне в сырьевом балансе фосфатной индустрии древним фосфоритам принадлежит весьма скромная роль. В дальнейшем по мере истощения запасов интенсивно эксплуатируемых ныне фанерозойских месторождений, древние фосфориты могут приобрести большую значимость. В таком случае оценка месторождений древних фосфоритов будет во многом зависеть от их особенностей, рассмотренных на примере монгольских фосфоритов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В отличие от других древних фосфатоносных бассейнов в современной структуре ХФБ довольно полно сохранился и достоверно реконструируется седиментационный профиль с проксимальными и дистальными фосфатными фациями. Первые представлены зернистыми (пеллетовыми) фосфоритами, сформировавшимися в результате многократного перемыва и переотложения. Они отвечают регрессивной фазе развития бассейна, сказавшейся лишь в более мелководной проксимальной зоне. Вторым отвечают бесструктурные фосфориты, образовавшиеся в результате скоротечного захоронения первичного осадка. Количественно вторые резко преобладают над первыми. К западу от ХФБ в нагорье Сангилен фосфатные фации сменяются более мористыми черносланцевыми.

Зернистые разности фосфоритов богаче бесструктурных в отношении элементов-примесей, особенно редких земель и иттрия, но беднее кадмием и ванадием. Сравнительно с верхнемеловой-кайнозойской эпохой фосфогенеза древние фосфориты на один-полтора порядка беднее ураном и кадмием и на два порядка цинком. Геохимическая специфика древних фосфоритов может влиять на экологическую оценку их месторождений.

Две гигантские эпохи фосфогенеза – вендско-кембрийская и верхнемеловая-кайнозойская представляются равнозначными по масштабам, но изученность древних фосфоритов и полнота наших знаний о них еще далеки от уровня достигнутого для фосфоритов верхнего мела-кайнозоя.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Батурин Г.Н.* Фосфориты на дне океана. М.: Наука, 1978. 230 с.
- Батурин Г.Н., Блисковский В.З., Минеев Д.А.* Редкоземельные элементы в фосфоритах со дна океана // Докл. АН СССР. 1972. Т. 201. № 2. С. 954–958.
- Бушинский Г.И.* Древние фосфориты Азии и их генезис. М.: Наука, 1966. 196 с.
- Бямба Ж.* Древние структуры Монголии и их фосфоритоносность. Улан-Батор, 1996. 179 с.
- Геология СССР. Т. XXIX. М.: Недра, 1966. 459 с.
- Журавлева З.А.* Возраст и корреляция древних фосфоритов северо-западной Монголии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1975. № 2. С. 37–44.
- Зайцев Н.С.* Древняя фосфоритоносная формация Монголии // Советская геология. 1992. № 1. С. 78–79.
- Зайцев Н.С., Ильин А.В.* Тектоника Прихубсугульского прогиба // Геотектоника. 1970. № 5. С. 3–14.
- Зонненишайн Л.П.* Офиолиты Монголии // Основные проблемы геологии Монголии. М.: Наука, 1977. С. 26–34.
- Ильин А.В.* О Тувино-Монгольском массиве // Труды НИЛЗарубежгеологии. Вып. 22. М.: Недра, 1971. С. 27–36.
- Ильин А.В.* Хубсугульский фосфоритоносный бассейн. М.: Наука, 1973. 161 с.
- Ильин А.В.* Геологическое развитие юга Сибири и севера Монголии в позднем докембрии–кембрии. М.: Наука, 1982. 155 с.
- Ильин А.В.* Древние фосфатоносные бассейны. М.: Наука, 1990. 174 с.
- Ильин А.В.* Кремнистые фации верхнего мела Европы // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1998. № 73(5). С. 49–60.
- Ильин А.В.* Массовый фосфогенез – одно из серии взаимосвязанных геологических событий, происходивших на заре фанерозоя // Научные чтения памяти академика А.Л. Яншина. М.: Наука, 2000. С. 56–58.
- Ильин А.В.* Геохимия кадмия в древних фосфоритах // Геохимия. 2002. № 12. С. 1323–1330.
- Ильин А.В., Волков Р.И.* Геохимия урана в вендско-кембрийских фосфоритах // Геохимия. 1994. № 7. С. 1042–1051.
- Ильин А.В., Киперман Ю.А.* Массовое накопление биогенных пород у границы венда и кембрия и изотопные аномалии углерода // Современные вопросы геологии. М.: Научный мир, 2002. С. 8–12.
- Коробов М.Н.* Возраст хубсугульских фосфоритов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. № 5. С. 25–36.
- Кузьмичев А.Б.* Тектоническое значение палеозойского гранитоидного магматизма в байкалидах Тувино-Монгольского массива // Геотектоника. 2000. № 2. С. 267–270.
- Кузьмичев А.Б.* Раннебайкальские тектонические события в Тувино-Монгольском массиве: коллизия островной дуги и континента // Геотектоника. 2001. № 3. С. 44–50.
- Осокин П.В., Ильин А.В., Зайцев Н.С.* Хубсугульский фосфоритоносный бассейн // Сырьевая база фосфатной промышленности СССР – перспективы расширения и рационального использования. М.: Изд-во ВИЭМС, 1973. С. 54–56.
- Осокин П.В., Тыжинов А.В.* Докембрийские тиллоиды Окино-Хубсугульского фосфоритоносного бассейна // Литология и полез. ископаемые. 1998. № 2. С. 162–170.
- Путеводитель экскурсии “Фосфориты Хубсугульского бассейна в МНР”. М.: Наука, 1980. 136 с.
- Путеводитель экскурсии “Фосфориты Каратауского бассейна”, XXVII сессия МГК. М.: Наука, 1984. 81 с.
- Терлеев А.А.* О возрасте боксонской серии // Геология и геофизика. 1998. № 2. С. 211–220.
- Тушина А.М.* Петрография фосфоритов Каратаусского бассейна // Труды ГИГХС. 1979. Вып. 22. С. 47–71.
- Чумаков Н.М.* Докембрийские тиллиты и тиллоиды. М.: Наука, 1978. 202 с.
- Хаин В.Е., Рудаков С.Г.* Байкальская складчатость Н.С. Шатского и салаирская фаза тектогенеза // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3. № 6. С. 3–11.
- Холодов В.Н.* О чем свидетельствует изучение изотопов стронция и неодимия в древних фосфоритах? // Литология и полез. ископаемые. 1994. № 6. С. 63–72.
- Холодов В.Н., Пауль Р.К.* Проблемы генезиса древних фосфоритов // Литология и полез. ископаемые. 1993. № 3. С. 110–124.
- Banerjee D.M., Schidlowski M., Siebert.* Geochemical changes across the Proterozoic – Cambrian transition in the Durmala phosphorite mine section. India // Palaeo-3. 1997. № 132. P. 183–194.
- Brasier M.D., Shields G., Kuleshov V.N., Zhegallo E.A.* Integrated chemo-biostratigraphic calibration of early animal evolution: Neoproterozoic – Early Cambrian correlation of southwestern Mongolia // Geol. Mag. 1996. V. 133. P. 445–485.
- Cook P.I., Shergold J.H.* Phosphorite deposits of the World. V. 1. Proterozoic and Cambrian phosphorites. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1986. 495 p.
- Cook P.J.* Phosphogenesis around the Proterozoic – Phanerozoic transition // Journ. Geol. Soc. London. 1992. V. 240. P. 615–620.
- Flicoteaux R., Trompette M.* Cratonic and foreland Early Cambrian phosphorites of West Africa // Palaeo-3. 1997. № 139. P. 107–120.
- Garrison R.E., Kastner M.* Phosphatic sediments and rocks recovered from the Peru Margin during ODP Leg 112 // Sci. Results. 1990. V. 112. P. 111–134.
- Glenn C.R., Föllmi K.B., Riggs S.R., Baturin G.B.* Phosphorus and phosphorites: sedimentology and environment of formation // Eclogae Geol. Helv. 1994. V. 87. № 3. P. 747–788.
- Hendrix M.S., Byeers C.W.* Stratigraphy of Permian Strata, Unita Mountains, Utah: Allostratigraphic Controls on the Accumulation of Economic phosphate // SEPM. Sp. Publ. 2000. P. 348–367.
- Hoffman P.* The Snowball Earth Hypothesis // EUGS Plenary Lecture. Strasbourg. 2001. P. 12.
- Hoffman P., Kaufman A.J., Halverson P., Schrag D.P.* A Neoproterozoic Snowball Earth // Science. 1998. V. 281. P. 1342–1346.
- Hoffman P., Schrag D.* The Snowball // Earth. New Scientist. 1999. V. 117. P. 1–5.
- Ilyin A.V.* Primary, bedded, structureless phosphorite of the Khubsugul basin // Mongolia. Journ. Sedimen. Petrol. 1981. V. 51. № 1. P. 1215–1222.
- Ilyin A.V.* Rare-earths geochemistry of “old” phosphorites and probability of direct synsedimentational precipitation

