



СЕМЬ ГЕНОТИПОВ ФОСФОГЕНЕЗА*

Д. г.-м. н. **Я. Э. Юдович**

yudovich@geo.komisc.ru

2 июня 2006 г. в Институте геологии и геохимии им. Заваицкого в Екатеринбурге защищалась кандидатская диссертация Л. П. Яковлевой “Южно-Уральский позднепалеозойский фосфоритоносный бассейн: геология, основные типы фосфатопоявлений, их связь с фациями, петрография и геохимия фосфоритов” [10]. В этой превосходной работе диссертанткой были выделены пять морфологических и одновременно фациальных типов фосфоритов в отложениях карбона-перми Южного Урала.

Размышляя над предложенной ею типизацией и привлекая к рассмотрению данные как по более древним, так и по современным фосфоритам, я посчитал возможным выделить семь генотипов фосфатонакопления. В этом сообщении использованы три главных источника данных: обширный очерк “Фосфор” в книге по элементам-примесям в черных сланцах [7, с. 177—202]; книга Г. Н. Батурина “Фосфатонакопление в океане” [1], где он значительно развивает свою известную монографию 1978 г. (“Фосфориты на дне океана”); упомянутая диссертация Л. П. Яковлевой [10].

Генотипы фосфатонакопления выделяются ниже по механизму формирования твердого фосфата кальция, по фациям, где такое осаждение происходит, и в некоторых случаях по источнику фосфора.

1. Древний (венд-кембрийский) строматолитовый метасоматический генотип

К данному типу относятся крупнейшие месторождения пластовых так называемых зернистых фосфоритов в Казахстане (Каратау), в Монголии (месторождение Хубсугул, кстати сказать, изученное нашими геологами), в Китае на платформе Янцзы (подозреваю, что и там вклад наших геологов был велик), в Индии (Низкие Гималаи) и в Австралии (Джорджина). Возраст их колеблется от границы

венд-кембрий до нижнего, а где-то, вероятно, и до среднего (?) кембрия включительно.

Предполагается, что это были прибрежные или даже литоральные карбонатные строматолиты на огромном по протяженности шельфе, окаймлявшем венд-кембрийский суперконтинент. На них периодически либо выплескивался апвеллинг, либо поступали воды с ближайшей суши — в обоих случаях с повышенным содержанием растворенного фосфата. Эти воды производили метасоматическую фосфатизацию строматолитов. **Этот генотип — вымерший, актуалистического аналога не имеет.**

Замечательно, что строматолитовая природа этих фосфоритов была не столько открыта, сколько переоткрыта заново — в результате ревизии старых литологических коллекций. В частности, такой ревизией занимался наш известный новосибирский литолог Эрик Аршавинович Еганов, который лично посетил чуть ли не все фосфоритовые месторождения мира, но главным объектом изучения которого был бассейн Каратау. И вот уже в 1980-е гг., вновь поставя шлифы тех же, казалось бы раньше досконально изученных фосфоритов Каратау под микроскоп при больших увеличениях, он с изумлением убедился: практически всё, что ранее аттестовалось литологами как “бесструктурный фосфат”, имело в действительности микрослоистую структуру! [2].

Парадоксальность строматолитовой природы данных фосфоритов состоит в том, что науке неизвестны никакие водоросли с “фосфорной функцией”, т. е. такие растения, которые бы секретировали фосфат кальция в процессе своей жизнедеятельности — фосфатизация всех известных биоморфных образований является только постмортальной. Единственным исключением из этого правила, которое случилось в биосфере толь-

ко один-единственный раз в раннем ордовике, были беззамковые брахиоподы-оболиды, которые строили свою раковину не из карбоната кальция, а из фосфата. Больше таких примеров мы не знаем.

Следовательно, фосфатные строматолиты венда-кембрия первоначально были, как и все другие строматолиты, *карбонатными*, а фосфатизация в них — вторичная, метасоматическая (скорее всего, очень ранняя — диагенетическая). Для *геохимии* фосфора этот факт имеет (как будет видно далее) ключевое значение.

