

**ФОСФОРИТЫ ВЯТСКО-КАМСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ:
ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ****В. А. Шатров, В. И. Сиротин, Г. В. Войцеховский, А. В. Жабин***Воронежский государственный университет*

Целью данной работы является изучение вещественного и микроэлементного состава фосфоритов желвакового типа Вятско-Камского месторождения, проведение реконструкций фациальных и климатических условий их образования. Фосфатообразование в пределах Вятско-Камской антеклизы в течение валанжинского века происходило в обстановке эпиконтинентального мелководно-морского бассейна с локальными углублениями дна в условиях семи-аридного-семигумидного климата.

Вятско-Камское месторождение фосфоритов приурочено к Коми-Пермяцкому погребенному своду кристаллического фундамента Вятско-Камской антеклизы и территориально расположено в междуречье верховьев рек Вятки и Камы северо-восточнее г. Вятки [5, 27]. Фосфатные желваки залегают в сплошном, довольно однообразном по составу валанжинском фосфоритоносном слое мощностью 0,5–1,9 м. Подстилается слой серыми известковистыми глинами с прослоями мергелей верхнетитонского возраста, перекрывается черными нижнемеловыми глинами (рис. 1). В основании продуктивной серии залегает базальный, бухиевый или «ауцелловый» слой, представленный ядрами бухий, аммонитов, белемнитов, местами сцементированных в плиту мощностью 0,1–0,9 м. Промышленный «желвачный» слой состоит из шероховатых фосфатных желваков овальной формы размером до 0,25 м в поперечнике, погруженных в мелкозернистые кварц-глауконитовые пески. В свою очередь он подразделяется на 2–3 продуктивных прослоя, между которыми залегают пески и алевриты. В составе желваков присутствует масса фосфатизированных остатков фораминифер, радиолярий, спикул губок, фрагментов древесины, суммарно составляющих до 60–70 % объема породы [12]. Содержание P_2O_5 в желваках 16–31 % [5, 17, 27].

ЛАБОРАТОРНАЯ БАЗА

Определение микроэлементов (в том числе и редкоземельных элементов) проводилось методом масс-спектрометрии с индуктивно свя-

занной плазмой (ICP-MS: Induktively Coupled Plasma Mass Spectrometry) в отделе научно-производственных аналитических работ ИМГРЭ на приборе Elan 6100 DRC (ELAN 6100 DRC, Software Kit, May 2000, PerkinElver SCIEX instrument). Суть метода заключается в ионизации раствора или аэрозоля пробы в аргоновой плазме с последующим разделением ионов в масс-анализаторе и детектированием сигнала, создаваемого ионами с определенным отношением масса/заряд (m/z). Достоинствами метода являются высочайшая чувствительность, возможность проведения многоэлементного анализа, высокая производительность, большой линейный диапазон измеряемых концентраций (до 9–10 порядков величины).

Вскрытие образцов массой 40–60 мг осуществлялось путем сплавления их с 5-ти кратным количеством метабората лития в атмосфере аргона при 1000 °С в стеклоуглеродных тиглях. Методика определения обеспечивает полное разложение большинства минералов, содержащихся в горных породах, включая циркон, монацит и др. Калибровка чувствительности прибора проводится с помощью стандартных растворов, включающих все анализируемые в пробах элементы. Для контроля качества измерений и учета дрейфа чувствительности прибора анализы проб чередуются с таковыми монитора, в качестве которого применяется стандартный образец базальта BCR-2 (геологическая служба США). Пределы обнаружения (ПО) элементов составляют от 1–5 мг/т для тяжелых и средних по массе элементов (уран, торий, редкие земли и др.) с возрастанием до 20–50 мг/т для легких элементов (бериллий и др.). Точность анализа

