

УДК 552.114:551.3.051(470.324)

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ГЕОХИМИИ И МИНЕРАЛОГИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ФОСФОРИТОВ ЦЧР (ПОЛПИНСКОЕ, УНЕЧСКОЕ, ЩИГРОВСКОЙ ГРУППЫ)

А.Д. Савко*, В.А. Шатров*, Ю.Ю. Бугельский**,
В.М. Новиков**, А.Д. Слукин**, Л.П. Носик**, О.Ю. Кузнецова**

**Воронежский государственный университет*

***Институт геологии рудных месторождений, петрографии,
минералогии и геохимии РАН (г. Москва)*

Рассмотрены минералогические, геохимические особенности фосфоритов ряда месторождений ЦЧР, в том числе данные по изотопии серы и углерода. На основании результатов изучения фосфоритов Полпинского месторождения уточнены и детализированы генетические типы фосфоритов. Отмечается общность фациальных обстановок формирования фосфоритов, при этом с помощью прецизионных методов детализируются фациальные и палеогеографические обстановки седиментации, восстанавливаются параметры (рН, Eh) среды осадконакопления. Отмечается влияние на микроэлементный состав фосфоритов не только фациальных условий, но и тектонических, обусловленных разной проницаемостью структур фундамента, с которыми пространственно связаны формирующиеся фосфатные желваки.

В последние годы большое значение придается комплексному освоению фосфоритовых месторождений, в числе сопутствующих полезных компонентов называются как неметаллические (глауконит, кварц), так и металлы (золото, редкие земли, минералы платиновой группы и др.) [1, 2, 3, и др.]. С целью более детального изучения микроэлементного состава и условий формирования фосфоритов применены прецизионные методы исследования, позволяющие детализировать минералого-геохимические особенности и ландшафтно-фациальные обстановки их формирования.

Методы исследования

Проведенные исследования включали изучение образцов фосфоритов под бинокуляром и в прозрачных шлифах. Для определения минерального и химического составов применялись следующие методы: термический – дериватограф Q-1000; рентгеновский – дифрактометр «Rigaku DMax 2200», Си-излучение; химический – «Филипс», PW-2004; масс-спектрометрический – МИ-1309, модернизированный в ИГЕМ РАН [4]; масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой – ICP-MS, с использованием квадрупольного масс-спектрометра PLASMA QUAD PQ2+TURBO и электронномикроскопический – Cam-Scan-4. Работы проводились в соответствующих лабораториях ИГЕМ РАН (аналитики Рафальская О.Р., Кузнецова О.Ю., Якушев А.И., Носик Л.П., Горбачева С.А.) и ПИН РАН (сканирующий электронный микроскоп – Жегалло Е.А. и Школьник Э.Л.). Термический, рентгеновский и электронномикроскопический анализы проведены на специально отобранном материале (обогащенное фосфатное вещество), остальные анализы – на усредненных пробах.

Методика изучения

Изучение геохимических особенностей фосфоритов включало в себя рассмотрение петрогенных окислов, а также микроэлементов. Содержание последних сравнивалось с кларком в осадочных породах и сланцах [5]. Для уточнения фациальных условий образования применен ряд отношений (Th/U, CaO/P₂O₅, F/P₂O₅, F/CaO), а также генетическая диаграмма Я.Э. Юдовича (1981) [6] в координатах Mn-Va, на которой выделяются 10 полей: 1) чистые известняки аридных формаций; 2) гумидные известняки, более богатые Mn, более глинистые; 3) седиментационно-диагенетические доломиты; 4) известняки с кремнистой, глинистой или алевритовой примесью; 5) песчано-алевритовые породы; 6) глинистые породы; 7) карбонатные конкреции; 8) терригенная и кремнистая глубоководные формации; 9) карбонатная глубоководная формация; 10) условно показанное поле нефациальных аномалий по Va в карбонатных породах. С помощью диаграммы возможно разделение фациальных обстановок формирования осадочных пород на глубоководные и шельфовые, а среди последних выделить более мелкие фациальные типы [6].

Возможность применения редкоземельных элементов (REE) для палеогеографических реконструкций обусловлена их инертным поведением на стадии диагенеза и ранних стадиях метаморфизма [7, 8, 9, и др.]. Методика изучения распределения лантаноидов, а также применение их геохимических отношений описаны в ряде работ [7, 10, 11, 12]. При определении значения Eu/Eu* применяется нормирование по хондриту [13], графики распределения редких земель нормированы к глинам платформ [7]. При рассмотрении распределения редкие земли разделены на легкие – LREE (La – Pr), средние – MREE (Nd – Du) и тяжелые

HREE (Ho – Lu, Y). Иттрий на основании близости геохимических свойств, валентности и ионного радиуса рассматривается совместно с тяжелыми лантаноидами. Для уточнения фациальных условий образования фосфоритов на основании распределения редких земель применяется треугольная диаграмма: LREE – MREE – (HREE×10) [12].

Объекты и результаты исследования

Объектами являются фосфориты верхнемелового возраста Полпинского, Унечского и Щигровского районов с хорошо изученными фосфоритоносными толщами. Для фосфоритов Полпинского месторождения проведено комплексное минералого-геохимическое изучение, включающее в себя изотопию углерода и серы.

Полпинское месторождение

Месторождение расположено на северо-западе Воронежской антеклизы северо-восточнее г. Брянска. В структурном отношении Полпинское месторождение приурочено к конседиментационному поднятию III порядка. Рудовмещающая толща представлена нижне- и верхнесеноманскими глауконит-кварцевыми и известковистыми песками, песчано-глинистыми алевритами, мощностью от 1,5 до 17,6 м. В пределах толщи на Полпинском месторождении выделяют три фосфоритоносных

горизонта (фосслоя) (рис. 1). Авторами изучены фосфориты из первого, второго (карьер Ольшанский) и третьего (северный фланг месторождения скв. 236) горизонтов (соответственно пробы № – 04/43, 04/47, 04/5).

Фосфориты первого (нижнего) фосслоя – галечниковые, желваковые, реже песчанистые, органические породы буровато-серого цвета с псефитовыми и конгломератовыми структурами, представленные желваками и галькой, размером до 10 см. Органические остатки, представленные фосфатизированными губками, диатомеями (до 0,32 мм) и их обломками, спикулами губок (0,03×0,3 мм), глобигеринами (до 0,15 мм), обрывками растительных тканей и других фито- и зооморфов, сложены кристаллически-зернистым фосфатом, располагающимся в виде зерен по концентрическим зонам. Некоторые спикулы губок и диатомей частично или полностью выполнены скоплениями (до 0,15 мм) круглых шариков, представляющих собой кристаллы биопирита (0,0076 мм), почти повсеместно окисленные и замещенные гематитом. В составе обломочного материала преобладает кварц, размером до 0,35 мм, также развиты полевые шпаты, чешуйки слюд (до 0,5 мм), аутигенный глауконит (до 0,1 мм). Глауконит и пирит в фосфорите обычно находятся в тесной ассоциации. Некоторые зерна глауконита содержат тонко рассеянный пирит или окружены крупными кристаллами этого сульфида. Акцессорные минералы (гранаты, монацит, рутил, ильменит, андалузит, лейкоксен, кианит, циркон, апатит и др.) находятся в виде кластогенных зерен в основной массе фосфорита

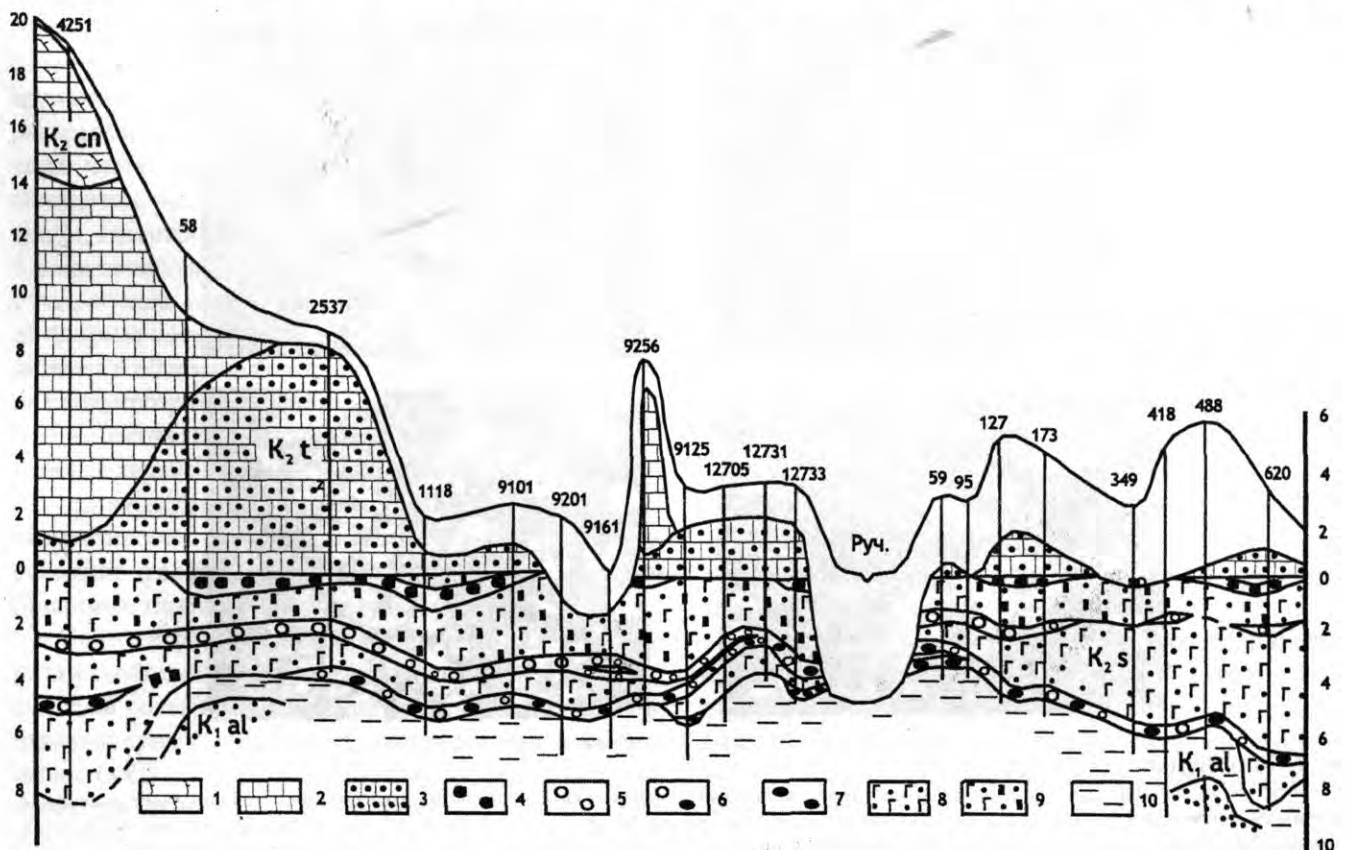


Рис. 1. Разрез сеноманских отложений Полпинского месторождения фосфоритов (Савко и др., 1994): 1 – трепелы, опоки; 2-3 – мел: 2 – писчий, 3 – запесоченный «сурка»; 4-7 – фосфоритоносные горизонты: 4 – III, 5 – II, 6 – I, 7 – I – нижний; 8-9 – пески: 8 – глауконит-кварцевые; то же, известковистые; 10 – глины

или в виде идиоморфных кристаллов внутри обломков кварца, полевых шпатов и слюд. Отмечаются вторичные минералы: морденит, развитый в кавернах и полых биоморфозах; гематит, гетит и мучнистые присыпки кальцита в порах фосфоритов (рис. 2-а). Цемент базального типа, фосфатный, оптически изотропный, с включениями кластогенных зерен кварца, глауконита, полевых шпатов, граната, чешуек мусковита (до 0,4 мм), а также крупных спикулы губок (до 0,16 мм в диаметре). Отмечаются отдельные прожилки шириной до 0,8 мм, сложенные крупнокристаллическим апатитом. Основная масса желваков и галек изотропна. В редких жилках на поверхности галек и кавернах развит хорошо окристаллизованный фосфатный минерал, с ориентировкой кристаллов (до 0,03 мм) перпендикулярно вмещающим стенкам трещин. Желваки и гальки фосфоритов содержат хорошо окатанные шарообразные мелкие (0,8 мм) фрагменты более древних фосфоритов, включающих кластогенные зерна кварца, полевых шпатов (до 0,1 мм), чешуйки мусковита и биотита (до 0,16 мм), аксессуарные минералы, глауконит, пирит. В этих фрагментах, по сравнению с вмещающей их фосфатной массой, количество кластогенных зерен силикатов больше, а фосфатов меньше.

