УДК 549.2

ПОЛИКОМПОНЕНТНЫЕ КАРБОНАТНЫЕ КОНКРЕЦИИ НОВОГО ТИПА И ИХ ПРОИСХОЖДЕНИЕ

А.Т. Расулов
Институт геологии и геохимии УрО РАН
620151, г. Екатеринбург, Почтовый пер., 7
E-mail: rasulov@igg.uran.ru
Поступила в редакцию 10 марта 2005 г.

В угленосных отложениях Урала распространены неоднородные по вещественному составу поликомпонентные карбонатные конкреции. Слагающие их минералы различны по pH-условиям осаждения, но в то же время образуют парагенезисы, трудно объяснимые на основе существующих представлений о механизме формирования конкреций. Данные, полученные в результате изучения конкреций сложного состава из различных угленосных бассейнов Северного и Южного Урала, позволяют сделать вывод о синтезе карбонатных минералов бактериями.
Ключевые слова: *карбонаты, конкреции, минеральные парагенезисы, изотопы углерода, микроорганизмы.*

A NEW TYPE OF MIXEDCARBONATE CONCRETIONS AND THEIR ORIGIN

A.T. Rasulov
Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of RAS

Mixed carbonate concretions are common in coal-bearing deposits from the Urals. The study shows that calcite, siderite and dolomite occur in them in different combination, but together without any zonality in distribution, which is not provided by assumption applied to concretions origin at present. The proposal is suggested that such kind of paragenesis may be due to mineral precipitation by biosynthetic way.
Key words: *carbonate, concretions, mineral paragenesis, carbon isotopes, micro-organisms.*

Изучение конкреционных карбонатов обычно сопровождается поиском новых и уточнением известных геологических и геохимических факторов, причастных к формированию их вещественного состава [Зарицкий, 1991; Юдович и др., 1998; Кулешов, Беляев, 1999; Albani et al., 2001; Hudson et al., 2001; Bhattacharya et al., 2002; Raiswell et al., 2002; Леин, 2004, и др.]. Сбор, накопление и обработка соответствующей информации происходит, однако, преимущественно по мономинеральным конкрециям, в то время как их поликомпонентные аналоги довольно часто рассматриваются вскользь, а имеющиеся по ним сведения [Галимов, Грин, 1968; Зарицкий, 1971; Zodrow, Cleal, 1999; Кулешов, Гаврилов, 2001] пропускаются при создании модельных схем конкрециеобразования. Предлагаемая статья направлена на уменьшение этой диспропорции, в ней предметом обсуждения являются формы проявления и проблемы формирования карбонатных парагенезисов в конкрециях.

Исходный материал, методика и результаты исследований

В данной статье изложены материалы изучения карбонатных конкреций из разрезов Печорского, Челябинского и Северо-Сосьвинского угленосных бассейнов, соответственно пермского, триасового и юрского возраста. Все они разнообразны по морфологии, размерам и химическому составу (табл. 1, 2, рис. 1). Отложения, вмещающие изученные конкреции –

Таблица 1

Исследованные карбонатные конкреции

№ обр.	Место отбора /индекс возраста/ фация вмещающей толщи	Форма /размер, см
1	Печорский бассейн, Интинское месторождение угля, скважина № 2405, глубина 173 м /P/ бассейново-болотная	Округлая /6 × 8
2	Там же, скважина № 2279, глубина 224 м /P/ бассейновая	Овальная /5 × 11
3	Северо-Сосьвинский бассейн, Люльинское месторождение угля, скважина 4128, глубина 267 м /J/ озерная	Линзовидная /3 × 9
4	Челябинский бассейн, Кичигинский угленосный район, Седьмой карьер /T/ озерно-болотная	Окаменелый ствол, линзообразный в поперечнике /13 × 6
5	Там же, Коркинский карьер /T/ озерно-болотная.	То же самое /12 × 7