2. Черносланцевый диагенетический генотип

Фосфориты формируются в поровых водах углеродистых осадков вследствие пересыщения их фосфатом кальция. Источником фосфора является разлагающееся органическое вещество. Этот генотип был открыт Г. Н. Батуриным в 1968 г., в третьем рейсе научно-исследовательского судна “Академик Курчатов”, в современных углеродистых диатомовых осадках зоны апвеллинга на внутреннем шельфе ЮЗ Африки. Почти полным аналогом этого генотипа являются углеродистые илы на шельфе Перу и Чили, но там в осадках содержание $S_{орг}$ ещё более высокое. Впоследствии это было официально зарегистрировано в качестве *научного открытия* в геологии. Концепция Батурина имеет две важные особенности [7, с. 185].

Во-первых, источником рассеянного в углеродистом диатомовом осадке фосфата кальция является не “обезличенный” ресурс гидрогенного фосфора глубинных вод (как в известной хемогенной модели А. В. Казакова, 1939 г.), а биогенный фосфор ($P_{био}$), непосредственно освобождаемый в иловую воду. Важной статьей прихода фосфора в этой модели является биоморфный минеральный фосфат (т. е. костный детрит, сложен-

* Доклад на геологическом семинаре Ин-та геологии и геохимии им. А. Н. Заваицкого (г. Екатеринбург), прочтенный 1 июня 2006 г.



ный гидроксил-карбонат-апатитом), а также копролиты, содержащие до 4 % P_2O_5 . При этом недостаток Са может вести к формированию не апатита, а магниезиального фосфата — струвита [7, с. 180].

Во-вторых, уже на стадии диагенеза в углеродистом осадке формируются локальные стяжения фосфатов: от крошечных мягких сгустков ила со слегка повышенными содержаниями P_2O_5 до плотных бурых желваков размером в первые сантиметры и с содержаниями P_2O_5 до 31—33 %. Если (путем подводного перемиыва) обогатить такой осадок, сконцентрировав в нем фосфатные желваки и зерна, то получатся промышленные фосфориты (см. ниже — генотип 6).

Несомненно, что в древних черносланцевых отложениях имеются аналоги этого “апвеллингового” генотипа — именно ему обязаны многочисленные аномалии фосфора во многих фанерозойских черных сланцах [7, с. 187—189], но самым известным примером является, конечно, грандиозная верхнепермская формация Фосфория на Западе США. Важнейшей литологической чертой Фосфории является то, что она черносланцевая; ее нижняя фосфатоносная подсвета Мид Пик мощностью около 45 м даже в среднем содержит около 5 % ОВ (и 10.6 % P_2O_5), а в верхнем ванадиеносном (в среднем 0.68 % V_2O_5) низкофосфористом (P_2O_5 около 2 %) пакете мощностью около

10 м содержание ОВ может достигать 17 % [7, с. 189].

При образовании таких фосфоритов среди трех, выделенных нами ранее [6] возможных факторов формирования углеродистых осадков (биопродуктивности — *P*, седиментации — *S* и фоссилизации — *F*), главным, решающим был только первый — фактор увеличенной биопродукции. Как известно, в зонах апвеллинга биопродуктивность поверхностных вод на порядок или даже на два порядка выше, чем в “нормальных” водах с низкими содержаниями растворенного фосфата.

3. Депрессионный биоморфный генотип — “доманиковский”

Это также разновидность черносланцевого генотипа фосфогенеза, однако здесь решающим обстоятельством формирования углеродистых осадков был не фактор повышенной биопродуктивности *P* (он мог быть вполне нормальным или даже пониженным вследствие стагнации бассейна), а фактор замедленной скорости седиментации *S*: терригенная седиментация была полностью или почти полностью выключена, осуществлялась только биогенная (кстати, на шельфе ЮЗ Африки этот фактор эффективно сочетался с фактором повышенной биопродукции!).

В условиях низкой скорости некомпенсированной седиментации реали-

зуется “закономерность Страхова” [6] — концентрирование в осадке биогенного ОВ за счет слабого его разбавления абиогенным минеральным веществом. Точно по такому же механизму в осадке концентрировался и костный фосфат — вследствие слабого разбавления осадка терригенным материалом. В 1990 г. мне посчастливилось посетить в Узбекистане Байсунское проявление эоценовых горючих сланцев. В них желтые включения биоморфных фосфатов, представляющие собою кости рыб, чешую или фосфатизированные копролиты, хорошо видны невооруженным глазом, а содержания P_2O_5 в пробах достигали 8.17 % [3].