Фосфориты второго (среднего) фосслоя представляют собой желваковые каменистые грубо- и крупнозернистые песчанистые породы буровато-серого цвета, с псефитовой и конгломератовой структурами. В составе обломочной части преобладает прозрачный кварц с размером зерен 0,5-1 мм, хорошо окатанный, с

блестящей поверхностью, реже в виде остроугольных обломков, присутствуют полевые шпаты (0,05 мм), глауконит (до 0,1 мм), роговая обманка (0,02-0,2 мм), черный рудный минерал (0,01-0,3 мм), бурые кристаллы рутила и брукита. Фосфатное вещество светло-серого, серого, желтоватого цвета развито в виде цемента и включений (желваков). Цемент большей частью базального типа, в местах концентрации кластогенных минеральных зерен – крустификационного типа. Нередко пленки цемента настолько тонки, что приближают его к типу соприкосновения. В базальном цементе фосфат скрытокристаллический, при скрещенных николях – изотропный. В фосфате отмечаются многочисленные реликты замещенных органических остатков: глобигерин, диатомей, спикул губок, обломки *Placodermi* длиной до 1,5 мм. В желваках фосфатное вещество представлено серой тонкозернистой массой с редкими зернами кварца, глауконита, рассеянных включений пирита (0,008 мм). Для фосфоритов характерно наличие многочисленных круглых ходов илюдов диаметром 0,1-0,6 мм, заполненных копролитами бурого и черного цвета. В некоторых порах фосфорита встречается кальцит. В целом для фосфоритов второго горизонта (рис. 2-б, в) отмечается меньшее количество аксессуарных минералов (в том числе и апатита) по сравнению с первым фосслоем.

Фосфориты третьего (верхнего) фосслоя сложены каменистыми желваковыми песчанистыми кавернозными породами, местами сцементированными в «плиту». Поверхность желваков присыпана белым мучнистым

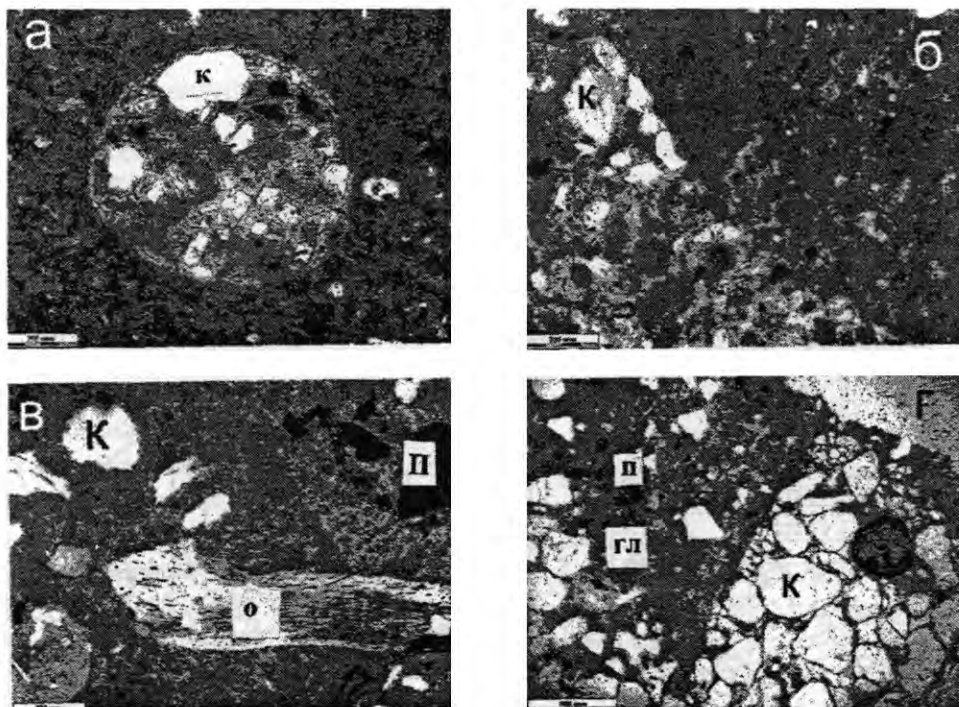


Рис. 2. Фосфориты:

а – I фосслой, органично-литогенный тип, почти целиком состоит из фосфатизированных органических остатков, включает окатанное зерно более древнего фосфорита (в центре) с кластогенными зернами кварца (к), ил. 04/43, николи II; б, в – II фосслой, б – хемогенный тип (без видимых органических остатков), сложен скрытокристаллическим фосфатом с редкими зернами кварца, ил. 04/47, николи II; в – органический тип, сложен мелкими органическими остатками, крупными обломками *Placodermi* (о), рассеянным, частично окисленным пиритом (п) и редкими включениями кварца, ил. 04/47, николи II; г – III фосслой, литогенный тип, сложен большим количеством кластогенного кварца, зернами глауконита (гл) с включениями пирита и неравномерно распределенным цементом (серое), ил. 04/5, николи II

материалом. Для фосфорита характерна псаммитовая структура, смешанный тип цемента (крустификационный и выполнения), олигомиктовый состав обломочной части. Зерна минералов угловато-окатанные, не сортированные, размером от долей мм до 1,3 мм. В составе обломков преобладают кварц и фосфаты, в меньших количествах содержатся калишпаты, плагиоклазы, слюды, глауконит, пирит (марказит), гранат, также присутствуют отдельные зерна переотложенного фосфорита. Кварцевые зерна различной размерности плохо сортированы, края зерен большей частью ровные, без заметных следов коррозии, без трещин или с редкими трещинками, часть которых выполнена глауконитом, местами глауконитом с пиритом, или фосфатом (рис. 2-г). Реже встречаются кварц с густой сетью субпараллельных или беспорядочных трещин. Зерна минерала бедны акцессорными примесями, в отдельных случаях отмечаются включения рутила («волосатики»), циркона, граната, кианита, монацита, турмалина. Плагиоклазы и калишпаты составляют около 1 % породы. По размерам и морфологии выделений они подобны зернам кварца. Мусковит и биотит находятся в виде редких тонких чешуек размером до 0,015-0,18 мм. Глауконит отличается яркой зеленой окраской и имеет разнообразные формы: в крустификационном цементе образует кластогенные хорошо окатанные, однородные выделения зеленого цвета, размером до 0,3 мм; в отдельных крупных обломках кварца он развит по трещинам. В цементе выполнения глауконит встречается чаще, местами даже преобладает над кварцем. Пирит (марказит) концентрируется главным образом в глауконите, реже среди зерен кварца и в самом кварце, или в обломках более древнего фосфорита. В глауконите сульфид беспорядочно рассеян, имеет концентрически-зональное распределение, образует скопления в центре или краевых частях. Акцессорные минералы представлены монацитом, ильменитом, рутилом, лейкоксеном, цирконом, апатитом, андалузитом и кианитом, находятся в виде включений в зернах кварца, полевых шпатов, слюд, а также в цементе выполнения. Фосфат образует плотные натёки в кавернах породы, входит в состав цемента и обломков более древних фосфоритов. Минерал полупрозрачен и имеет бурый цвет, в корочках цемента бесцветен и прозрачен. В крустификационном цементе характерна шестоватая структура с волокнами, перпендикулярно ориентированными поверхности сцементированных зерен, в цементе выполнения преобладают фосфатизированные органические остатки (диатомеи, глобигерины, спикулы губок).

Под электронным микроскопом изученным фосфоритам свойственно увеличение от первого к третьему фосслою содержания кластогенных зерен минералов, неравномерный характер их распределения и уменьшение фосфатных биоморфоз. Отчетливо различается кристаллическое строение фосфатов как в цементе, так и в пределах желваковых и глобулярных выделений. В первом фосслое обнаружены желваки, полностью сложенные фосфатизированным органогенным материалом, с хорошо диагностируемыми фораминифера-

ми, спикулами губок, диатомеями и микробиальными формами (рис. 3-а). На снимках (СЭМ) видно, что замещенные фосфатом кремниевые губки и их спикулы покрыты с поверхности микробиальными кокковидными псевдоморфозами (рис. 3-б). Желваки второго фосслоя сложены губками и их обломками. Внешняя оболочка спикул состоит из радиально-лучистого фосфатного агрегата. Снаружи и изнутри спикулы покрыты кокковидными биоморфозами фосфата (рис. 3-в). В третьем фосслое основная масса фосфатных выделений также сложена остатками губок, раковин и микробиальных форм (рис. 3-г).

Электронномикроскопическое изучение фосфоритов Полпинского месторождения позволило ранее выделить следующие типы микроструктур: натечная корковая, хорошо окристаллизованная, глобулярная микроструктуры [14]; органогенная, колломорфная, кристалломорфная и комбинированная [15]. Отмечается большая роль бактериально-водорослевых сообществ в формировании микроструктур фосфоритов Полпинского месторождения [16]. Фосфатное вещество фосфоритов Полпинского месторождения неодинаково по происхождению, структурно-морфологическим и оптическим свойствам. Для фосфоритов первого и второго слоя характерны хорошо сохранившиеся биоморфозы и микробиальные формы фосфатного минерала, более разнообразные и гомогенные в первом фосслое. В то же время черты различия фосфоритов по фосслоям четко не просматриваются.

На основании результатов исследования и литературным данным по текстурно-структурным особенностям фосфоритов, биогенной и биохимической природе фосфатной составляющей, количественным соотношениям фосфатного и нефосфатного материала, предлагается выделять литогенный, органогенно-литогенный, органогенный и хемогенный генетические типы фосфоритов. Все типы присутствуют в каждом фосслое на Полпинском месторождении (рис. 2 а-г). Предлагаемая систематика в целом соответствует ранее предложенной классификации фосфоритов [15], отличается введением нового хемогенного типа и заменой зоофитогенного типа на органогенный. Следует отметить, что органогенный тип фосфоритов уже фигурирует (без обсуждения классификации) в работе С.В. Мануковского, В.И. Беляева (2000). Приводимое ниже описание генетических типов фосфоритов наряду с собственными данными авторов частично базируется на ранее опубликованных материалах упомянутых исследователей.

Литогенный тип представлен наиболее широко и во всех трех фосслоях, отличается наибольшим разнообразием в петрографическом отношении. Литогенные («песчаные») фосфориты выделяются по минеральному составу нефосфатной части, характеру и структуре фосфатного цемента, содержанию P_2O_5 . Как правило, они сложены желваками и конкреционными образованиями гравийно-галечной размерности. Терригенно-аутигенный материал составляет до 50-60 %. К терригенным относятся кварц, полевые шпаты, тяжелые

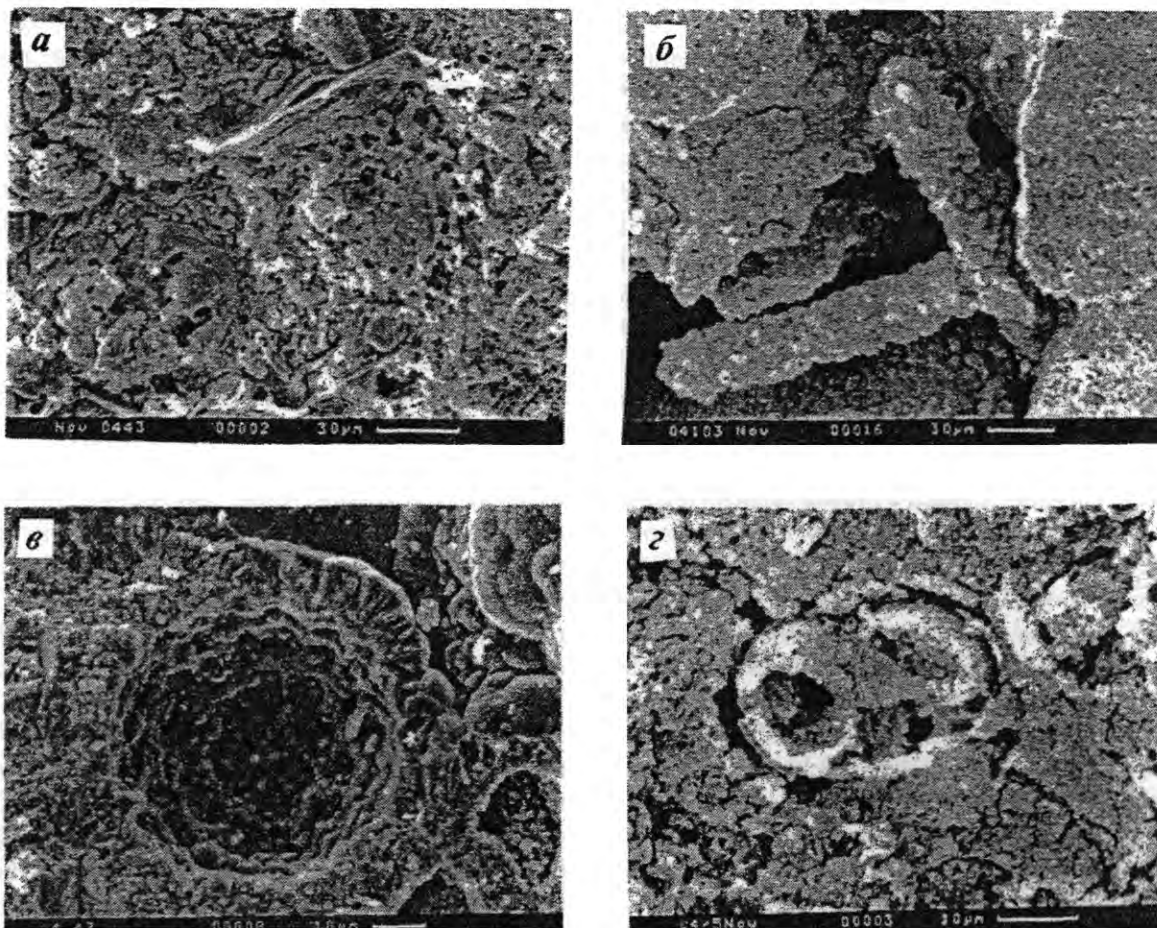


Рис. 3. Электронномикроскопические снимки фосфоритов:

а – фосфатизированный органический материал (обр. 04/43); *б* – микробные псевдоморфозы на спикулах губок (обр. 04/43); *в* – кокковидные псевдоморфозы, выстилающие полости в спикулах губок (обр. 04/47); *г* – микробные формы на фосфатизированных органических остатках (обр. 04/5)

акцессорные минералы, пелитовый материал. Среди аутигенных минералов отмечаются глауконит, карбонаты, опал, пирит (марказит), морденит. Широко распространены биоморфозы по копролитам. Цемент обычно сложный, что обусловлено неравномерным распределением внутри конкреций нефосфатных терригенных и аутигенных минералов. Типы цемента – базальный, порово-пленочный (крустификационный), выполнения. Цементация в конкрециях может быть полной и неполной, а количество фосфата изменяется от 15 до 55 %. В фосфоритах с порово-пленочным цементом фосфат составляет 15-25 %, с базальным – 30-55 %, что соответствует содержанию P_2O_5 от 5-9 до 12-15 %.

Органогенно-литогенный тип (глинистый, глинисто-алевритовый, пелитовый, органично-микрoзернистый по другим классификациям) характерен для конкреций галечного облика и гравийно-галечной размерности. Основным минералом (до 80 %) в них является скрытокристаллический и микрoзернистый фосфат. В значительном количестве встречаются фосфатизированные спикулы, обломки губок и организмов, трудно поддающихся диагностике. Размер органических остатков не превышает 0,02 мм. Кроме того, наблюдается большое количество остатков микрофауны, среди которой хорошо диагностируются фораминиферы. По остаткам флоры выделяются диатомовые

(преимущественно кремнистые) и кокколитовые (в основном известковистые) разновидности фосфоритов. Терригенные и аутигенные минералы равномерно рассеяны в фосфате и представлены тонкими зернами кварца (до 10 %), чешуйками мусковита и биотита, глауконита с пелитовым материалом, опалом, редкими кристалликами пирита и морденита.

Органогенный тип представлен фосфоритами, изобилующими биоморфозами фосфата по остаткам фауны и флоры: губкам и обломкам спикул, фораминиферам, древесине, листьям, кокколитами, диатомеям и другим, а также по копролитам. Псевдоморфозы по древесине выполнены скрытокристаллическим фосфатом. Для них характерна реликтовая полосчатая текстура. Сложнее структурно-текстурные особенности фосфатизированных губок. В шлифах наблюдается неравномерно-ячеистая текстура, унаследованная от внутреннего строения органики. Размер ячеек почти изоморфной формы 0,3-0,25 мм, вытянутые имеют размер 1,5-0,3 мм. Их внутренние полости крустифицированы, толщина оболочек радиально-лучистого фосфата до 0,05 мм. Ячейки отделены друг от друга скрытокристаллическим глинисто-фосфатным веществом с четкой волокнистой структурой, наследованной от тканей губок. Несмотря на резкое преобладание в этом типе фосфоритов органического материала, в нем присутствуют

мелкие комочки светло-зеленого, иногда слабо заметного, глауконита и кластогенные зерна кварца, полевых шпатов, слюд и аксессуарных минералов.

Хемогенный тип фосфоритов отличается наивысшей чистотой гомогенных выделений фосфатов. Они сложены скрыто кристаллическим слабо поляризующим веществом, почти не содержащим кластогенных минералов. Вместе с тем, характерно развитие здесь секущих прожилков хорошо окристаллизованного фосфата, образующего конкреционную и криптокристаллическую структуру. Этот тип чаще встречается в первом и втором фосслоях.

Для всех охарактеризованных типов фосфоритов отмечаются хорошо видимые слои нарастания, отражающие сложный (чаще двух-, реже трехстадийный) процесс образования конкреций. Слои нарастания различаются между собой по типу фосфатного цемента, качественному и количественному составу нефосфатных примесей. Основную массу пород слагают аутигенные образования, среди которых выделяются скрытокристаллическая, микрокристаллическая и радиально-лучистая разновидности. В небольшом количестве присутствуют терригенные образования, представленные аксессуарным апатитом и переотложенным аутигенным фосфатным веществом.

Скрытокристаллический фосфат («коллофан») наиболее распространен и является ранней, первично-коллоидальной формой накопления фосфатного вещества в составе илового осадка. Он слагает цемент в конкрециях и «плитах». При микроскопическом изучении видно, что наиболее чистые от глинистых и органических примесей разновидности «коллофана» имеют светло-серую и желтовато-серую окраску, изотропны, разбиты трещинами синерезиса. Он может быть гомогенным, образуя базальные цементы, но встречается в коломорфно-сгустковом виде, часто окрашен из-за тонкорассеянной примеси глинистых минералов, органики, гидроксидов железа.

Микрокристаллический фосфат также образуется на ранних стадиях диагенеза, однако степень раскристаллизации первичного коллоида здесь выше, чем в первом случае. Он развивается по различным микро- и макрофаунистическим остаткам, древесине, а также присутствует в конкрециях в виде цемента, нередко слагая участки внутри скрытокристаллической разновидности. Под микроскопом видно, что он состоит из мельчайших фосфатных микрокристаллов.

Радиально-лучистый фосфат является самой поздней генерацией и возникает в условиях свободного роста кристаллов в уже сформированных конкрециях из оставшихся или вновь поступивших коллоидов. Он образует крупнокристаллические агрегаты, крустифицирует поры и пустоты в фосфоритовых конкрециях, органике и биоморфозах.

Аксессуарный апатит заключен в кластогенных зернах кварца, полевых шпатов и слюд или рассеян в виде отдельных свободных кристаллов и их обломков в цементе фосфорита. Идиоморфные кристаллы апатита имеют вид шестигранных призм, часто дополняемых

шестигранными пирамидами. Размеры кристаллов достигают 0,02 мм в длину и 0,0038 мм в ширину.

Терригенное фосфатное вещество представлено зернами различной кристаллическости хемогенного апатита, гальками и песчинками фосфорита, псевдоморфозами апатита и их обломками по органическим остаткам. Размеры последних составляют до 0,38×0,07 мм по спикулам губок и до 0,3×0,17 мм по другим органическим остаткам.

Таким образом, по результатам микроскопического и электронно-микроскопического изучения, можно отметить, что наибольшие отличия свойственны фосфоритам первого фосслоя, которые сложены по крайней мере двумя разновозрастными генерациями галек фосфоритов и фосфатным цементом, причем в отличие от относительно гомогенных крупных (поздних) галек находящиеся в них мелкие фрагменты переотложенных (древних) фосфоритов насыщены кластогенным кварцем (рис. 2-а). Терригенный кварц и аутигенный глауконит также входят в состав фосфатного цемента.

Дериватограммы изученных проб характеризуются рядом эндотермических эффектов на ДТА – слабо положим в области 90–310°, 740–850° и острым при 570°, экзоэффекты отмечаются при 480° и около 960–990 °С. Анализ кривых показывает увеличение снизу вверх содержания кварца и органического вещества (соответственно увеличение значений эндоэффекта при 570° и экзоэффекта при 480°). Поведение кривых нагревания (ДТА ДТГ) в высокотемпературной области предполагает разную степень кристаллического совершенства фосфатного минерала, более окристаллизованного в фосфоритах верхнего горизонта. Экзоэффект в интервале 960–990 °С сдвигается в высокотемпературную область и сопровождается заметной (для второго и третьего фосслоев) потерей веса на ДТГ. На кривых ТГ изученных образцов от первого фосслоя к третьему наблюдается уменьшение общей потери веса (8,2–5, –3,8 %) соответственно.

На дифрактограммах межплоскостные расстояния близкие минералам изоморфного ряда фторапатит – карбонатапатит (курскит, франколит) и в большей степени соответствуют фторапатиту (табл. 1). Закономерно снизу вверх увеличивается значение a_p , соответственно уменьшается c_p , оставаясь минимальным для фосфата среднего фосслоя. По данным М.К. Карповой [17], параметры a_p равные 9,29–9,31 Å, соответствуют курскиту, 9,32–9,35 Å – франколиту. Изменения параметров связано с изоморфизмом CO_3^{2-} и PO_4^{3-} , что приводит к ослаблению связей в кристаллической решетке [17, 18]. Полученные результаты предполагают наличие различных структурных типов фосфатного минерала, являющихся промежуточными членами в изоморфном ряду фторапатит – карбонатапатит. По значению параметра a_p фосфаты первого и второго фосфоритоносных горизонтов Полпинского месторождения близки кристаллически неупорядоченному курскиту, а третьего – хорошо окристаллизованному франколиту. На дифрактограммах устанавливаются рефлексы, свойственные кварцу и глаукониту. Характерно отсутствие отражений кальцита.

Основные межплоскостные расстояния, интенсивности пиков и параметры элементарной ячейки фосфатного минерала из фосфоритов Полпинского месторождения

Фторапатит [ICDD]			I фосслоя (04/43)		II фосслоя (04/47)		III фосслоя (04/5)	
d, Å	I	(hkl)	d, Å	I	d, Å	I	d, Å	I
3,4420	40,0	(002)	3,44502	36,4	3,43985	15,8	3,45024	9,1
2,8000	100,0	(211)	2,78946	100,0	2,78608	43,9	2,79119	22,3
2,7720	55,0	(112)	2,77260	48,1	2,76773	20,4	2,77435	11,3
2,7020	60,0	(300)	2,68997	50,9	2,68689	23,9	2,69297	11,4
2,6240	30,0	(202)	2,62109	26,7	2,61809	10,9	2,62399	6,3
2,2500	20,0	(310)	2,23921	21,1	2,23607	13,3	2,23823	8,6
2,1280	4,0	(302)	2,12823	8,2	2,12520	8,1	2,12815	6,8
1,9370	25,0	(222)	1,93095	23,7	1,93010	10,05	1,93171	6,2
1,8370	30,0	(213)	1,83568	27,4	1,83435	12,6	1,83639	7,0
1,7970	16,0	(321)	1,78858	12,3	1,78784	5,9	1,78858	2,9
1,7710	14,0	(410)	1,76159	12,9	1,76091	5,0	1,76221	3,5
1,7480	14,0	(402)	1,74213	13,1	1,73977	4,5	1,74278	2,8
$a_0=9,3684 \text{ Å}$ $c_0=6,8841 \text{ Å}$ $V=523,3 \text{ Å}^3$ $c_0/a_0=0,735$			$a_0=9,323 \text{ Å}$ $c_0=6,891 \text{ Å}$ $V=518,7 \text{ Å}^3$ $c_0/a_0=0,739$		$a_0=9,324 \text{ Å}$ $c_0=6,881 \text{ Å}$ $V=518,1 \text{ Å}^3$ $c_0/a_0=0,738$		$a_0=9,333 \text{ Å}$ $c_0=6,884 \text{ Å}$ $V=519,3 \text{ Å}^3$ $c_0/a_0=0,738$	

Результаты химического анализа фосфоритов и отдельных структурных элементов (галька, цемент) (табл. 2) показывают преобладание во всех пробах карбонат-фторапатита, при этом его содержание в фосфоритах нижнего фосслоя сильно варьирует, а в фосфоритах второго и третьего горизонтов характеризуются более постоянным составом. Это подтверждается и прямой корреляционной зависимостью CaO и P₂O₅ (рис. 4). Фосфориты нижнего фосслоя являются более высококачественными (высокие концентрации CaO, P₂O₅, F и низкие SiO₂), в качестве примесей имеют лейкоксен и ильменит (содержат TiO₂). Сера входит в состав пирита. На основании кальций-фосфорных и фтор-фосфорных отношений [19] фосфаты Полпинского месторождения

отвечают франколиту. Вариации в пробах CO₂ с максимальными содержаниями в нижнем фосслое [15] подтверждают рентгеновские данные о возможной эволюции фосфатного вещества в изоморфном ряду: фторапатит – карбонатапатит (курскит, франколит).