- and accumulation of phosphate // *Chem. Geol.* 1998. № 144. P. 243–256.
- Kasting J.* The tilted Earth idea to explain equatorial glaciation // *Nature.* 1998. V. 396. P. 453–451.
- Mazumdar A., Banerjee D.* Siliceous sponge spicules in the Early Cambrian chert-phosphorite member of the Lower Tal Formation, Krol belt, Lesser Himalaya // *Geology.* 1998. V. 26. P. 899–902.
- Seilacher A.* The meaning of the Cambrian explosion // *Bull. Nat. Museum Nat. Science.* 1997. № 10. P. 1–11.
- Shields G., Stille P., Brasier M.* Isotopic records across two phosphorite giant episodes compared: The Precambrian – Cambrian and the Late Cretaceous-Recent // *SEPM Sp. Publ.* 2000. № 66. P. 102–115.
- Sheldon P.P.* Association of phosphatic and siliceous marine sedimentary deposits // *Siliceous sedimentary Rocks – Hosted ores and Petroleum* / Ed. Hein J.R. Van Nostrand Reinhold Com, Inc. 1987. P. 59–80.
- Jarvis I., Burnett W., Baturin G.N.* Geochemistry of phosphorite-state of the art // *Eclogae Geol. Helv.* 1994. V. 87. № 3. P. 643–671.
- Soudry D.* Primary bedded phosphorites in the Campanian Mishash Formation, Negev, Southern Israel // *Sedimentary Geology.* 1992. № 80. P. 77–88.
- Soudry O., Ehrlich S., Yoffe O., Nathan Y.* Uranium oxidation state and related variation in geochemistry of phosphorites from the Negev (Southern Israel) // *Chem. Geol.* 2002. № 189. P. 213–230.
- Zhegallo E.A., Rozanov A.Yu., Ushatinskaya G.T., Hoover R., Gerasimenko L., Ragozina A.* Atlas of Microfossils from Ancient Phosphorites of Khubsugul (Mongolia). Hantsville: NASA, 2000. 112 p.
- Yanshin A.L.* Old phosphorites-regional review: Asian part of USSR and Mongolian // *Phosphorite deposits of the world. V. 1. Proterozoic and Cambrian phosphorites* / Eds. Cook P.J., Shergold J.H. Cambridge: Cambridge University Press, 1986. P. 63–69.