4. Надрифовый генотип — метасоматический

Растворенный фосфат любого происхождения (например, освобожденный из ОВ в рядом расположенной впадине с углеродистыми осадками или доставленный на погружающийся риф апвеллингом) частично задерживается на кальциевом барьере верхушки рифа и/или на покрывающих его депрессионных осадках. Этот генотип прекрасно описан в диссертации Л. П. Яковлевой, причем в Южно-Уральском бассейне он имеет два морфологических облика: пластовый и конкреционный. Диссертантка справедливо подчеркивает, что конкреционный подтип не менее (а мо-



Фациальная и палеотектоническая позиция основных верхнепалеозойских типов фосфатопоявлений в Предуральском краевом прогибе и смежных территориях (из автореферата Яковлевой Л. П. [10])

1 — обогащение фосфатным веществом рифовых известняков, 2 — плащеобразные залежи высококачественных фосфоритов, 3 — нептунические дайки, заполненные обогащенным фосфатом мергелисто-глинистым веществом, 4 — нептунические дайки, заполненные продуктами разрушения пород, перекрывающих рифы, 5 — желваковые фосфориты, 6 — пластовые фосфориты, 7 — конгломераты, 8 — песчаники, 9 — аргиллиты, мергели, 10 — известняки. КП — карбонатная платформа



жет быть и более) важен, нежели пластовый.

Есть ли актуалистические аналоги этого типа в современном океане? Я думаю, что есть, — надрифовый генотип очень напоминает **фосфатонакопления на подводных горах**, описанные Г. Н. Батуриным [1] в Атлантике (поднятие Сьерра-Леоне, Ново-Английские горы и Угловое поднятие, Китовый хребет, поднятие Авес, хребет Ян-Майен, Срединно-Атлантический хребет), в Пацифике (горы Мид-Пацифик и Уэйк, южная часть Императорского хребта, район Огасавара, хребет Михельсона, Магеллановы горы, гайоты Восточно-Марианского бассейна, север Центральной Пацифики, южная часть Тихого океана), а также в Индийском океане (гора Щербакова и Кокосовое поднятие, гора Эррор, хребет Экватор, Западно-Австралийский хребет, Западно-Индийский хребет).

Наиболее интересными для данной темы являются фосфатопоявления на **гайотах** — подводных горах с плоской, некогда срезанной волнами верхушкой. Среди трех типов гайотов нас “прямо касаются” два: с двухъярусным и одноъярусным строениями осадочного чехла на вулканическом основании. На первых нижняя толща мелководная рифогенная, а верхняя — более глубоководная. На вторых осадочный чехол сложен мелководными рифовыми отложениями.

Как указывает Г. Н. Батурин [1, с. 138], “процессам фосфатизации подвергались в той или иной степени практически все породы, слагающие вершины и верхние части склонов гайотов. Наиболее интенсивно фосфатизированы известняки, включая калькаренинты, оолиты и биокластиты — рудистовые, мшанковые, кораллово-водорослевые, нанофораминиферовые, в меньшей степени песчаники, алевролиты, конгломераты и брекчии с карбонатно-фосфатным цементом, реже базальты и гиадокластиты”.

Океанологи до сих пор ожесточенно спорят о генезисе фосфоритов на подводных горах. Понятно, что в уральском случае, т. е. имея дело с

древними фосфоритами, докопаться до истины еще труднее. Однако мне кажется, что наиболее реальным механизмом фосфатизации верхушки рифа является погружение рифа на такую глубину, где расположен слой воды, обогащенный фосфором. В современном океане он находится на глубине 200—400 м от поверхности в Северном полушарии, и значительно глубже — в Южном. Однако прямые аналогии здесь неуместны. Во-первых, вследствие повышенного содержания CO_2 в атмосфере, стратификация водной массы окраинного Уральского моря где-нибудь в позднем карбоне могла быть совсем иной; во-вторых, из-за того, что мы все-таки в основном имеем дело с былыми осадками эпиконтинентальных морей, а не с океаническими, прямые аналогии которых так до сих пор и не найдены (хотя нам с В. Н. Пучковым сначала казалось, что такие осадки уже обнаружены в Лемвинской зоне севера Урала [9]).