Возможности масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS) позволяют рассмотреть широкий спектр микроэлементов и сделать ряд геохимических заключений. В значительной степени это касается редких земель, урана и тория.

Содержания микроэлементов в фосфоритах Полпинского месторождения в целом невысокие, близкие к кларковым (табл. 3). От первого к третьему фосфоритовому горизонту наблюдается увеличение V, Zr, Pd,

Таблица 2

Химический состав фосфоритов Полпинского месторождения, мас. %

Элементы	Фосслоя				
	I			II	III
	вал. проба	галька	цемент		
P ₂ O ₅	23,85	24,66	24,66	22,38	19,00
CaO	42,49	49,64	46,66	33,25	28,79
F	3,81	3,52	3,57	3,61	2,85
MgO	0,73	0,74	0,72	0,32	0,33
Na ₂ O	0,74	0,8	0,77	0,71	0,66
K ₂ O	0,88	0,7	0,76	0,41	0,42
SiO ₂	20,39	13,39	16,84	36,1	44,13
Fe ₂ O ₃	3,4	2,41	2,79	1,36	1,95
Al ₂ O ₃	2,54	3,11	2,49	1,1	0,94
TiO ₂	0,3	0,23	0,3	He обн.	He обн.
S	0,63	0,62	0,57	0,64	0,85
CaO/P ₂ O ₅	1,78	2,01	1,89	1,49	1,52
F/P ₂ O ₅	0,16	0,14	0,14	0,16	0,15
F/CaO	0,09	0,07	0,08	0,11	0,10

Таблица 3

Содержание микроэлементов (г/т) в фосфоритах сеноманского и кампанского ярусов верхнего мела

№ пробы	1	239	04/43	04/47	04/5
возраст	К, km		K _s		
Место отбора	Унечское месторож. (Брянская область)	г. Брянск	г. Брянск (Полпинское месторождение)		
			Фосслоя I	Фосслоя II	Фосслоя III
Тип	микронеокреции	желваки		плита	
Li	42,5	He опр.	65,77	44,9	36,5
Be	1,95	0,0	2,65	2,1	1,07
Sc	47,0	39,0	4,4	1,6	0,67
Ti	He опр.	He опр.	1577,7	634,1	671,4
V	He опр.	34,0	54,1	61,9	200,19
Cr	He опр.	0,0	He опр.	He опр.	He опр.
Mn	2976,9	163,0	267,9	185,5	124,7
Co	16,7	1,5	4,6	1,96	6,57
Ni	241,2	0,0	12,2	8,2	10,0
Cu	237,5	2,4	He опр.	He опр.	He опр.
Zn	715,8	2,3	139,3	153,3	112,3
Ga	43,2	6,1	3,7	2,1	1,4
Ge	22,64	2,9	0,1	0,06	0,5
As	2096,4	2,9	He опр.	He опр.	He опр.
Se	25,4	7,9	0,0	3,65	2,99
Br	He опр.	2,8	He опр.	He опр.	He опр.
Rb	7,95	19,0	19,7	9,6	6,1
Sr	722,0	He у.	878,7	602,2	562,9
Zr	1122,6	39,0	1,4	5,7	15,6
Nb	421,7	1,6	1,16	2,6490	1,0
Mo	2,24	0,43	1,36	0,6	0,18
Ru	He опр.	0,01	He опр.	He опр.	He опр.
Rh	He опр.	0,06	0,02	0,008	0,002
Pd	He опр.	0,29	0,0	0,06	0,18
Ag	4,57	0,0	8,1	6,8	5,1
Cd	37,7	0,27	20,0	8,8	21,3
Sn	1029,5	0,23	He опр.	He опр.	He опр.
Sb	8,84	0,0	He опр.	He опр.	He опр.
Te	0,15	0,13	He опр.	He опр.	He опр.
J	He опр.	1,7	He опр.	He опр.	He опр.
Cs	0,4	0,76	He опр.	He опр.	He опр.
Ba	1550,2	42,0	347,8	341,7	313,5
Hf	30,2	1,3	0,29	0,4	0,9
Ta	35,1	0,28	0,2	0,38	0,18
W	22,1	0,05	2,9	1,6	3,1
Re	0,21	0,01	0,03	0,0	0,08
Os	He опр.	0,0	He опр.	He опр.	He опр.
Jr	He опр.	0,0	0,022	0,0096	0,006
Pt	He опр.	0,0	He опр.	He опр.	He опр.
Au	2,13	0,05	1,03	0,0	0,0
Hg	3,3	0,05	0,46	0,0	0,0
Tl	0,58	0,13	0,3	0,2	0,55
Pb	95,5	5,2	0,37	0,0	0,0
Bi	0,7	0,0	1,87	1,62	1,9
Th	87,45	1,9	7,9	3,1	1,6
U	53,17	32,0	50,6	55,2	86,7

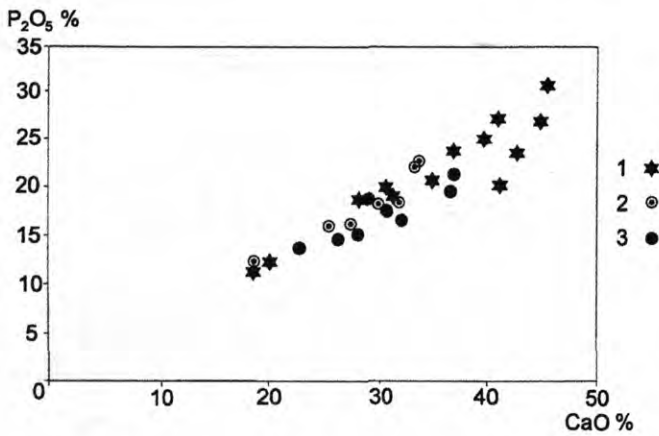


Рис. 4. Распределение CaO и P₂O₅ в фосфоритах Полпинского месторождения (построено с использованием данных Савко и др., 1994), 1, 2, 3 – соответственно номера фосслоев

Hf и уменьшение Li, Be, Sc, Mn, Ga, Rb, Sr, Mo, Rh, Ag, Ba, Ir. Отмечается корреляция Li, Rb, Ba и некоторых других микроэлементов с оксидами K, Mg, Fe, Al, входящими в состав глауконита, выраженная в уменьшении их содержаний от первого к третьему фослою. Необходимо отметить высокие концентрации золота (1,03 г/т) в нижнем фослою и серебра (5,1-8,1 г/т) во всех фосфоритовых горизонтах. По данным А.П. Ясырева (1967) золото в фосфоритах Русской платформы присутствует в самородном виде, серебро может быть связано как с пиритизацией, так и находится в сорбированной форме в фосфатных минералах, развитых по органическим остаткам. На диаграмме содержаний Mn-Ba фосфориты Полпинского месторождения образуют близкий рой точек и попадают в поле 6 (развития глинистых пород) (рис. 5).

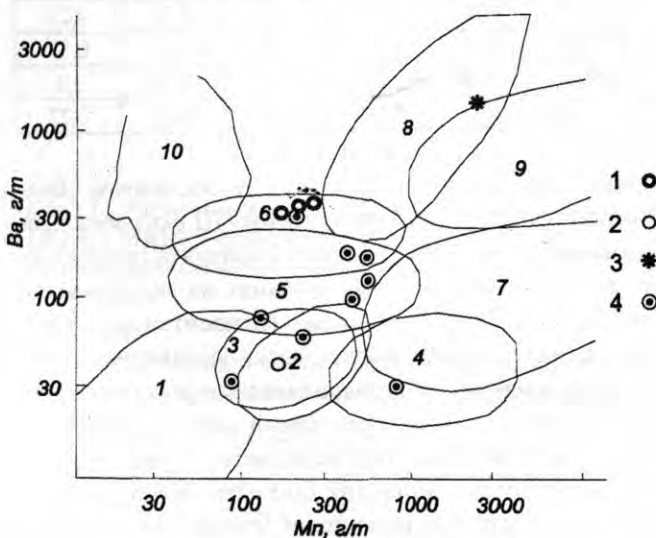


Рис. 5. Расположение фигуративных точек фосфоритов верхнего мела на генетической диаграмме: Mn – Ba (Юдович, 1981):

1 – Полпинское месторождение фосфоритов (г. Брянск); 2 – г. Брянск; 3 – Унечское месторождение; 4 – фосфориты Щигровской группы (Курская обл.)

Низкое содержание тория ($5-10$) $\times 10^{-4}$ % является характерной особенностью осадочных фосфоритов, при этом большая часть Th связывается с алеврито-глинистыми отложениями прибрежных зон [20]. Содержание урана в фосфоритах может зависеть от положения береговой линии на момент их формирования: фосфориты прибрежной зоны обычно бедны ураном; более мористые битуминозные фации имеют повышенные концентрации. Обогащение фосфоритов ураном может происходить и при перемыве ранее образованных отложений [21]. Вверх по изученному разрезу происходит уменьшение содержания Th и увеличение U, что соответственно приводит к уменьшению отношения Th/U (0,16–0,06–0,02), среднее – 0,08. Такое поведение U и Th предполагает увеличение мористости условий осадкообразования вверх по разрезу: от прибрежно-морских обстановок формирования первого горизонта до обстановки открытого моря в более восстановительных условиях для третьего. Такое предположение подтверждается увеличением концентрации серы от первого к третьему фосслою и урано-фосфорного отношения снизу вверх соответственно (0,21–0,24–0,46).

Анализ поведения редкоземельных элементов для фосфоритов Полпинского месторождения показывает хорошо выраженные закономерности, выраженные в уменьшении вверх по разрезу значений $\Sigma(\text{REE}+\text{Y})$ (462,6–134,9–83,72 г/т), La/Yb (12,24–9,86–8,29) и увеличении отношений Eu/Eu* (0,58–0,71–0,74), Eu/Sm (0,22–0,25–0,27) (табл. 4). При последовательном снижении концентрации редких земель от первого к третьему фосслою прямой корреляции между лантаноидами и P₂O₅ не устанавливается, отношение REE/P₂O₅ соответственно составляет 0,019–0,005–0,004, при 0,025 свойственном вообще фосфоритам [7]. Аномально высокое значение суммы лантаноидов в фосфоритах нижнего горизонта может быть связано как с высоким содержанием P₂O₅ (рис. 4), характеризующегося высокой сорбционной способностью, так и более высоким содержанием акцессорных минералов, наблюдаемых при изучении в шлифах. Распределение редких земель в фосфоритах месторождения имеет слабо выраженный дефицит легких и тяжелых, при незначительном избытке средних, особенно это характерно для фосфоритов II и III фосслоев (рис. 6). На основании диаграммы: LREE – MREE – (HREE $\times 10$) (рис. 7) фосфориты нижнего и среднего горизонтов характеризуются близкими условиями образования, при несколько более глубоководных для третьего фосслоя. Хорошо проявлено уменьшение отношений La/Yb, La/Sm, Ce/Sm и увеличение Yb/Sm вверх по разрезу (табл. 4). Отношение Y/Sm не обнаруживает четкой тенденции поведения, что связано с возможной миграцией иттрия в составе подземных вод в зоне гипергенеза [7]. Среднее Ce/Ce*=1,13 соответствует окраинноконтинентальным обстановкам фосфатообразования, среднее $\Sigma\text{Ce}/\Sigma\text{Y}=4,47$ подтверждает гумидный тип литогенеза [22]. Поведение лантаноидов предполагает образование фосфоритов первого фосслоя в прибрежно-морских условиях в относительной близости от береговой

Таблица 4

Содержание REE (г/т) и геохимические отношения в фосфоритах сеноманского и кампанского ярусов верхнего мела