Таблица 2

Химический состав по валовым пробам

№обр	Компоненты в мас. %								Содержание в пересчете на 100 %			
	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	CO_2	п.п.п.	Нерастворимый остаток	$CaCO_3$	$FeCO_3$	$MgCO_3$	$MnCO_3$
1	2,15	12,65	0,38	2,75	17,74	25,74	32,01	32,17	55,85	31,09	12,11	0,93
2	1,38	35,22	0,46	4,10	6,06	27,63	33,35	18,6	15,24	69,40	14,45	0,90
3	4,05	14,23	0,37	2,17	19,04	26,79	31,11	29,11	56,86	33,18	9,07	0,87
4	2,12	31,16	0,39	6,30	10,26	26,65	31,08	18,05	23,49	55,72	20,07	0,69
5	2,85	1,96	0,14	6,67	37,95	32,30	38,90	11,21	77,57	3,11	19,09	0,21

темно-серые аргиллиты, мелко- и среднезернистые алевролиты, судя по структурным и текстурным признакам, принадлежат к озерным и прибрежно-морским фациям.

Анализы по определению структуры, текстуры, состава образцов и пространственного распределения в них минералов проводились с помощью рентгеновской дифрактометрии, инфракрасной спектроскопии, оптической и электронной микроскопии. При этом были использованы пробы, отобранные из различных частей конкреций, предварительно распиленных по короткой оси.

Структура карбонатов, слагающих конкреции и заполняющих межклеточное пространство в псевдоморфозах по древесным стволам, пелитоморфная, криптокристаллическая (рис. 2). По параметрам рефлексов на дифрактограммах (табл. 3) и частот полос поглощения в инфракрас-

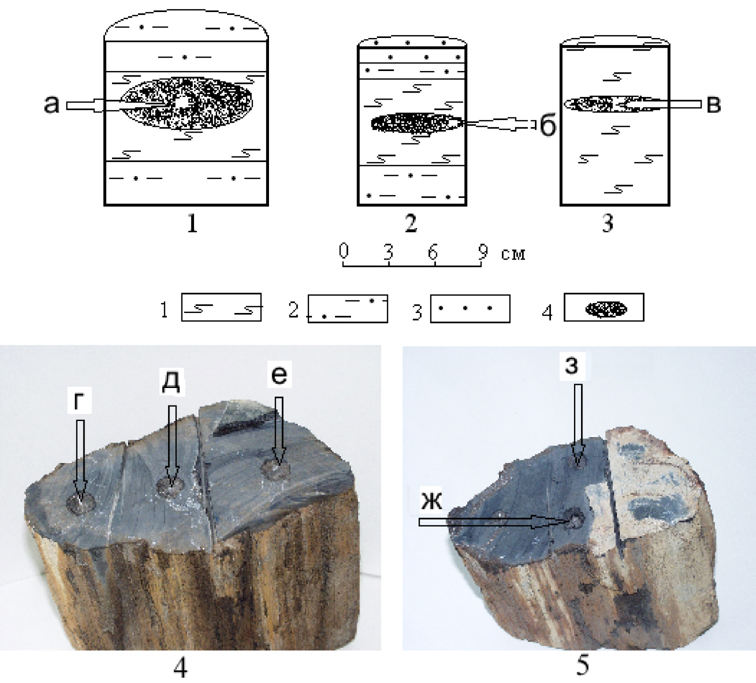

Рис. 1. Изученные образцы пород и схема их точечного опробования.

Места отбора образцов указаны в табл. 1. 1-3 – карбонатные конкреции из керна скважин, 4, 5 – древесные стволы. Условные обозначения: 1 – аргиллиты, 2 – алевролиты, 3 – песчаники, 4 – конкреции.