© Шатров В. А., Сиротин В. И., Войцеховский Г. В., Жабин А. В., 2006

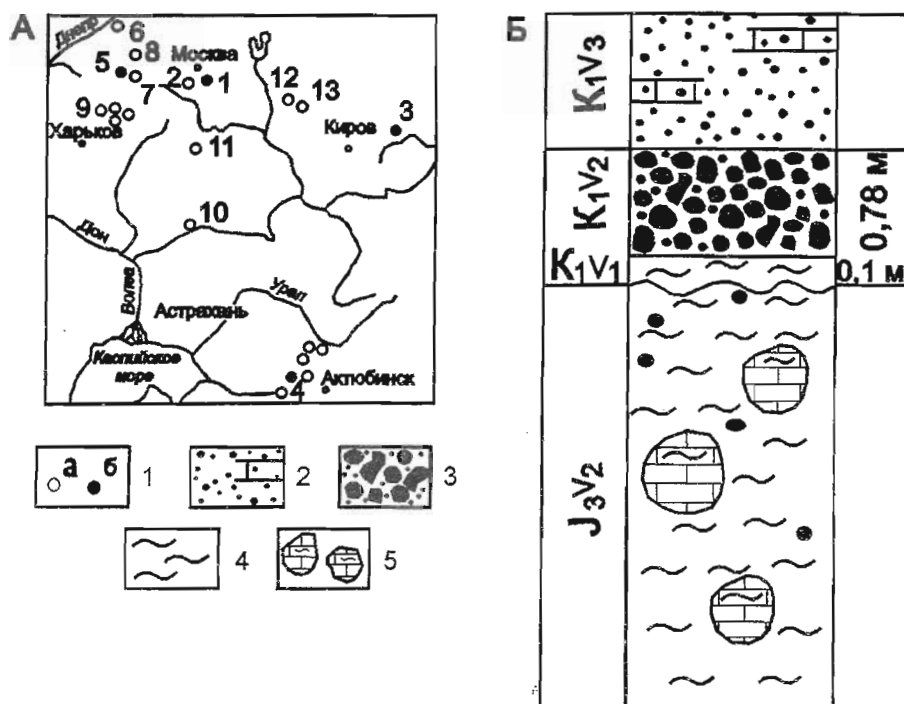


Рис. 1. Размещение основных месторождений фосфоритов желвакового типа в европейской части России (А), литолого-стратиграфический разрез фосфоритной серии Вятско-Камского месторождения (Б) [5]. Условные обозначения: 1 — месторождения эксплуатируемые и подготавливаемые к эксплуатации (а), прочие (б); 2 — песок кварцевый, местами сцементированный; 3 — желваки фосфорита в кварцево-глауконитовом песке; 4 — глина; 5 — глыбы мергеля. Цифрами на карте обозначены месторождения: 1 — Егорьевское, 2 — Северское, 3 — Вятско-Камское, 4 — Чилисайское и другие месторождения Актюбинского бассейна, 5 — Полпинское, 6 — Сожское, 7 — Подбужское, 8 — Слободско-Которецкое, 9 — Щигровское и другие месторождения Курской области, 10 — Камышинское, 11 — Марусинское, 12 — Кинешемское, 13 — Дорковское

составляет 3—10 % для концентраций элементов больше 20—50 ПО.

Репрезентативность полученных геохимических анализов методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS) подтверждается близкими содержаниями редких земель, опубликованными в многочисленной литературе, касающейся разновозрастных образований, изученных в пределах Воронежской антеклизы и других регионов [9, 22, 23].

Определение вещественного состава пород проведено с помощью рентгеноструктурного анализа в лаборатории ВГУ (установка ДРОН-2; аналитик — А. В. Жабин).

РЕЗУЛЬТАТЫ ВЕЩЕСТВЕННОГО И ГЕОХИМИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ

Изученные фосфатные желваки относятся к слабо песчанистому типу с содержанием обломочного материала от 15—50 % [27]. Фосфорит разнозернистый: мелко-средне-крупнозернистый; светло-коричневого цвета, с беспорядочной текстурой, слаботрещиноватый.

Фосфатное вещество (гидроксилапатит) палевого цвета (в параллельном свете) слагает цемент, составляет примерно 50 % породы. При микроскопическом изучении выделяется три типа цемента: базальный, поровый, крустификационный. Базальный цемент является преобладающим (30 % от всего цемента), неравномерно распределен по площади шлифа с включениями единичных оолитов концентрического строения, изотропный (в скрещенных николях), первичный, сгусткового типа. Поровый цемент (15 % от всего цемента), изотропный, границы его с базальным цементом нечеткие. Крустификационный цемент (5 % от всего цемента), вторичный, вероятно, более поздний по времени образования, чем поровый, кристаллический, представляет собой кристаллы апатита, растущие перпендикулярно поверхности зерен глауконита.