№ пробы	1	239	04/43	04/47	04/5
возраст	K, km	K _s			
Место отбора	Унечское месторож. (Брянская область)	г. Брянск	г. Брянск (Полпинское месторождение)		
			Фосслоя I	Фосслоя II	Фосслоя III
Тип	микрo-конкреции	желваки		плита	
La	404,6	28,0	83,2	20,7	14,1
Ce	801,1	60,0	178,2	51,7	27,7
Pr	96,5	6,9	16,2	5,0	3,4
Nd	383,3	27,0	69,9	22,3	13,6
Sm	70,2	6,0	13,0	5,3	3,0
Eu	11,14	1,3	2,9	1,3	0,8
Gd	80,0	6,6	18,2	5,8	3,6
Tb	9,1	0,8	2,4	0,7	0,6
Dy	43,6	4,0	13,1	4,1	2,9
Ho	9,65	0,8	2,7	0,7	0,6
Er	28,7	2,1	7,6	2,5	1,7
Tm	4,32	0,29	1,2	0,3	0,22
Yb	29,3	1,9	6,8	2,1	1,7
Lu*	5,34	0,29	0,9	0,3	0,2
Y	270,0	9,6	46,3	12,1	9,6
$\Sigma(\text{REE}+\text{Y})$	2246,9	155,58	462,6	134,9	83,72
La/Yb	13,8	14,74	12,24	9,86	8,29
Eu/Eu*	0,45	0,71	0,58	0,71	0,74
Ce/Ce*	1,04	1,11	1,27	1,32	1,08
$\Sigma\text{Ce}/\Sigma\text{Y}$	3,73	4,89	3,66	3,68	2,96
La/Sm	5,76	4,67	6,4	3,91	4,7
Ce/Sm	11,41	10,0	13,71	9,75	9,23
Yb/Sm	0,42	0,32	0,52	0,4	0,57
Y/Sm	3,86	1,6	3,56	2,28	3,2
Eu/Sm	0,16	0,22	0,22	0,25	0,27

линии, при увеличении мористости обстановок образования фосфоритов II, и особенно III фосслоев. Образование фосфоритов верхнего горизонта происходило в более глубоководных условиях на значительном удалении от береговой линии (относительный рост содержания средних лантаноидов, уменьшение суммы редких земель и иттрия, изменение геохимических коэффициентов). Трансгрессивный цикл развития палеобассейна косвенно подтверждается и увеличением вверх по разрезу отношений Eu/Eu* и Eu/Sm, которые могут выступать индикаторами изменения проницаемости коры при ее растяжении, сопровождающемся углублением осадочного бассейна [11, 23]. Увеличение Eu/Eu* и Eu/Sm в данном случае не связано с содержанием железа [11], которое уменьшается вверх по разрезу (3,4–1,36–1,95 мас. %) (табл. 2, 4).

При изучении фосфоритов Полпинского месторождения проанализированы изотопные составы углерода и серы: изотопный состав окисленного ($\delta^{13}\text{C}_{\text{ок}}$), вос-

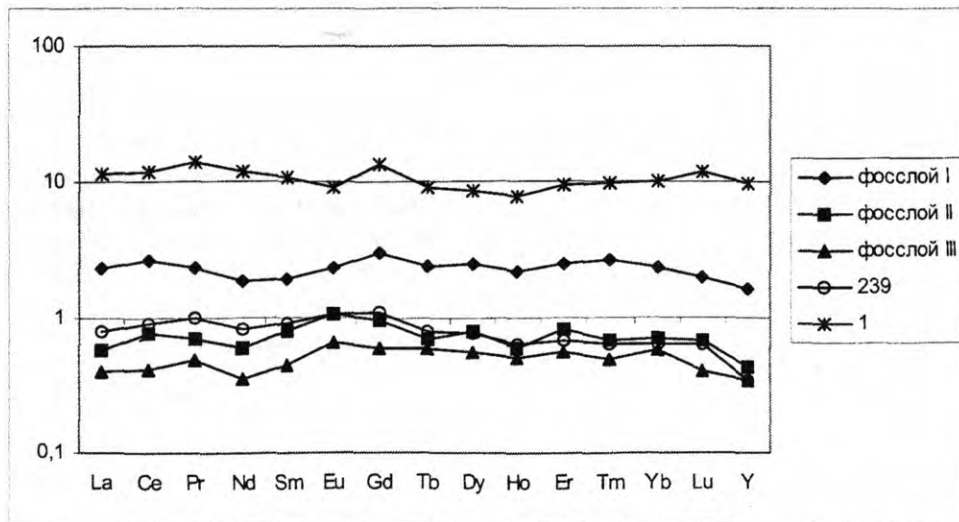


Рис. 6. Распределение редких земель в фосфоритах Полпинского и Унечского месторождений

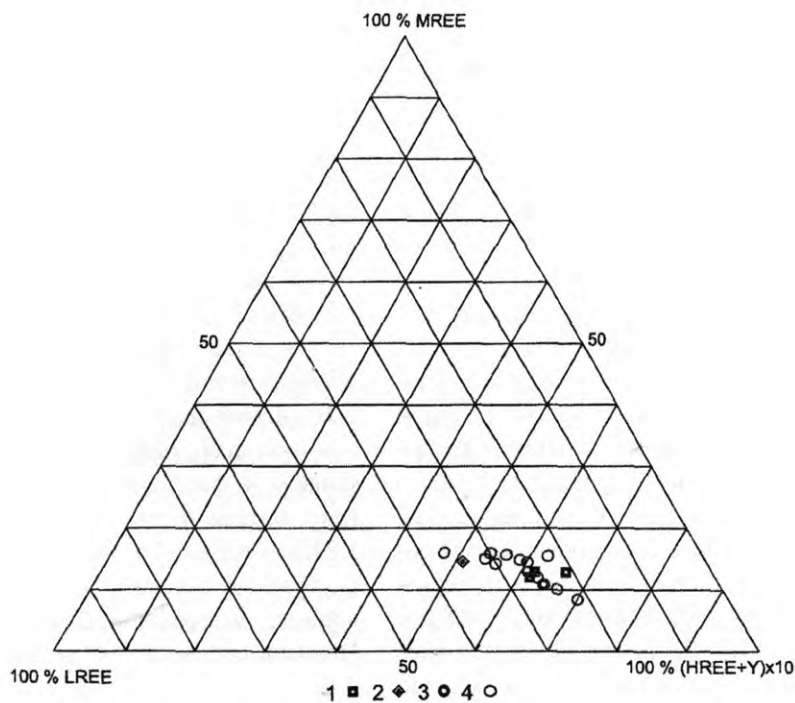


Рис. 7. Расположение фигуративных точек фосфоритов верхнего мела на треугольной диаграмме в системе: LREE – MREE – (HREE×10) (Шатров, 2004):

1 – Полпинское месторождение фосфоритов (г. Брянск); 2 – г. Брянск; 3 – Унечское месторождение; 4 – фосфориты Щигровской группы (Курская обл.)

Таблица 5

Изотопный состав (‰), содержания (мг) различных форм углерода, коэффициент окисления и изотопный состав (‰) сульфидной серы в фосфоритах Полпинского месторождения

Параметры изотопного состава	Фосслон				
	I			II	III
	вал. проба	галька	цемент	вал. проба	вал. проба
$\delta^{13}C_{\text{окисл.}}$	-6,28	-17,42	-2,11	-9,72	-1,57
$\delta^{13}C_{\text{вос.}}$	-27,28	-19,24	-31,48	-23,06	-28,99
$\delta^{13}C_{\text{общ.}}$	-19,99	-23,30	-29,05	-21,18	-31,72
$mC_{\text{окисл.}}$	1,51	1,33	2,80	0,40	2,93
$mC_{\text{вос.}}$	0,40	0,93	0,12	0,53	1,47
$K_{\text{окисл.}}$	0,79	0,59	0,96	0,43	0,67
$\delta^{34}S_{\text{пир.}}$	+3,91	не опр. (мало серы)	+4,02	+0,54	+16,58

становленного ($\delta^{13}\text{C}_{\text{вос.}}$) и общего ($\delta^{13}\text{C}_{\text{общ.}}$) углерода, их количества ($m_{\text{ок.}}$, $m_{\text{вос.}}$) и изотопный состав восстановленной серы ($\delta^{34}\text{S}_{\text{пир.}}$) (табл. 5). Рассчитан коэффициент окисления: $K_{\text{ок.}} = m_{\text{ок.}} / (m_{\text{ок.}} + m_{\text{вос.}})$.

Изотопный состав углерода фосфоритов месторождения предполагает различные источники его накопления: органическое вещество осадков ($\delta^{13}\text{C}$ от -17 до -37 ‰), морские организмы ($\delta^{13}\text{C}$ от -7 до -30 ‰), карбонаты ($\delta^{13}\text{C}$ от $+2$ до -7 ‰) [24]. Изменение изотопного состава окисленного углерода в изученных образцах от $-1,57$ до $-17,42$ ‰ близко его поведению в морских известняках (от $+6$ до -16 ‰). Значения восстановленного углерода в фосфоритах (от $-19,24$ до $-31,48$ ‰) хорошо коррелируются с вариациями изотопного состава рассеянного углерода (от -14 до -28 ‰) и его изменением в диагенетически измененном органическом веществе осадков (от -16 до -24 ‰) [25]. Источниками изотопов серы могли быть сульфат морской воды с $\delta^{34}\text{S}$ равным $+19$ ‰ и осадочные породы с $\delta^{34}\text{S}$ от -40 до $+50$ ‰ [24, 26].

Изменение изотопного состава серы и углерода в его различных формах может быть связано не только со смешиванием различных источников, но и с проявлением кинетических и термодинамических факторов, при этом положительные значения $\Delta^{13}\text{C} = \delta^{13}\text{C}_{\text{ок.}} - \delta^{13}\text{C}_{\text{вос.}}$ не противоречат равновесным термодинамическим условиям образования фосфоритов. На равновесное фракционирование изотопов углерода и серы указывает противоположный характер поведения их восстановленных форм. На диаграммах в координатах $\text{pH} - \text{Eh}$ соотношение изотопного состава восстановленных форм углерода и серы определяется ходом изменения pH при постоянной фугитивности кислорода [27]. Согласно диаграммам Гаррелса и Крайста (1968) определены окислительно-восстановительные и щелочно-кислотные условия формирования каждого фоссиля Полпинского месторождения: для первого фоссиля $\text{pH} = 6,5$ и $\text{Eh} = -0,18$; второго $\text{pH} = 8,5$ и $\text{Eh} = -0,29$; и третьего – $\text{pH} = 7,5$ и $\text{Eh} = -0,36$. Для месторождения отмечается последовательное уменьшение Eh от первого к третьему фоссилю, величины pH меняются от слабо кислых в сторону щелочных значений. Такие выводы хорошо согласуются с ранее выдвинутым предположением об увеличении восстановительных условиях среды осадкообразования от первого горизонта к третьему.

В изученном разрезе от первого ко второму фоссилю происходит уменьшение, а от второго к третьему – резкое увеличение тяжелого изотопа сульфидной серы $\delta^{34}\text{S}_{\text{пир.}}$ и уменьшение восстановленного углерода. Увеличение содержания тяжелого изотопа C^{13} в карбонатах характерно для периодов трансгрессий, и, наоборот, увеличение площади суши приводит к снижению тяжелого изотопа; последнему обстоятельству способствует также появление континентальных и лагунных карбонатов [28]. На изотопный состав карбонатов также оказывает влияние и тектонический режим областей осадконакопления: в период относительно спокойной тектонической обстановки легкий углерод

поступает из осадочной оболочки литосферы и осажается в форме карбонатов в водных бассейнах [28]. Утяжеление от I фоссиля к III фоссилю карбонатного углерода хорошо коррелирует с общим углублением морского бассейна. Утяжеленный состав карбонатного углерода свойственен водоемам с сероводородным заражением [25]. Значения изотопного состава восстановленного углерода соответствуют морским бассейнам с высокой биопродукцией сине-зеленых водорослей, при этом видовой состав организмов отвечает морскому и океаническому планктону [26, 29, 30].

Вариации изотопного состава серы определяют рядом причин: приуроченностью областей осадконакопления к различным тектоническим структурам, климатическими и фаціальными условиями седиментации, окислительно-восстановительными характеристиками вод, количеством органического вещества, открытостью или закрытостью системы сульфатредукции. Закрытые системы редукции сульфата морской воды характерны прибрежным (околоперерывным) обстановкам с локальными обособлениями бассейнов (застойных водоемов), в которых поступление органического вещества не отвечает скорости его бактериального потребления. Подобные условия приводят к обогащению восстановленных форм серы ее тяжелым изотопом. Отмечается увеличение легкого изотопа сульфидной серы при переходе от континентальных отложений к пелагическим, независимо от литологического состава пород [31].

Отдельно рассмотрено распределение микроэлементов в фосфорите, отобранном в окрестностях г. Брянска (обр. 239), который по содержанию элементов-примесей, редких земель, отношению Th/U (0,06) близок к фосфоритам Полпинского месторождения (рис. 6, табл. 4, 5). На основании диаграмм: $\text{Mn} - \text{Ba}$; $\text{LREE} - \text{MREE} - (\text{HREE} \times 10)$ (рис. 5, 8), образование фосфатных желваков определяется как более мелководное, по сравнению с образованием фосфоритов Полпинского месторождения.