Другим, как мне кажется, вполне реальным механизмом надрифовой фосфатизации может быть *околорифовый апвеллинг*. Представим себе цепочку барьерных рифов на краю шельфа, тянущуюся в краевом море на сотни километров вдоль впадины Предуральского краевого прогиба. Вдоль такой цепочки вполне могло проходить течение, а снизу подниматься холодное компенсационное течение — водная масса, обогащенная фосфором, т. е. околорифовый апвеллинг.

5. Вулканогенный генотип, в том числе черносланцевый

Фосфор, выщелоченный из пирокластики, обогащает ближайший к слою пепла слой осадка. Я наблюдал такие явления в черносланцевом карбоне Лемвинской зоны, такое же происхождение могут иметь фосфатопоявления в редкинской свите венда на Русской платформе². Аналогичные данные в свое время приводились А. В. Ваном по угленосной толще Кузбасса и рядом других исследователей по отложениям иных регионов, содержащим прослой пи-

рокластики. Поскольку особо высокими содержаниями фосфора отличаются щелочные базальтоиды, то континентальные фосфориты могли формироваться в рифтовых озерах на континенте.

Очень интересной разновидностью данного генотипа являются **фосфатсодержащие шамозитово-кремнистые конкреции**, недавно вновь подробно описанные в связи с находками их В. Н. Соиным на черноморском пляже около г. Сочи [8].

Тем не менее необходимо подчеркнуть, что *вулканогенное накопление фосфора характерно в основном для древних (докембрийских) черных сланцев*, и этой проблеме посвящены, в частности, основательные исследования карелид Курской магнитной аномалии и Кольского полуострова [7, с. 193—195].

Здесь хотелось бы только отметить, что авторы, энергично отрицающие реальность вулканогенной поставки фосфора, рассматривают только два механизма: выщелачивание базальта и поступление фосфора в гидротермах. То и другое обычно невелико, поэтому, например, даже такой выдающийся исследователь, как Г. Н. Батурин [1], склонен не придавать вулканогенному фосфору никакого значения, иронически комментируя термин Н. С. Шатского “отдаленные вулканогенные фосфоритовые формации”: “*И хотя такие формации не найдены, отдаленность оказалась реальной*” [1, с. 387].

Но при этом не был принят во внимание другой, вполне реальный механизм поставки фосфора — *выщелачивание вулканического пепла*. Даже выщелачивание кислого (т. е. бедного фосфором) пепла вулкана Сент-Хелен подняло содержание Р в воде в 23 раза. Это позволяет предположить, что выщелачивание основных пеплов, более богатых фосфором, способно дать ощутимые концентрации растворенного фосфора [7, с. 194], достаточные если не для садки фосфата, то хотя бы для метасоматической фосфатизации карбоната (об этом подробнее будет сказано ниже).

² В 2002 г. в Институте геологии и геохимии докембрия в Петербурге защищалась докторская диссертация С. Б. Фелицына “Вендский фосфогенез на Восточно-Европейской платформе и геохимические фации фосфоритообразования в позднем докембрии—кембрии”. Было очень забавно наблюдать, как автор, убедительно доказав вулканогенную природу фтора в вендских фосфоритах, изо всех сил пытался отделить фтор от фосфора — в угоду своему оппоненту В. Н. Холодову доказывая, что фосфор-де в фосфоритах ни в коем случае не может быть вулканогенным!



6. Раннеэпигенетический генотип механического обогащения (шлиховой)

Первоначально убогие концентрации конкреционного или костного фосфата промываются течениями или волнами при регрессиях или под действием течения, например такого, как Гольфстрим. При этом мелкие и легкие фракции выносятся, и в таком “отшлихованном” осадке накапливается апатит. Крайним выражением таких размывов являются горизонты *хард-граундов*, где осадки полностью размывы и сохранились только шлих — тяжелые минералы или обломки. В современном океане мы имеем несомненные аналоги данного генотипа, описанные в книге Г. Н. Батурина [1] в целом ряде пунктов в Атлантике, Пацифике, Индийском океане — на шельфе и континентальном склоне континентов или островов.