Вторая половина породы сложена глауконитом (45 %), небольшим количеством кварца (5 % от обломочной части), единичными зернами полевых шпатов и халцедона. *Глауконит* пред-

ставлен изолированными зернами округлой и почковидной формы желто-бурого и зеленоватого цвета. Размер зерен колеблется в больших пределах: 0,1—1,0 мм в поперечнике. Большая часть зерен разбита трещинами различной ориентировки. Имеет характерные оптические характеристики: в скрещенных николях не погасает, т.к. имеет агрегатное строение, цвета интерференции высокие. **Кварц** представлен изометричными зернами угловатой и угловато-окатанной формы бесцветными, чистыми, они неравномерно распределены по площади шлифа, располагаясь изолированно друг от друга. В целом зерна кварца меньше глауконита, имеют размер от 0,08 до 0,1 мм в поперечнике. Они не трещиноваты, не корродированы, не раздроблены. В скрещенных николях характеризуются белой интерференционной окраской, в отдельных зернах имеют блоковое погасание, низкий рельеф. **Полевые шпаты** представлены, в основном, плагиоклазами с характерным полисинтетическим двойникованием. Зерна со средним размером 0,12 мм чистые, не корродированные. **Халцедон** встречается в виде редких зерен размером, размером 0,15 мм в поперечнике, чистый, бесцветный, с волнистым погасанием. Зерна халцедона обрастают крустификационным цементом, представленным кварцем второй генерации.

По всей породе неравномерно распределены

точки и пятна неправильной формы органического вещества черного цвета, приуроченные к цементирующему веществу. Иногда органическое вещество слагает весь цемент.

Рентгеноструктурный анализ фосфоритов показывает: вещественный состав фосфатного вещества — гидроксилapatит; содержание кварца не более 10—15 %, в небольших количествах (первые %) присутствуют полигорскит, гипс, слюды.

Содержания большинства микроэлементов в фосфоритах близки к кларку (табл. 1), при повышенных содержаниях Sr. Распределение редких земель (рис. 2.) характеризуется пологим спектром, незначительным дефицитом тяжелых лантаноидов, слабо выраженной положительной европиевой аномалией. Для фосфоритов характерны высокие значения $\Sigma(\text{REE}+\text{Y})$, среднее 793,0 г/т; среднее Eu/Eu^* — 0,74 (табл. 2), что несколько выше среднего значения для осадочных породах фанерозоя ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,61-0,72$) [2]. Вариации значений La/Yb , La/Sm , Ce/Sm , Yb/Sm , Y/Sm в целом незначительные, при несколько более высоких Y/Sm . Среднее Ce/Ce^* — 1,36; Eu/Sm — 0,24. $\Sigma\text{Ce}/\Sigma\text{Y}$ изменяется в пределах 2,57—4,02, среднее 3,1.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Высокие значения суммы редких земель (от 400 до 600 г/т) [6] характерны для фосфоритов

Таблица 1

Содержание микроэлементов (г/т) в фосфоритах Вятско-Камского месторождения

№ пробы	1/1	2/1	2/2	3/1	4/1	5/1	5/2
Be	5,95	3,67	1,32	3,3	6,65	2,39	2,68
Ti	1093,7	1685,1	527,7	1144,5	1219,6	777,0	1056,0
V	71,5	58,0	27,7	52,6	97,8	60,1	47,8
Cr	81,8	53,9	17,4	43,1	93,0	40,0	38,8
Mn	576,1	531,5	517,8	831,6	621,6	921,9	524,6
Co	37,0	29,2	9,08	24,5	46,1	61,1	20,8
Ni	32,7	18,8	8,0	21,9	32,2	34,0	14,3
Cu	30,4	161,0	24,4	34,0	62,5	61,2	47,6
Zn	83,5	122,2	45,8	84,3	118,2	128,1	63,5
Ga	13,9	7,4	2,1	7,1	17,0	4,8	5,2
Rb	214,2	148,7	36,2	99,2	253,3	100,3	103,9
Sr	1404,1	1461,5	1627,1	1828,2	1265,2	1765,1	1658,4
Zr	58,4	74,3	17,6	53,3	66,3	40,8	49,4
Nb	9,9	16,3	5,3	14,4	17,1	6,4	11,8
Mo	3,33	4,33	3,5	5,1	3,8	6,5	4,3
Cs	1,7	1,6	0,4	1,04	1,98	1,1	1,1
Ba	770,1	234,4	91,4	243,6	321,4	170,8	175,0
Hf	1,23	1,36	0,37	1,1	1,8	0,7	1,1
Ta	0,62	0,46	0,3	0,45	0,52	0,2	0,37
Th	18,4	20,8	5,0	18,5	31,5	10,75	14,3
U	30,2	17,1	10,6	33,5	17,1	41,4	18,3

Таблица 2

Содержание REE (г/т) и геохимические коэффициенты
в фосфоритах Вятско-Камского месторождения