Щигровская группа месторождений

Щигровская группа фосфоритовых месторождений представляет собой полосу длиной около 100 км и шириной в 25 км, протягивающуюся в широтном направлении, в пределах которой расположены все месторождения и рудопроявления, наиболее значительными из которых являются Трухачевское, Свободинское и Щигровское. В тектоническом отношении территория относится к наиболее приподнятой сводовой части Воронежской антеклизы, выделяемой как Щигровское поднятие, в пределах которого рудовмещающие сеноманские отложения имеют сокращенную мощность и содержат до трех фосфоритовых слоев [15]. Отложения сеномана залегают трансгрессивно с наличием резких контактов на породах альба и представлены разнозернистыми зеленовато-серыми глауконит-кварцевыми песками с галькой фосфоритов в подошве, и

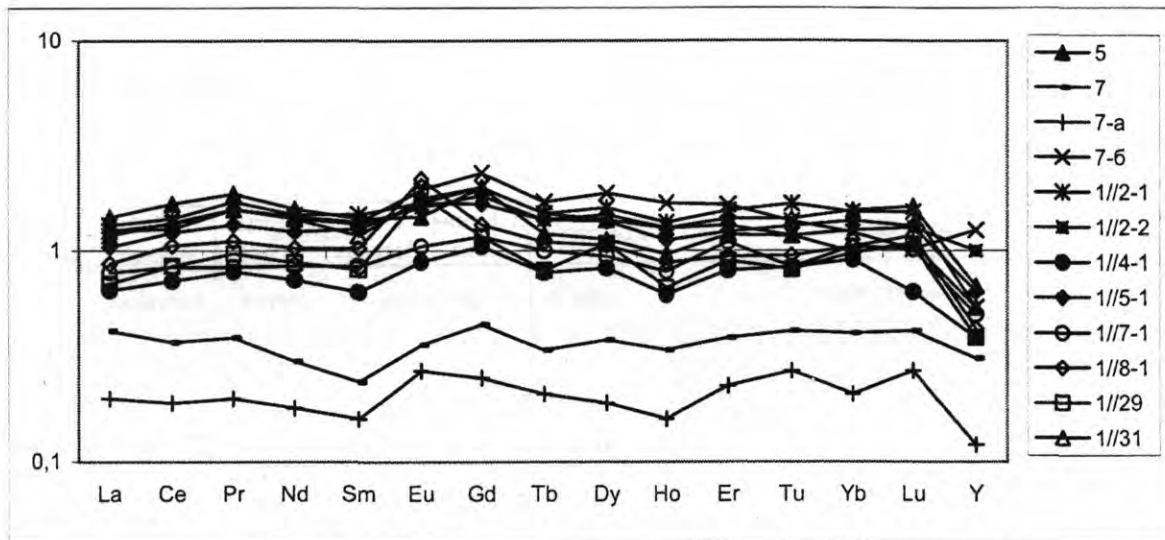


Рис. 8. Распределение редких земель в фосфоритах Щигровской группы месторождений

часто фосфоритовой плитой в кровле. Для нижней части сеномана (0,5-3,5 м) характерны зеленовато-серые глауконит-кварцевые пески тонко- и мелкозернистые, глинистые, слюдястые, с редкими включениями нижнемеловых желваков фосфоритов, размером 0,5-1,0 см. Фосфоритовая серия на площади большинства месторождений представлена обычно тремя горизонтами – надплитным, плитой и подплитным, разделенных прослоями песка.

Нижний (подплитный) горизонт, со средней мощностью 0,1-0,2 м, сложен крупными желваковыми фосфоритами размером 0,5-5,0 см, реже до 10. Средний горизонт (плита), мощностью от 0,1 до 0,35 м, преимущественно развит в пределах основных месторождений, на большей части площади Щигровского поднятия отсутствует. Продуктивная толща представлена одним или двумя прослоями желваков мощностью 0,1-0,3 м. Плита представляет собой крепкую плотную темно-буровато-черную породу, сложенную песчано-фосфатной, прочно сцементированной массой, с верхней монолитной частью. Поверхность плиты бугристая, реже ровная, гладкая, часто с блестящей корочкой темно-вишневого или черного цвета, сложенная курскитом. Нижняя часть плиты представлена крепко сцементированными желваками фосфоритов. Даже в пределах одного рудопроявления или месторождения фосфилита может выклиниваться по простиранию, быть выдержанной по мощности, отсутствовать совсем или иметь значительные раздувы мощности. Верхний (надплитный) горизонт (0,1-0,3 м) сложен желваками фосфоритов размером 0,3-0,5 см, иногда до 5,0 см, погруженными в сильно известковистые глауконит-кварцевые пески. В ряде случаев верхний горизонт отсутствует.

Фосфориты всех слоев имеют практически однородный химический состав. Желваки, галька и плита сложены песчаным фосфоритом с алевро-псаммитовой структурой. Цемент крустификационный, иногда базальный. Основная масса породы сложена аморфным, реже радиально-лучистым фосфатом, последний часто

образует оболочки вокруг зерен минералов и цементирует кластический материал. В массе аморфного фосфата встречаются остатки радиолярий, спикулы губок, а также скопления и ступки органического вещества, окрашивающего фосфат в коричнево-бурый цвет. Вмещающие фосфориты пески хорошо сортированы, имеют глауконит-кварцевый состав (глауконита около 5%).

Геохимическому изучению подвергнуты фосфориты различных горизонтов (желваковые, плита) в пределах ряда месторождений и рудопроявлений Щигровской группы. Содержания большинства микроэлементов в фосфоритах близки к кларку (табл. 6). В отдельных пробах отмечаются высокие концентрации высокоподвижных (As, Se, Te) и самородных (Ag, Au, Pt) элементов, что обусловлено влиянием на геохимический состав фосфоритов крупных разломов фундамента [11, 23, 32], а также Cd, Bi, U. Th/U отношение изменяется в пределах от 0,01 до 0,25 (среднее – 0,09), что близко к фосфоритам Полпинского месторождения. На диаграмме Юдовича фосфориты Щигровской группы попадают в поля 2-3-4-5-6 (рис. 5), представленные карбонатно-глинисто-обломочными породами и относятся к шельфовым образованиям. Поля глубоководных фациальных обстановок (8,9) пустые.

Распределение лантаноидов в фосфоритах в большинстве однотипное, имеет слабо выраженный дефицит легких и тяжелых, при незначительном избытке средних (рис. 8). В отдельных пробах хорошо проявлен европиевый максимум. Значение $\Sigma(\text{REE}+\text{Y})$ для фосфоритов изменяется в пределах 36,5-282,2 г/т (табл. 7), среднее – 192 г/т, что полностью соответствует среднему для глин платформ (199,0 г/т) [7]. Значение Eu/Eu^* изменяется в пределах 0,52-1,13 (среднее – 0,73), что близко среднему в осадочных породах ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,61 - 0,72$) [33]. Среднее $\text{Ce}/\text{Ce}^* - 1,05$, среднее $\text{Eu}/\text{Sm} - 0,28$, $\Sigma\text{Ce}/\Sigma\text{Y}$ изменяется в пределах от 2,81 до 5,58 (среднее – 3,87). Таким образом, отмечается близость распределения редких земель в фосфоритах сеноманского яруса рассмотренных месторождений.

Содержание микроэлементов (г/т) в фосфоритах сеноманского яруса
верхнего мела

№ пробы	5	7	7-а	7-6	1//2-1	1//2-2	1//4-1	1//5-1	1//7-1	1//8-1	1//29	1//31	
Место отбора	Курская область												
	с. Старые Савины				г. Щигры		д. Кривцовка	д. 2-й Патеник	д. Буда-новка	д. Пойменово	д. Ноздрачево	д. Троица	
Тип	желваки					плита	желваки		плита	жел-ваки	плита		
Li	He опр	He опр	He опр	He опр	He опр	8,5	6,9	7,4	7,3	15,0	6,5	9,7	
Be	He опр	He опр	He опр	He опр	He опр	1,4	0,69	1,3	1,0	2,3	1,0	2,0	
B	0,0	0,0	0,0	1760,0	437,0	97,0	0,0	0,0	41,0	He опр	He опр	86,0	
S	556,0	763,0	840,0	793,0	961,0	He опр	He опр	He опр	He опр	He опр	He опр	He опр	
Sc	3,6	1,2	0,79	1,1	3,0	5,7	3,2	4,4	4,1	52,0	30,0	5,5	
Ti	He опр	416,0	He опр	429,0	1230,0	709,0	622,0	863,0	640,0	3000,0	1130,0	3820,0	
V	42,0	26,0	38,0	26,0	51,0	254,0	113,0	141,0	237,0	104,0	153,0	181,0	
Cr	0,0	0,0	0,0	0,0	48,0	131,0	98,0	104,0	91,0	43,0	54,0	93,0	
Mn	261,0	920	90,0	106,0	183,0	568,0	He опр	405,0	476,0	508,0	He опр	409,0	
Co	75,0	1,6	1,7	1,5	3,7	44,0	8,1	7,2	12,0	9,2	8,5	7,2	
Ni	49,0	16,0	0,0	0,0	12,0	93,0	45,0	33,0	39,0	32,0	41,0	30,0	
Cu	5,9	6,6	2,4	7,8	22,0	80,0	81,0	50,0	64,0	65,0	44,0	59,0	
Zn	66,0	34,0	20,0	114,0	0,0	36,0	32,0	18,0	23,0	35,0	18,0	31,0	
Ga	6,2	2,8	2,3	4,9	3,2	5,6	3,8	5,3	4,4	8,1	4,4	6,4	
Ge	2,5	1,4	1,4	1,3	0,72	1,6	1,2	1,1	0,75	1,4	1,3	1,3	
As	6,3	2,9	6,3	2,8	6,4	65,0	6,8	11,0	6,1	293,0	198,0	13,0	
Se	19,0	9,0	11,0	9,0	4,1	22,0	13,0	15,0	15,0	2,0	6,2	28,0	
Br	1,1	0,0	0,0	0,0	He опр	He опр	He опр	He опр	He опр	He опр	He опр	He опр	
Rb	14,0	4,0	2,4	3,4	16,0	14,0	8,0	15,0	7,7	33,0	16,0	16,0	
Sr	He опр	He опр	He опр	He опр	780,0	He опр	He опр	1080,0	676,0	He опр	838,0	983,0	
Zr	72,0	4,1	7,2	7,9	13,0	38,0	27,0	23,0	28,0	143,0	42,0	55,0	
Nb	1,7	0,26	0,64	0,38	1,8	0,93	0,87	1,0	1,1	33,5	1,6	3,3	
Mo	0,78	0,77	0,91	0,69	0,78	2,9	1,8	1,3	1,3	1,5	1,2	1,0	
Ru	0,13	0,06	0,05	0,03	He опр	He опр	He опр	He опр	He опр	He опр	He опр	He опр	
Rh	0,06	0,04	0,06	0,03	He опр	He опр	He опр	He опр	He опр	He опр	He опр	He опр	
Pd	0,37	0,05	0,03	0,12	He опр	He опр	He опр	He опр	He опр	He опр	He опр	He опр	
Ag	0,0	0,0	0,0	0,09	0,0	0,0	0,21	0,45	0,11	0,59	0,0	0,54	
Cd	1,2	1,3	0,37	3,9	0,02	0,37	0,29	0,15	0,19	0,18	0,15	0,17	
Sn	0,19	0,0	0,05	0,19	0,53	1,1	3,0	1,5	1,2	2,5	1,3	2,0	
Sb	0,0	0,0	0,0	0,0	1,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	
Te	0,06	0,02	0,0	0,56	0,02	0,0	0,01	0,1	0,1	0,17	0,26	0,22	
I	0,81	2,3	0,0	0,61	He опр	He опр	He опр	He опр	He опр	He опр	He опр	He опр	
Cs	1,2	0,5	0,28	0,4	1,7	0,85	0,62	1,0	0,77	8,2	5,8	1,1	
Ba	57,0	35,0	35,0	82,0	362,0	151,0	87,0	217,0	116,0	He опр	7540,0	194,0	
Hf	1,2	0,07	0,16	0,21	1,2	1,3	1,5	0,67	1,9	9,7	2,9	3,0	
Ta	0,03	0,03	0,05	0,54	0,12	0,1	0,21	0,11	0,23	0,4	0,88	0,56	
W	0,88	0,16	0,0	0,15	6,4	5,0	20,0	9,4	12,0	8,3	9,3	8,8	
Re	0,0	0,0	0,0	0,0	He опр	He опр	He опр	He опр	He опр	He опр	He опр	He опр	
Os	0,0	0,0	0,0	0,01	He опр	He опр	He опр	He опр	He опр	He опр	He опр	He опр	
Jr	0,01	0,0	0,0	0,0	He опр	He опр	He опр	He опр	He опр	He опр	He опр	He опр	
Pt	0,01	0,02	0,0	0,08	0,08	0,03	0,02	0,0	0,0	0,05	0,14	0,03	
Au	0,02	0,0	0,0	0,21	0,53	0,16	0,27	0,25	0,83	0,37	0,41	0,3	
Hg	0,02	0,0	0,0	0,01	0,15	0,07	0,82	0,34	0,18	0,15	0,1	0,47	
Tl	0,18	0,04	0,03	0,05	0,33	0,18	0,3	0,48	0,39	1,1	0,56	0,94	
Pb	13,0	5,6	6,8	7,7	17,0	3,8	9,0	5,6	21,0	33,0	29,0	22,0	
Bi	0,0	0,0	0,0	0,0	0,22	0,16	0,13	0,17	0,31	0,33	0,24	0,22	
Th	5,5	0,52	0,37	0,53	7,1	2,7	3,4	6,4	4,0	8,0	4,5	9,9	
U	22,0	45,0	32,0	53,0	37,0	27,0	57,0	72,0	60,0	53,0	93,0	150,0	