Например, **на внешнем шельфе Намибии** [1, с. 32—55] подробно описано огромное поле фосфатных песков вдоль кромки шельфа, между изобатами около 150 и 400 м, длиной около 200 и шириной в среднем около 30 км [1, с. 33]. Здесь определены две генерации песков, соответствующие среднему плиоцену (3.4 ± 1.2 млн лет) и плейстоцену (0.4 ± 0.2 млн лет). Выделены морфологические разновидности фосфатов — пески и гравий, а в составе тех и других — конкреции (в гравийной разновидности от 0.2 до 5 см в поперечнике). В состав песков и гравия входят также фосфатные слепки раковин моллюсков (пеллеципод и гастропод) и фосфатизированные копролиты. Фосфатные пески содержат в среднем около 17 % P_2O_5 , а конкреции — в среднем от 30 до 32 %.

Огромная полоса третичных фосфатных карбонатных песков и алевритов расположена **на шельфах Марокко, Сахары и Сенегала** на глубинах от 200 до 1000 м. Как указывает Г. Н. Батурин [1, с. 69], фосфориты этого региона “... являются реликтовыми и переотложены при размыве пород различного возраста, включая верхнемеловые (фосфатизированные известняки), эоценовые (пеллеты, конгломераты), миоценовые (глауконитовые и конгломератовидные фосфатизированные известняки). В частности, источником фосфатного материала в рыхлых осадках шельфа Сахары являются экспо-

нированные на дне породы средне-миоценового и раннеплиоценового возраста...”.

На плато Блейк, расположенном между мысом Хаттерас и Багамскими островами, размыв коренных фосфатных отложений производился Гольфстримом, причем в сторону океана фосфатные отложения переходят к фосфатно-марганцевым и затем к чисто железомарганцевым. Как отмечает Г. Н. Батурин [1, с. 79], “по всем признакам фосфориты плато Блейк являются переотложенными, о чем свидетельствует их форма (окатанные зерна, галька, гравий), характер поверхности (полировка, абразия, следы коррозии), отсутствие фосфатизации современных карбонатов, фоновые содержания P_2O_5 в сопутствующих осадках всех возрастов, включая плиоценовые, плейстоценовые и голоценовые. Это подтверждается также палеонтологическими данными, поскольку в некоторых образцах определены кокколитофориды поздне-мелового и олигоценного возраста...”

Особенно интересен **шельф Западной Флориды**, а именно в зоне его перехода к континентальному склону. Здесь в ступенчатом подводном рельефе, сложенном породами нижнего и среднего миоцена, имеются обнажения “рифовых известняков в форме уступов, между которыми располагаются террасы, покрытые рыхлыми карбонатными осадками” [1, с. 82]. Зона распространения фосфоритов тянется меридионально на расстояние около 40 км на глубинах 450—600 м. Фосфориты представлены конкрециями и корками.

7. Позднеэпигенетический генотип кор выветривания

Субстратом служат разные брекчии (например, карстовые) в зонах разломов, обломки в которых содержат вышекларковые концентрации фосфора — например, фосфатизированные обломки рифов или черных сланцев. Концентрации фосфора создаются вследствие мобилизации и переотложения фосфата, а также частичного выноса вещества вмещающей породы и остаточного накопления фосфата. Таковы описанные Л. П. Яковлевой [10] надрифовые месторождения типа Ашинского. Однако “надрифовая” обстановка совершенно не обязательна — это лишь част-

ный случай, характерный для Южно-Уральского бассейна.

Отличным примером этого генотипа служит *Софроновское месторождение* на Полярном Урале, минералогия которого детально изучалась В. И. Силаевым [5]. Здесь в субстрате выявлены тектонические брекчии по фосфатным фтанитам силура и известнякам верхнего ордовика, хотя возраст линейной коры выветривания, развитой в контакте карбонатной и сланцевой толщ, не установлен — то ли это мел, то ли палеоген или неоген. В шлифах из скважин одного из проявлений того же типа (Есто-То на Полярном Урале) мы наблюдали [4] весьма разнообразные по формам выделения явно миграционного вторичного фосфата, заполняющего поры и трещины и образующего таким образом порово-трещинный цемент брекчий, но при отсутствии метасоматической фосфатизации обломков в брекчиях. Очевидно, что при выветривании фосфатного субстрата фосфат мобилизовался и переоткладывался в наиболее проницаемых зонах линейной коры выветривания.