№ пробы	1/1	2/1	2/2	3/1	4/1	5/1	5/2
La	195,9	92,6	16,8	188,0	252,6	84,2	62,4
Ce	477,6	198,4	38,9	413,3	649,6	158,9	128,9
Pr	49,0	19,8	3,67	41,2	64,5	15,4	13,0
Nd	189,0	76,5	14,3	166,0	252,5	59,8	51,3
Sm	38,4	14,7	2,85	31,7	51,9	11,2	10,1
Eu	9,13	3,6	0,67	8,0	12,5	2,8	2,4
Gd	37,2	14,3	2,6	33,6	48,2	11,5	9,7
Tb	4,9	1,96	0,36	4,5	6,5	1,6	1,3
Dy	26,2	10,96	1,99	24,8	35,1	9,2	7,5
Ho	4,9	2,2	0,38	4,9	6,6	1,9	1,48
Er	12,0	5,8	0,95	12,3	16,2	5,1	3,86
Tm	1,64	0,79	0,14	1,7	2,16	0,73	0,53
Yb	9,0	4,7	0,82	9,5	12,1	4,43	3,11
Lu	1,3	0,69	0,12	1,36	1,66	0,69	0,45
Y	197,7	98,6	18,1	210,5	258,4	94,3	69,0
$\Sigma(REE+Y)$	1253,8	545,6	102,7	1151,4	1670,6	461,7	365,0
Среднее $\Sigma(REE+Y)$ — 793,0							
La/Yb	21,8	19,7	20,5	19,8	20,9	19,0	20,1
Среднее La/Yb — 20,3							
Eu/Eu*	0,73	0,75	0,74	0,75	0,75	0,75	0,73
Среднее Eu/Eu* — 0,74							
Ce/Ce*	1,27	1,2	1,29	1,19	1,32	2,09	1,16
Среднее Ce/Ce* — 1,36							
$\Sigma Ce/\Sigma Y$	3,25	2,9	4,02	2,8	3,32	2,57	2,77
Среднее $\Sigma Ce/\Sigma Y$ — 3,1							
La/Sm	5,1	6,3	5,89	5,93	4,87	7,52	6,18
Среднее La/Sm — 5,97							
Ce/Sm	12,44	13,5	13,65	13,04	12,52	14,2	12,8
Среднее Ce/Sm — 13,2							
Yb/Sm	0,23	0,32	0,29	0,30	0,23	0,4	0,31
Среднее Yb/Sm — 0,3							
Y/Sm	5,18	6,71	6,35	6,64	4,98	8,42	6,8
Среднее Y/Sm — 6,44							
Eu/Sm	0,24	0,24	0,24	0,25	0,24	0,25	0,24
Среднее Eu/Sm — 0,24							

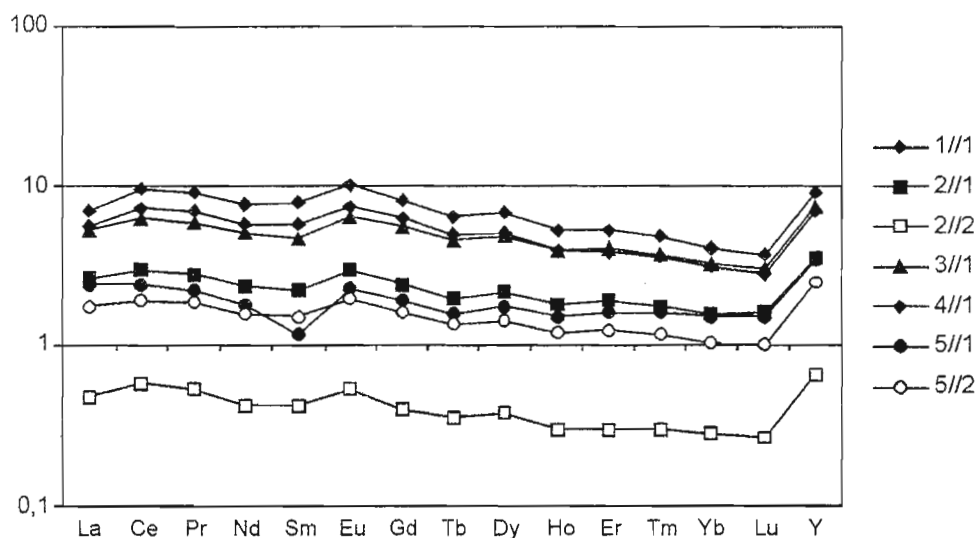


Рис. 2. Распределение редких земель в фосфоритах валанжинского яруса Вятско-Камского месторождения

периконтинентальных морских бассейнов, ранее относимых к геосинклинальным. Высокие средние $\Sigma(\text{REE}+\text{Y})$ для фосфоритов Вятско-Камского месторождения связаны, в первую очередь, с высоким содержанием органики, выступающей сорбентом редких земель из морской воды. Подтверждением сорбционного характера распределения редких земель в фосфоритах является отсутствие акцессорных минералов, характеризующихся высокими концентрациями редких земель, приводящих к увеличению средних содержаний лантаноидов в породах, «утяжелению» спектров распределения [14, 20].