Таблица 7

Содержание REE (г/т) и геохимические отношения в фосфоритах сеноманского яруса верхнего мела

№ пробы	5	7	7-а	7-б	1//2-1	1//2-2	1//4-1	1//5-1	1//7-1	1//8-1	1//29	1//31	
Место отбора	Курская область												
	с. Старые Савины				г. Щигры			д. Крив- цовка	д. 2-й Патеник	д. Буда- новка	д. Пой- меново	д. Нозд- рачево	д.Тро- ица
Тип	желваки						плита	желваки		плита	желваки		плита
La	51,0	15,0	7,0	42,0	43,0	44,0	23,0	37,0	28,0	31,0	25,0	44,0	
Ce	112,0	25,0	13,0	91,0	95,0	85,0	48,0	82,0	56,0	71,0	57,0	90,0	
Pr	13,0	2,7	1,4	11,0	12,0	11,0	5,6	9,3	5,9	7,8	6,8	11,0	
Nd	52,0	10,0	5,9	48,0	49,0	47,0	24,0	42,0	28,0	34,0	29,0	47,0	
Sm	9,5	1,6	1,1	9,2	10,0	9,0	4,3	8,5	5,7	6,9	5,5	7,9	
Eu	1,8	0,45	0,34	2,4	2,1	2,0	1,1	2,1	1,3	2,7	2,3	2,2	
Gd	12,0	2,7	1,5	14,0	12,0	11,0	6,3	10,0	7,0	8,0	7,0	12,0	
Tb	1,2	0,34	0,21	1,7	1,5	1,4	0,79	1,4	1,0	1,1	0,81	1,5	
Dy	5,9	2,0	0,98	9,7	8,3	7,7	4,3	7,2	4,9	5,5	5,6	7,3	
Ho	1,2	0,42	0,2	2,1	1,7	1,6	0,78	1,4	1,0	1,1	0,84	1,6	
Er	3,7	1,2	0,71	5,1	4,8	4,1	2,5	3,8	3,4	2,9	2,8	4,4	
Tm	0,53	0,19	0,12	0,62	0,74	0,53	0,38	0,59	0,38	0,43	0,37	0,64	
Yb	2,9	1,2	0,62	3,6	4,5	3,7	2,4	4,1	3,1	3,1	2,9	4,6	
Lu	0,49	0,19	0,12	0,46	0,69	0,58	0,29	0,59	0,46	0,53	0,48	0,73	
Y	15,0	8,7	3,3	35,0	15,0	28,0	11,0	18,0	14,0	12,0	11,0	19,0	
Σ(REE+Y)	282,2	71,69	36,5	275,9	260,34	256,6	134,74	227,98	160,19	188,16	157,42	253,9	
La/Yb	17,59	12,5	11,29	11,67	9,56	11,89	9,58	9,02	9,03	10,0	8,62	9,57	
Eu/Eu*	0,52	0,66	0,81	0,68	0,6	0,61	0,65	0,7	0,63	1,11	1,13	0,69	
Ce/Ce*	1,11	1,03	1,0	1,03	1,05	0,95	1,04	1,07	1,02	1,12	1,08	1,01	
ΣCe/ΣY	5,58	3,23	3,80	2,81	4,29	3,38	3,68	3,85	3,53	4,45	3,95	3,88	
La/Sm	5,37	9,83	6,36	4,57	4,3	4,89	5,35	4,35	4,91	4,49	4,55	5,57	
Ce/Sm	11,79	15,63	11,82	9,89	9,5	9,44	11,16	9,65	9,82	10,29	10,36	11,39	
Yb/Sm	0,31	0,75	0,56	0,39	0,45	0,41	0,56	0,48	0,54	0,45	0,53	0,58	
Y/Sm	1,58	5,44	3,0	3,8	1,5	3,11	2,56	2,12	2,46	1,74	2,0	2,41	
Eu/Sm	0,19	0,28	0,31	0,26	0,21	0,22	0,26	0,25	0,23	0,39	0,42	0,28	

Унечское месторождение

Унечское месторождение фосфоритов находится на юго-западе Брянской области, в структурном отношении относится к наложенному на палеозойскую структуру антеклизы северо-восточному крылу Днепрово-Донецкой впадины, его верхней моноклиальной части, полого падающей на юго-запад [15]. Унечско-Крапивенская структура II порядка находится в пределах Брянского поднятия, занимает обширную площадь на междуречье Десны и Ипути и расчленена на локальные поднятия и впадины III порядка. Наиболее крупными из них являются Унечское и Стародубское поднятия, имеющие округлые слабо удлиненные контуры и превышения до 20 м над сопряженными впадинами.

Унечское рудное поле сложено раннекампанскими песчано-алевритовыми породами, которые с несогласием залегают на мергелях сантона и постепенно переходят в белый писчий мел верхнекампанского возраста. В пределах рудного поля выделяют три неравнозначные по площади фациальные зоны: 1) распространения алевритов; 2) песчаных отложений; 3) зону с двучленным строением песчано-алевритовых пород, которая разделяется на ряд подзон в зависимости от взаимоот-

ношения алевритов и песков. Формирование фосфатных россыпей происходило в песчаных породах верхней части разреза песчано-алевритовой зоны, которая делится на три различных по структурно-текстурным и минералогическим признакам слоя.

Верхний слой (1,5-4,0 м), залегающий в кровле подъяруса, представлен мелкозернистыми, хорошо сортированными, кварцевыми, глинистыми песками с включением фосфатных зерен и акцессорных минералов. Для легкой фракции песков характерно содержание глауконита (2,0-30 %), полевых шпатов (3,0-13, 3 %), для тяжелой фракции (до 6,3 %), помимо фосфатных минералов отмечены высокие содержания ильменита, лейкоксена, дистена, циркона, рутила, граната [15, 34]. Фосфатная россыпь сложена преимущественно микроконкрециями, отдельными зернами, встречаются фито- и биоморфозы, фосфотизированные копролиты, а также оболочки на зернах кварца и тяжелых минералов. Содержание P_2O_5 колеблется от 3,0 до 28,0 % и находится в тесной связи с количеством тяжелой фракции [34]. Средний слой представляет собой пачку (1,5-7,0 м) разнозернистых тонко-мелкозернистых и мелко-тонкозернистых кварцевых песков, менее сортированных по сравнению с верхним слоем. Нижний

слой сложен тонкозернистыми песками мощностью до 9 м. Фосфатные зерна и тяжелые минералы являются породообразующими для верхней части мелкозернистых песков, где тяжелая фракция составляет 10-5 %. В легкой фракции отмечается до 12-14 % фосфата.

Для фосфоритов Унечского месторождения (проба № 1, табл. 3) характерны высокие концентрации большинства микроэлементов: Sc, Ti, V, Cr, Ni, Cu, Zn, Ge, As, Se, Zr, Nb, Ag, Cd, Sn, Sb, Te, Hf, Ta, W, Re, Au, Hg, Pb, Bi, Th, U, что обусловлено наличием акцессорных минералов. Аномально высокое содержание в фосфоритах тория (высокое значение $Th/U=1,64$) и $\Sigma(REE+Y)=2246,9$ г/т также связано с большим количеством акцессориев, особенно циркона [35]. На диаграмме Я.Э. Юдовича (1981) (рис. 5) фосфориты попадают в поле 8, относимое к терригенным глубоководным отложениям. Распределение лантаноидов имеет пологий характер, со слабо проявленным европиевым минимумом (рис. 6). На диаграмме LREE – MREE – (HREE×10) фосфориты месторождения располагаются в пределах роя точек сеноманских фосфоритов (рис. 7). Необходимо отметить близость большинства отношений (La/Yb , La/Sm , Ce/Sm , Yb/Sm , Y/Sm , Ce/Ce^* , $\Sigma Ce/\Sigma Y$) в фосфоритах Унечского месторождений и месторождений фосфоритов сеноманского возраста (Полпинское, Щигровской группы). В то же время для раннекампанских фосфоритов отмечаются низкие значения Eu/Eu^* (0,45) и Eu/Sm (0,16) (табл. 4). Такое поведение лантаноидов предполагает образование фосфоритов сеноманского и кампанского ярусов в близких фациальных обстановках, но в условиях регрессивной стадии кампан-маастрихтского цикла осадконакопления для последних [34], сопровождающегося общим снижением проницаемости земной коры.

Обсуждение результатов

Проведено комплексное изучение фосфоритов Полпинского месторождения, а также геохимическое изучение фосфоритов Унечского месторождения и Щигровской группы. Детальное изучение фосфоритов Полпинского месторождения показывает, что от первого флосля к третьему происходит уменьшение содержания карбонат-фтортапатита, кальцита, аутигенного глауконита, полевых шпатов, слюд, акцессорных минералов, возрастает содержание кварца и пирита, увеличивается роль морского органического вещества во втором и, особенно, третьем горизонтах. Для фосфоритов верхнего флосля характерно наличие наряду с аутигенным терригенного глауконита. Приведенные данные свидетельствуют о неодинаковых, но близких условиях формирования фосфоритов различных флослей Полпинского месторождения, которые подтверждаются рядом геохимических отношений (Th/U , La/Yb , La/Sm , Ce/Sm , Yb/Sm), а также изменением определенных параметров (рН, Eh) среды осадконакопления. Образование фосфоритов происходило в условиях мелководного морского бассейна с меняющейся гид-

родинамикой вод и неровным дном, перемещающейся береговой линией на стадии его углубления. Необходимо отметить, что полученные на основании различных методик (диаграммы, геохимические модули, данные изотопии) выводы о фациальных обстановках формирования Полпинского месторождения не противоречат друг другу, подтверждаются вещественным изучением фосфоритов, что позволяет уверенно применять их и для других месторождений фосфоритов.

Геохимическое изучение фосфоритов сеноманского яруса рассмотренных месторождений и рудопроявлений (диаграммы, геохимические модули) показывает, что для них характерны близкие обстановки фосфатной седиментации, определяемые как мелководно-шельфовые: условия мелководного моря с повышенным и средним гидродинамическим режимом (зоны П В, П Б) [15]. В то же время предложенные методики позволяют детализировать обстановки седиментации, выделяя прибрежные и более глубоководные фации, отличающиеся различным соотношением карбонатной, глинистой или обломочной составляющей, что определялось местными условиями седиментации, по-видимому, приуроченностью к небольшим возвышениям и понижениям морского дна.

Климатические условия литогенеза в сеномане оцениваются как гумидные [36, 37, 38, 39]. Это хорошо сопоставляется со средним значением $\Sigma Ce/\Sigma Y$, а также отсутствием фигуративных точек фосфоритов в пределах поля 1 (чистые известняки аридных формаций) на диаграмме Я.Э. Юдовича. В то же время можно предположить некоторое изменение климата (до семигумидного), что подтверждается низким (менее 3) значением $\Sigma Ce/\Sigma Y$ в ряде проб, а также расположением фигуративных точек ряда фосфоритов на диаграмме Юдовича в смежных с собственно аридными отложениями полях. Такое предположение хорошо согласуется с представлением о формировании фосфоритов в граничных климатических условиях, на рубеже смены субтропического климата на аридный, пустынный [40], а также с представлениями В.М.Синицына [41] о начале аридизации климата в конце сеномана после сильной гумидной фазы альба.

Фациальные условия образования раннекампанских фосфоритов Унечского месторождения определяются как близкие к обстановкам формирования фосфоритов сеномана (более глубоководные на диаграмме Юдовича), что подтверждает общие условия фосфатобразования в пределах эпиконтинентальных морских бассейнов [42].