Мы видим, что в эпигенетических генотипах была, как это говорят в рудной геологии, предшествующая, “рудоподготовительная” стадия, т.е. создание сингенетических, но непромышленных концентраций фосфора, которые в эпигенезе обогащаются до промышленного уровня. Однако и в сингенезе помимо “чистых линий” генотипов вполне реальны “линии скрещения”, т.е. сочетания двух генотипов (может быть, даже трех?), например второго и шестого, в результате которого фосфорное “дыхание” депрессионных углеродистых илов (где идет диагенетическое фосфоритообразование) выплескивается на периферию депрессии, где есть либо риф, либо карбонатные осадки, и фосфор садится на Са-барьер; или же пятого и шестого, вследствие которых вулканогенный фосфор садится не в углеродистом осадке, а на рифовом Са-барьере, и т. д.

Садка фосфата или метасоматоз ?

Ключевым вопросом геохимии фосфогенеза, которого мы уже по необходимости бегло касались выше, является *механизм образования сингенетического фосфата*. Рассмотренные выше материалы показывают, что прямая седиментация апатита из морской



воды (как в знаменитой концепции А. В. Казакова, 1939 г.) скорее всего никогда не происходила, а геохимия нам подсказывает, что в карбонатной системе, где фосфат-ион конкурирует с карбонат-ионом за катион Ca^{2+} , такая садка невозможна вследствие недостаточной концентрации фосфата, а также из-за присутствия в воде Mg^{2+} , разрыхляющего структуру фторкарбонатапатита и этим резко повышающего его растворимость. Этот вопрос был детально рассмотрен нами ранее [7]. Мы пришли к следующим выводам:

1. Непосредственное осаждение фосфата из морской воды возможно только в диагенезе (т.е. из *поровых вод*) — как это было показано Г. Н. Батуриным на диатомовых илах шельфов Намибии и Перу — единственных двух районов современного океана, где и сейчас происходит фосфоритообразование. Только в *поровых водах углеродистых илов* может достигаться концентрация фосфата (на один-два порядка более высокая, чем в средней морской воде), способная привести к осаждению фторкарбонатапатита.

2. Во всех остальных случаях, по массам образовавшихся фосфоритов явно доминирующих, фосфат не садился из морской воды, а происходила метасоматическая фосфатизация карбонатного осадка (или литифицированной карбонатной породы). **Дело в том, что для метасоматической фосфатизации карбоната достаточны гораздо более низкие концентрации фосфата, чем для его прямой садки!** Подробная аргументация в пользу метасоматического механизма уже приводилась в литературе [7, с. 198—202]. На самом деле эта идея далеко не нова и в той или иной форме, как показывает обзор в книге Батурина [1, с. 390], высказывалась уже более века назад.

Оказывается, еще в конце XIX — начале XX вв. на основе исследований фосфоритов Марокко была выдвинута концепция так называемого биолитного диагенеза, т.е. метасоматической фосфатизации карбонатного материала осадков. Источником фосфора считали как костный детрит (согласно “биогенной гипотезе” Меррея и Ренара, 1881 г.), так и биогенный фосфор ($\text{P}_{\text{био}}$) планктона и бентоса.

Уже в 1889—1891 гг. Д. Меррей, К. Ирвин, В. Андерсон провели и пер-

вые эксперименты по фосфатизации известняка в морской воде путем добавления в нее мочевины, фекалий ракообразных или фосфата аммония. Только 70 лет спустя, в 1959 г., Л. Эймс выполнил новые эксперименты по метасоматической фосфатизации известняков (на которые обычно и ссылаются современные исследователи).

В 1963—1967 гг. Г. И. Бушинский выдвинул весьма остроумную идею: он предположил, что диагенетическая фосфатизация карбонатов может быть резко усилена за счет ферментов, содержащихся в разлагающемся ОВ осадков! К сожалению, эта идея была потом забыта и развития не получила.