Для двух проб проведено исследование различий микроэлементного состава внешних и внутренних частей конкреций. Обр 2/1, 5/1 — внутренние части; 2/2, 5/2 — внешние. Для внутренних частей характерны более высокие значения $\Sigma(\text{REE}+\text{Y})$ (табл. 2), что обусловлено уменьшением сорбционной способности органики на внешних частях конкреций. Все остальные геохимические коэффициенты близки, также близкие спектры имеют и графики распределения (рис. 2), что подтверждает сорбционное извлечение редких земель из морской воды, приводящее только к изменению содержания лантаноидов в конкреции, а не к изменению их отношения.

На диаграмме LREE—MREE—(HREE $\times 10$) для фосфоритов месторождения (рис. 3) наблюдается плотный рой точек, подтверждающий близкие фациальные условия их образования. Близость к вершине (HREE $\times 10$) предполагает мелководно-морские относительно глубоководные фациальные условия их седиментации [24, 25]. Данное предположение хорошо согласуется и со средними значениями La/Sm, Ce/Sm, Yb/Sm, Y/Sm, близкими к шельфовым водам: La/Sm (5,2), Ce/Sm (13,0), Yb/Sm (0,4), Y/Sm (7,7) [1].

Средние значения Ce/Ce* для фосфоритов (1,36) соответствуют окраинноконтинентальным обстановкам (0,9—1,3) седиментации [6, 13]. Средние Eu/Sm (0,24) характеризуют слабую проницаемость коры на момент существования палеобассейна валанжинского века. Средние $\Sigma\text{Ce}/\Sigma\text{Y}=3,1$ соответствуют граничной величине между отложениями гумидных и аридных обстановок, равной 3 [13], что определяет переходные семигумидные-семиаридные климатические условия осадкообразования в валанжинском веке.

На диаграмме Mn—Ba (рис. 4) [27] фосфориты месторождения попадают в поля 5–6–8, отвечающие условиям седиментации песчано-алевритовых (поле 5), глинистых пород (поле 6),

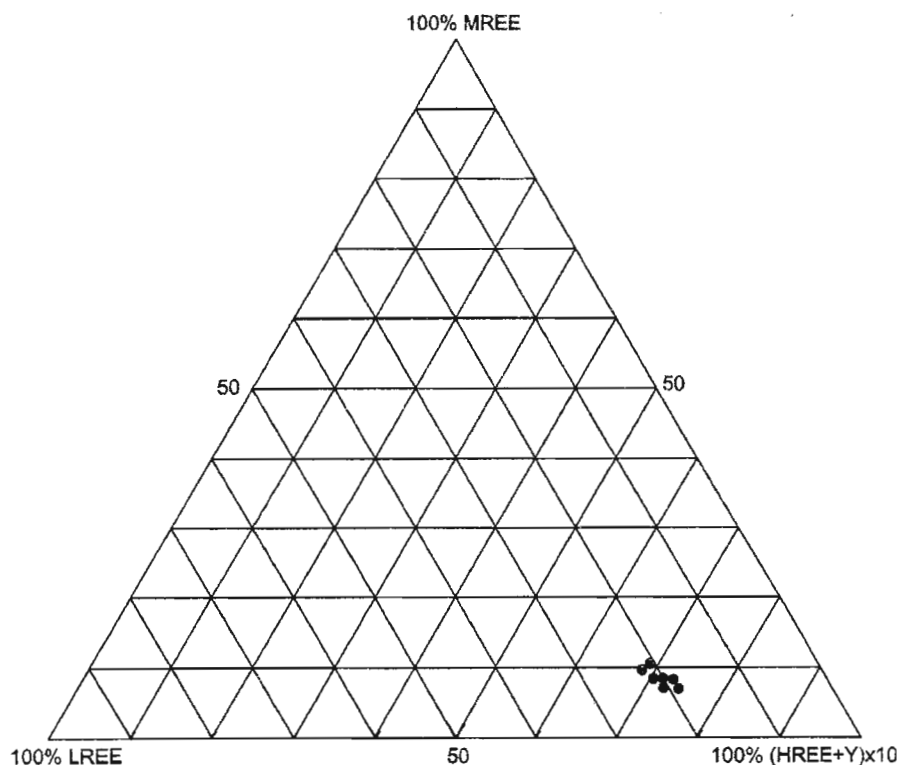


Рис. 3. Расположение фигуративных точек фосфоритов месторождения на диаграмме LREE—MREE—(HREE $\times 10$)