Отличия в микроэлементном составе фосфоритов (самородные, халькофильные, высокоподвижные элементы) зависят, в большей степени, от их пространственного расположения по отношению к зонам развития глубинных разломов фундамента, выступающих как области интенсивно проявленного флюидо-массопереноса [11, 23, 32, 43, 44], и от состава акцессорных минералов, выступающих в качестве примесей в составе, а не от фациальных условий образования, близких для всех изученных фосфоритов.

Выводы

1. На примере фосфоритов Полпинского месторождения уточнены и детализированы генетические типы фосфоритов, что позволило на основании минерального состава, структурно-морфологических особенностей фосфатного вещества, соотношения фосфатного и нефосфатного материала, биогенных и биохимических особенностей выделить литогенный, органогенно-литогенный, органогенный и хемогенный типы фосфоритов. Рассмотренные генетические типы фосфоритов Полпинского месторождения свидетельствуют о полигенном происхождении руд.

2. На основании геохимических методов изучения вещественного состава фосфоритов разновозрастных месторождений (Полпинское, Унечское, Щигровское) отмечается общность фациальных обстановок фосфатообразования в пределах эпиконтинентальных морских бассейнов. В то же время геохимические методы позволяют детализировать фациальные и палеогеографические обстановки седиментации, восстанавливать параметры (рН, Eh) среды осадконакопления.

3. На микроэлементный состав фосфоритов оказывают влияние не только фациальные условия седиментации (практически однотипные для всех изученных фосфоритов), но и тектонические, обусловленные разной проницаемостью структур фундамента, с которыми пространственно связаны формирующиеся фосфатные желваки.

ЛИТЕРАТУРА

1. Авдонин, Г.И. О находке платиноидов в фосфоритах Центральной части Русской платформы / Г.И. Авдонин, В.В. Большагин, А.В. Заварзин и др. // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. – 2003. – №5. – С. 88-89.

2. Турлычкин, З.М. Фосфориты – адсорбенты золота и восстановители до свободного металлического / З.М. Турлычкин, И.Л. Горенков // Геол. вестн. центральных районов России. – 1999. – № 3. – С. 14-17.

3. Ясырев, А.П. Золото и серебро в фосфоритах Русской платформы / А.П. Ясырев // Труды ЦНИГРИ. – Вып. 72. – М., 1967. – С. 200-203.

4. Носик, Л.П. Изотопные методы при изучении минералообразования / Л.П. Носик. – М.: Наука, 1986. – 221 с.

5. Виноградов, А.П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных пород земной коры / А.П. Виноградов // Геохимия. – 1962. – № 7. – С. 555-571.

6. Юдович, Я.Э. Региональная геохимия осадочных толщ / Я.Э. Юдович. – Л.: Наука, 1981. – 278 с.

7. Балашов, Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов / Ю.А. Балашов. – М.: Наука, 1976. – 267 с.

8. Ронов, А.Б. Проблемы эволюции химического состава осадочных пород и региональный метаморфизм / А.Б. Ронов, А.А. Мигдисов, С.Б. Ловач-Жученко // Геохимия. – 1977. – № 2. – С. 163 – 186.

9. Холодов, В.Н. Проблемы геохимии железа и фосфора в докембрии / В.Н. Холодов, Г.Ю. Бутузова // Литол. и полез. ископ. – 2001. – № 4. – С. 339 – 352.

10. Шатров, В.А. Новые данные по распределению редкоземельных и малых элементов в сенманских фосфо-

ритах Воронежской антеклизы / В.А. Шатров, Г.В. Войцеховский, Н.А. Зеленская // Вестн. Воронеж. гос. ун-та. Сер. Геология. – 2000. – № 3 (9). – С. 95-101.

11. Шатров, В.А. Новые данные по распределению элементов-примесей в диагенетических образованиях Воронежской антеклизы / В.А. Шатров, В.М. Ненахов, В.И. Сиротин и др. // Геохимия. – 2002. – № 4. – С. 450-458.

12. Шатров, В.А. Редкоземельные элементы как индикаторы условий образования метаосадочных пород нижнего протерозоя / В.А. Шатров // Доклады Академии Наук. – 2004. – Т. 397, № 3. – С. 396-399.

13. Sun, S.-S. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes / S.-S. Sun, W.F. McDonough // Magmatism in the Oceanic Basin. – Geol. Soc. Sp. Publ. – 42. – 1989. – P. 313-345.

14. Миртов, Ю.В. Ультрамикроструктуры фосфоритов / Ю.В. Миртов, Ю.Н. Занин, Н.А. Красильникова и др. – М.: Наука, 1987. – 223 с.

15. Савко, А.Д. Фосфориты Центрально-Черноземного района / А.Д. Савко, В.И. Беляев, С.В. Мануковский. – Воронеж: Изд-во Воронеж. гос. ун-та, 1994. – 183 с.

16. Мануковский, С.В. К вопросу о бактериально-водорослевой природе некоторых типов фосфатов в желваковых фосфоритах и фосфатоносных россыпях / С.В. Мануковский, В.И. Беляев // Вестн. Воронеж. гос. ун-та. Геология. – 2000. – Вып. 5(10). – С. 41-47.

17. Карпова, М.И. Состав и генезис мезозойских фосфоритов востока Русской платформы / М.И. Карпова. – М.: Наука, 1982. – 128 с.

18. Карпова, М.И. Минералогические особенности фосфоритов Востока Европейской части СССР и Урала / М.И. Карпова, Е.К. Варфоломеева // Советская геология. – 1975. – № 5. – С. 87 – 102.

19. Дир, У.А. Породообразующие минералы / У.А. Дир, Р.А. Хауи, Дж. Зусман. – М.: Мир, 1966. – 406 с.

20. Смыслов, А.А. Уран и торий в земной коре / А.А. Смыслов. – Л.: Недра, 1974. – 232 с.

21. Литология фосфоритоносных отложений. – М.: Наука, 1976. – 187 с.

22. Маслов, А.В. Использование петрогеохимических данных для реконструкции условий формирования осадочных образований (на примере стратотипического разреза докембрия) / А.В. Маслов, Э.З. Гареев // Генетический формационный анализ осадочных комплексов фанерозоя и докембрия: материалы 3-го Всерос. литол. сов. (Москва, 18-20 марта 2003 г.). – М.: Изд-во Моск. гос. ун-та, 2003. – С. 228-231.

23. Шатров, В.А. Особенности поведения европия в экзогенных условиях (чехол Воронежской антеклизы) / В.А. Шатров // Проблемы геодинамики и минерализации Восточно-Европейской платформы: материалы международной конференции: в 2 т. – Воронеж: Воронеж. гос. ун-т, 2002. – С. 324-327.

24. Хефс, Й. Геохимия стабильных изотопов / Й. Хефс. – М.: Мир, 1983. – 198 с.

25. Галимов, Э.М. Изотопы углерода в нефтегазовой геологии / Э.М. Галимов. – М.: Недра, 1973. – 384 с.

26. Галимов, Э.М. Природа биологического фракционирования изотопов / Э.М. Галимов. – М.: Наука, 1981. – 248 с.

27. Фор, Г. Основы изотопной геологии / Г. Фор. – М.: Мир, 1989. – 589 с.

28. Галимов, Э.М. Вариации изотопного состава карбонатного и органического углерода осадочных пород в истории Земли / Э.М. Галимов, А.А. Мигдисов, А.Б. Ронов // Геохимия. – 1975. – № 3. – С. 323-49.

29. Галимов, Э.М. Исследование органического вещества и газов в осадочных толщах дна Мирового океана / Э.М. Галимов, Л.А. Кодина. – М. : Наука, 1982. – 228 с.
30. Холленд, Х. Химическая эволюция океанов и атмосферы / Х. Холленд. – М. : Мир, 1989. – 552 с.
31. Глобальный биогеохимический цикл серы и влияние на него деятельности человека. – М. : Наука, 1983. – 424 с.
32. Сиротин, В.И. Литологические и геохимические особенности песчаных толщ альба и сеномана Воронежской антеклизы и их палеогеографическое значение / В.И. Сиротин, В.А. Шатров, С.А. Коваль и др. // Литология и полезные ископаемые. – 2005. – № 2. – С. 159-171.
33. Балашов, Ю.А. Изотопно-геохимическая эволюция мантии и земли / Ю.А. Балашов. – М. : Наука, 1985. – 224 с.
34. Савко, А.Д. Геология Воронежской антеклизы / А.Д. Савко. – Воронеж : Изд-во Воронеж. гос. ун-та, 2002. – 165 с. – (Тр. НИИ геологии ВГУ, Вып. 12).
35. Минеев, Д.А. Лантаноиды в минералах / Д.А. Минеев. – М. : Недра, 1969. – 182 с.
36. Герасимов, П.А. Юрские и меловые отложения Русской платформы. Очерки региональной геологии СССР / П.А. Герасимов, Е.Е. Мигачева, Д.П. Найдин и др. – Вып. 5. – М. : Изд-во МГУ, 1962. – 196 с.
37. Преображенская, В.Н. Стратиграфия отложений юры и низов нижнего мела территории ЦЧО / В.Н. Преображенская. – Воронеж : Изд-во Воронеж. гос. ун-та, 1966. – 282 с.
38. Стратиграфия СССР. Меловая система. – М. : Изд-во Акад. наук СССР, 1986. – Полутом I. – 339 с.
39. Стратиграфия СССР. Меловая система. – М. : Изд-во Акад. наук СССР, 1987. – Полутом II. – 326 с.
40. Шатагин, Н.Н. Палеогеография фосфоритов Москвы / Н.Н. Шатагин, М. Иранманеш // VII Международная конференция «Новые идеи в науках о земле» : материалы докл. – Т. I. – М. : КДУ, 2005. – С. 106.
41. Синицын, В.М. Древние климаты Евразии. Ч. 2: Мезозой / В.М. Синицын. – Л. : Изд-во Ленинградского гос. ун-та, 1966. – 167 с.
42. Школьник, Э.Л. Типизация фосфатных желваков и ассоциированных фосфатных фрагментов Восточно-Европейской платформы, их сравнение с современными и некоторыми разновозрастными аналогами (по результатам электронномикроскопического изучения) : учеб. пособие / Э.Л. Школьник, Г.Н. Батурия, Н.В. Гореликова и др. – Воронеж : Изд-во Воронеж. гос. ун-та, 2004. – 79 с. – (Тр. НИИ геологии ВГУ ; Вып. 27).
43. Савко, А.Д. Эксгальционно-осадочная металлоносность Воронежской антеклизы – новые горизонты поисков рудных месторождений в осадочном чехле. Статья 1. Интерметаллиды: локализация, типы, состав / А.Д. Савко, Л.Т. Шевырев, В.В. Лоскутов // Вестн. Воронеж. гос. ун-та. Сер. Геология. – Воронеж : ВГУ, 1999. – № 7. – С. 139-155.
44. Савко, А.Д. Ультратонкое золото / А.Д. Савко, Л.Т. Шевырев. – Воронеж : Воронеж. гос. ун-т, 2001. – 151 с. – (Тр. НИИ геологии ВГУ ; Вып. 6).

УДК 551.4

ОСОБЕННОСТИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ЛИТОГЕОХИМИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ПОИСКОВ ЗОЛОТА В УСЛОВИЯХ ТРОПИКОВ

Е.Н. Божко

Воронежский государственный университет

В статье рассматривается специфика проведения литогеохимических поисков в районах со сплошным развитием латеритных кор выветривания на примерах золоторудного узла Банора, его обрамления (Республика Гвинея, Западная Африка). На фактическом материале приводятся примеры положительного решения ряда поисковых задач. Намечены возможные направления в интерпретации данных поисковой литогеохимии как одного из действенных методов при решении вопросов формационной принадлежности золоторудных проявлений, установление связи экзогенных аномалий с их первоисточником и другие прикладные задачи.

Золоторудный узел Банора (западная часть зоны Сигири, Мали-Гвинейского района, бирримской золотоносной области) истари является источником золота. В основном добыча металла ведется из россыпных объектов различных генетических типов. На территории золоторудного узла Банора известен ряд мелких месторождений и проявлений коренных руд, часть из которых отрабатывается или отрабатывалась в прошлом. При этом площадь является перспективной на обнаружение кондиционных объектов с золоторудной минерализацией, в том числе и достаточно

крупных по своим параметрам. Интерес исследования этой площади литогеохимическими методами связан, в первую очередь, с тем, что территория характеризуется сплошным развитием латеритной коры выветривания, где коренные породы можно наблюдать лишь в глубоких врезках речных долин или на крутых приводораздельных склонах. То есть там, где скорость денудации опережает процессы корообразования. Кроме этого геологическое строение территории осложнено разновозрастными тектоническими нарушениями, что существенно осложняет прослеживание рудоконтро-