В 1978—1980 гг. для истолкования генезиса древних венд-кембрийских фосфоритов Индии и Китая был предложен механизм фосфатизации строматолитов.

Наконец, уже совсем недавно, к метасоматическому механизму обратились Д. Хейн и его соавторы [11]. Они пришли к выводу, что фосфатизация известняков на подводных горах Тихого океана происходила вследствие омывания их бедными кислородом и богатыми фосфором водами.

Аноксия и фосфогенез

В связи с работой Д. Хейна и его коллег [11] (правда, такие же мысли высказывались и рядом других исследователей) приобрела популярность идея *причинной связи фосфатонакопления с аноксией*. Однако здесь всё не так просто, в действительности необходимо рассматривать два разных случая аноксии.

В первом случае происходил апвеллинг и возросшая биопродуктивность поверхностных вод (повышенное значение фактора P) порождала два следствия: а) возникновение аноксии в придонных водах вследствие расхода кислорода на окисление необыкновенно обильного ОВ; б) возрастание концентрации фосфора в поровых водах по той же причине — из-за разложения ОВ.

Во втором случае аноксия имела глобальный характер: вследствие нарушения океанской циркуляции наступали так называемые океанские аноксические события (например, в палео-Атлантике в мелу выделяют ряд таких “событий”, обначаемых как ОАЕ — ocean anoxic event). Здесь аноксия также сопровождалась фор-

мированием углеродистых осадков, но уже не вследствие усиления фактора P (биопродуктивности поверхностных вод), а в результате повышения значения фактора F , т.е. из-за усиленной фоссилизации ОВ, опять-таки с обогащением поровых вод фосфатом.

Таким образом, только во втором случае между аноксией и фосфогенезом существует прямая генетическая связь (аноксия породила фосфатонакопление), тогда как в первом случае они связаны только парагенетически (оба явления были порождены апвеллингом).

Литература

1. Батурин Г. Н. Фосфатонакопление в океане. М.: Наука, 2004. 464 с.
2. Еганов Э. А. Фосфоритообразование и строматолиты. Новосибирск: Наука, 1988. 89 с.
3. Кетрис М. П., Лебедева Г. В., Юдович Я. Э. К геохимии эоценовых черносланцевых толщ Средней Азии // Литогенез и геохимия осадочных формаций Тимано-Уральского региона. Сыктывкар, 2006, № 6. (В печати).
4. Кетрис М. П., Юдович Я. Э., Швецова И. В. Литохимия фосфатсодержащей коры выветривания на рудопроявлении Исто-То, Полярный Урал // Литохимия в действии: Матер. Второй Всерос. школы по литохимии (Сыктывкар: 13—17 марта 2006). Сыктывкар: Геопринт, 2006. С. 97—101.
5. Силаев В. И. Минералогия фосфатоносных кор выветривания Полярного Урала. СПб.: Наука, 1996. 136 с.
6. Юдович Я. Э., Кетрис М. П. Геохимия черных сланцев. Л.: Наука, 1988. 272 с.
7. Юдович Я. Э., Кетрис М. П. Элементы-примеси в черных сланцах. Екатеринбург: УИФ Наука, 1994. 304 с.
8. Юдович Я. Э., Соин В. Н. Сочинские шаррики // Вестник Ин-та геологии Коми НЦ УрО РАН, 2006. № 3. С. 7—14.
9. Юдович Я. Э., Пучков В. Н. Геохимическая диагностика глубоководных осадочных пород // Геохимия, 1980. № 3. С. 430—449.
10. Яковлева Л. П. Южно-Уральский позднепалеозойский фосфоритоносный бассейн: геология, основные типы фосфатопроявлений, их связь с фациями, петрография и геохимия фосфоритов: Автореф. ... канд. геол.-минер. наук. Екатеринбург: Ин-т геол. и геохим. им. А. Н. Заварицкого, 2006. 26 с.
11. Hein J. R., Yeh H. W., Gunn S. H. et al. The major Cenozoic episodes of phosphogenesis in Equatorial Pacific seamounts deposits // Paleooceanography, 1993. Vol. 8. № 2. P. 293—311.