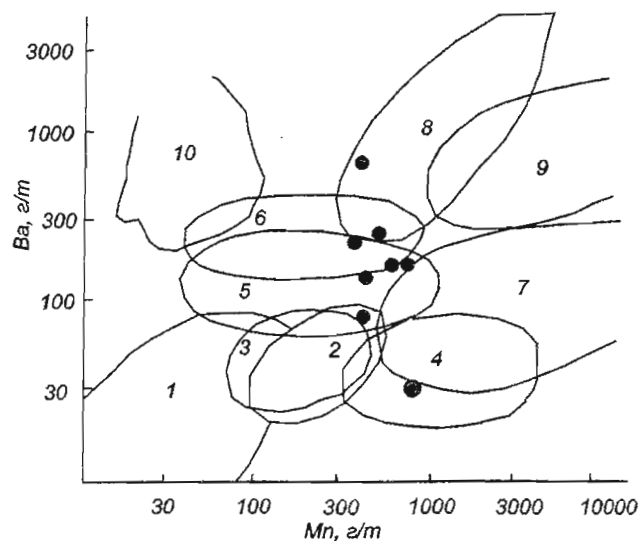


Рис. 4. Расположение фигуративных точек фосфоритов месторождения на диаграмме Mn–Ba [28]

терригенных глубоководных отложений (поле 8), в целом предполагает мелководные шельфовые условия седиментации с локальными углублениями дна.

Для уточнения типа литогенеза изученных фосфоритов рассмотрены треугольные диаграммы в координатах La–(Nd+Sm)–(Y+Dy) и La–(Ce+Nd+Sm)–(Y+Dy) [10, 11, 16] (рис. 5), разработанные авторами для определения климатических условий образования глауконитов. Положение фигуративных точек фосфоритов на диаграммах определяет семиаридные–семигумидные условия образования меловых фосфоритов, что согласуется и с данными рентгеноструктурного анализа (примесь полигорскита и гипса). Подтверждением индикативности диаграмм для фосфоритов являются плотные рои точек, при этом фигуративные точки практически не выходят за границы полей, ограничивающих области определенных климатов.

Индикационные возможности фосфоритов обусловлены наследованием фосфатного вещества химического состава придонных вод, при этом, по мере развития конкреций, происходит изменение содержания редких земель, но спектры распределения и геохимические отношения практически не меняются [1, 3, 4, 5, 8, 9, 23, 26, 27]. Значительные размеры ядер позволяют конкрециям фосфоритов длительно существовать в условиях изменчивой среды, нести информацию об условиях их образования, усредненную за большой промежуток времени. Впоследствии, подчиняясь закону гравитации

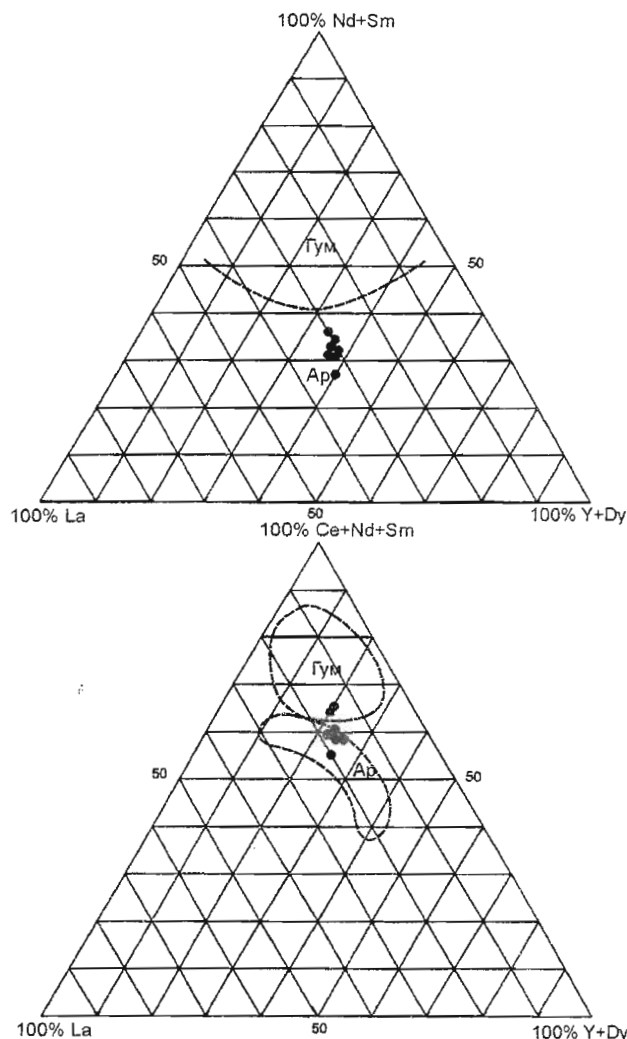


Рис. 5. Расположение фигуративных точек фосфоритов месторождения на диаграммах La–(Nd+Sm)–(Y+Dy), La–(Ce+Nd+Sm)–(Y+Dy) [10, 11, 16]

и воздействию новых порций поступающего на дно осадочного материала, конкреции опускаются ниже геохимически активного слоя, дальнейшая судьба определяется условиями захоронения. Фосфатные минералы, как более устойчивые образования в зоне гипергенеза [19], менее подвержены вторичным изменениям, в то же время фосфатное вещество, являющееся прекрасным сорбентом, способно концентрировать ряд микроэлементов, отражать изменение физико-химических условий среды осадкообразования [1, 3, 11].

На основании характера распределения микроэлементов фациальные условия образования фосфоритов валанжинского века определяются как мелководно-морские, возможно приуроченные к локальным углублениям дна в обстановке эпиконтинентального морского

бассейна. Климатические условия определяют- ся как семиаридные-семигумидные.

Предположение о таких условиях образования фосфоритов согласуется с рядом ранее проведенных исследований [7, 15, 18, 29, 30, 31], предполагающих аридизацию климата в меловой период на территории Восточно-Европейской платформы. Авторами подчеркивается, что наиболее противоречивые палеоклиматические реконструкции на границе раннего-позднего мела и особенно для позднего мела, осложняющиеся фактором развития эвстатической трансгрессии глобального масштаба. Подтверждением изменения климата в мелу является совпадение эпох фосфатообразования со сменой субтропического климата на аридный, пустынный [21].

ВЫВОДЫ

Фосфатообразование в пределах Вятско-Камской антеклизы в течение валанжинского века происходило в обстановке эпиконтинентального мелководно-морского бассейна с локальными углублениями дна, в условиях семиаридного-семигумидного климата.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Балашов Ю.А.* Геохимия редкоземельных элементов / Ю. А. Балашов. — М.: Наука, 1976. — 268 с.
2. *Балашов Ю.А.* Изотопно-геохимическая эволюция мантии и коры Земли / Ю. А. Балашов. — М.: Наука, 1985. — 224 с.
3. *Батулин Г.Н.* Ассоциация химических элементов в современных фосфатных осадках / Г. Н. Батулин, И. Г. Юшина // Проблемы литологии, геохимии и рудообразования осадочного процесса. Материалы к 1-му Всероссийскому литологическому совещанию, Москва. — Т. 1. — М.: GEOS, 2000. С. 83—88.
4. *Батулин Г.Н.* О глубине формирования фосфоритов на подводных горах океана / Г. Н. Батулин. // Доклады Академии Наук. — 1999. — Т. 364. — № 2. — С. 245—250.
5. *Блисковский В.З.* Вещественный состав и обогатимость фосфоритовых руд / В. З. Блисковский. — М.: Недра, 1983. — 200 с.
6. *Бутузова Г.Ю.* Гидротермально-осадочное рудообразование в рифтовой зоне Красного моря / Г. Ю. Бутузова. — М.: GEOS, 1998. — 312 с. — (Тр. ГИН РАН; Вып. 508).
7. *Голенкин М.И.* Победители в борьбе за существование. Исследование причин и условий завоевания Земли покрытосеменными растениями в середине мелового периода / М. И. Голенкин. — М.: Госиздат. 1927. — 101 с.
8. *Горбачев О.В.* Редкие земли в фосфатно-углеродистых отложениях как индикатор палеофациальных условий / О. В. Горбачев, А. А. Аббясов, Н. Н. Чистякова // Литология и полез. ископаемые — № 4. — 1993. — С. 121—125.
9. *Ильин А.В.* Геохимия редкоземельных элементов мезозойских фосфоритов Восточно-Европейской платформы и некоторые проблемы фосфогенеза / А. В. Ильин // Геохимия. 1998. № 6. — С. 560—567.
10. *Казаков Г.А.* Глаукониты как показатели геохимических условий формирования осадочных пород / Г. А. Казаков // Геохимия. 1983. — № 12. — С. 1670—1680.
11. *Казаков Г.А.* Глаукониты как показатели климатических условий литогенеза / Г. А. Казаков, Ю. А. Балашов, Р. Х. Братишко // Геохимия. 1976. — № 5. — С. 758—764.
12. *Карпова М.И.* Состав и генезис мезозойских фосфоритов востока Русской платформы / М. И. Карпова. — М.: Наука. 1982. — 128 с.
13. *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 Всероссийского литологического совещания. Москва. — М.: Изд-во Моск. ун-та. 2003. — С. 228—231.
14. *Мигдисов А.А.* Распространенность редкоземельных элементов в главных литологических типах пород осадочного чехла Русской платформы / А. А. Мигдисов, Ю. А. Балашов, И. В. Шарков, О. Г. Шерстеников, А. Б. Ронов // Геохимия. — № 6. — 1994. — С. 789—803.
15. *Найдин Д.П.* Меловой период. Палеография и палеоокеанология / Д. П. Найдин, В. П. Похилайнен, Ю. И. Кац, В. А. Красилов. — М.: Наука, 1986. — 262 с.
16. *Ронов А.Б.* Геохимия редкоземельных элементов в осадочном цикле / А. Б. Ронов, Ю. А. Балашов, А. А. Мигдисов // Геохимия. 1967. — № 1. — С. 3—19.
17. *Савко А.Д.* Фосфориты Центрально-Черноземного района России / А. Д. Савко, В. И. Беляев, С. В. Мануковский. — Воронеж: ВорГУ, 1994. — 184 с.
18. *Синицын В.М.* Древние климаты Евразии. Ч. 2. Мезозой / В. М. Синицын. — Л.: Изд-во Ленинградского ун-та, 1966. — 167 с.
19. *Стряпков А.В.* Сорбция скандия и РЗЭ как причина их накопления в корах выветривания / А. В. Стряпков // Геохимия. — № 9. — 1997. — С. 930—936.
20. *Тейлор С.Р.* Континентальная кора: ее состав и эволюция / С. Р. Тейлор, С. М. Мак-Леннан. — М.: Мир, 1988. — 384 с.

21. Шатагин Н.Н. Палеогеография фосфоритов Москвы // Н. Н. Шатагин, М. Иранманеш. — VII Международная конференция «Новые идеи в науках о земле»: Материалы докладов. Т. 1. — М.: КДУ, 2005. — С. 106.
22. Шатров В.А. Новые данные по распределению редкоземельных и малых элементов в сеноманских фосфоритах Воронежской антеклизы / В. А. Шатров, Г. В. Войцеховский, А. Н. Зеленская // Вестн. Воронеж. ун-та. Сер. геол. — 2000. — № 3(9). — С. 95—101.
23. 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.
24. Шатров В.А. Редкоземельные элементы как индикаторы условий образования метаосадочных пород нижнего протерозоя / В. А. Шатров // Доклады Академии Наук. — 2004-а. — Т. 397. — № 3. — С. 396—399.
25. Шатров В.А. Фациальные обстановки образования железистых кварцитов КМА: геохимические реконструкции / В. А. Шатров, В. И. Сиротин, Ю. Ю. Бугельский, и др. — Известия Высших учебных заведений. Геология и разведка. — 2005. — № 5. — С.
26. Школьник Э.Л. Природа фосфатных зерен и фосфоритов крупнейших бассейнов мира / Э. Л. Школьник, Тан Тяньфу, Э. А. Еганов и др. — Владивосток: Дальнаука, 1999. — 207 с.
27. Школьник Э.Л. Типизация фосфатных желваков и ассоциированных фосфатных фрагментов Восточно-Европейской платформы, их сравнение с современными и некоторыми разновозрастными аналогами (по результатам электронно-микроскопического изучения) / Э. Л. Школьник, Е. А. Жегалло, С. Ю. Маленкина, А. Д. Савко и др. — Учебное пособие. Воронеж, 2004. — 79 с. — (Тр. НИИ геологии ВГУ; Вып. 27).
28. Юдович Я.Э. Региональная геохимия осадочных толщ / Я. Э. Юдович. — Л.: Наука, 1981. — 278 с.
29. Frakes L.A. Climates throughout geologic past. — Elsevier. 1979. — 310 p.
30. Hancock J.M. The petrology of the chalk / Proc. Geol. Assoc., 1975. V. 86. № 4. — P. 499—535.
31. Hancock J.M. The significance of Maurice Black's work on the chalk / Occas. Publ. Yorkshire Geol. Soc. 1980. № 5. — P. 86—97.