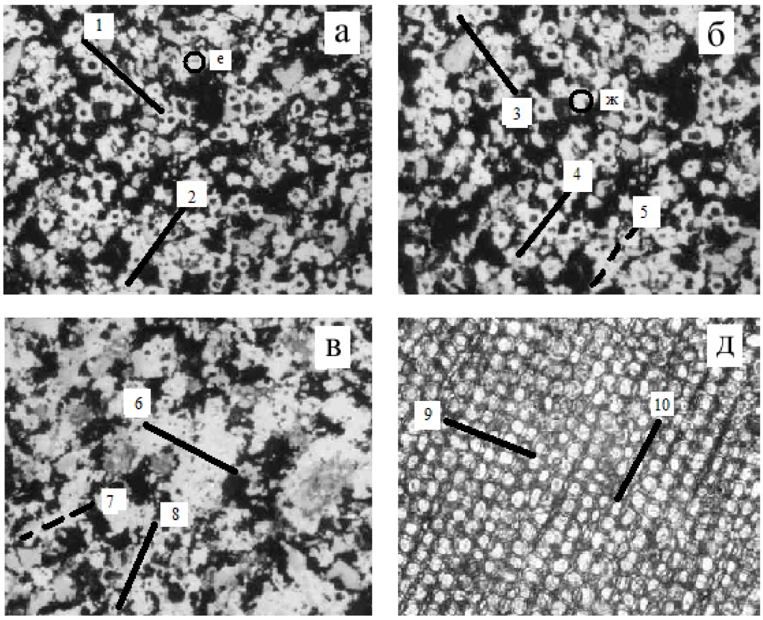

Рис. 2. Структура минерала, слагающего конкреции в пределах макроучастков а, б, в, д (рис. 1).

Сплошными линиями обозначены профили сканирования на микроанализаторе JXA-5, пунктирными – на растровом электронном микроскопе JSM-U3, кружками – микроучастки изучения ультраструктуры агрегатов. Ув. ×80.

ных спектрах (табл. 4) установлены минералы и их содержание в точках опробования (табл. 5).

При электронной микроскопии конкреций в качестве эталона использовались доломит и сидерит. Концентрации Ca, Mg и Fe фиксировались через каждые 10 сек. при непрерывном движении образца на микроанализаторе JXA-5 со скоростью 50 мкм/мин. По результатам измерений составлены графики (рис. 3).

Таблица 3

Рефлексы на дифрактограммах

№ образца							
1	2	3	4			5	
Точка опробования (см. рис. 1)							
а	б	в	г	д	е	ж	з
Рефлексы/интенсивность, d X/I							
4,25/4	3,70/1	4,24/3	7,10/2	4,23/1	4,04/1	3,70/2	4,04/1
3,62/1	3,62/1	3,83/2	3,82/1	3,83/1	3,82/1	3,34/1	3,83/1
3,55/2	3,34/2	3,34/4	3,70/1	3,69/1	3,70/2	3,02/4	3,70/3
3,34/4	2,89/8	3,01/6	3,34/2	3,60/3	3,58/1	2,88/8	3,34/2
3,02/8	2,81/8	2,82/8	3,03/6	3,34/1	3,34/1	2,67/2	3,02/8
2,83/6	2,56/1	2,48/2	2,89/8	3,02/6	3,02/6	2,40/3	2,88/8
2,48/3	2,48/1	2,46/2	2,82/6	2,88/8	2,88/8	2,19/5	2,68/2
2,45/2	2,45/1	2,36/2	2,60/2	2,82/6	2,81/4	2,07/1	2,54/1
2,34/2	2,40/1	2,27/1	2,48/1	2,67/2	2,67/1	2,01/3	2,48/1
2,27/1	2,36/2	2,14/4	2,40/2	2,47/3	2,53/1	1,85/1	2,41/1
2,13/3	2,27/1	2,08/1	2,36/2	2,40/1	2,47/1	1,79/4	2,28/2
1,96/2	2,19/2	1,90/1	2,76/1	2,35/2	2,40/3	1,56/1	2,28/2
1,90/1	2,14/3	1,96/3	2,19/3	2,27/2	2,35/1	1,54/2	2,20/6
1,86/1	1,81/2	1,74/2	2,14/1	2,19/3	2,28/2	1,49/1	2,09/2
1,74/2	1,72/2	1,51/1	2,08/1	2,14/2	2,19/2	1,46/2	2,02/4
1,51/2	1,97/1	1,54/2	2,01/2	2,08/1	2,14/1		1,91/2
	1,90/3		1,97/2	2,01/1	2,07/1		1,86/1
	1,80/1		1,90/2	1,97/2	2,01/3		1,85/1
	1,74/2		1,80/3	1,90/2	1,97/1		1,78/4
	1,54/2		1,74/2	1,86/1	1,90/1		1,56/1
			1,54/1	1,81/2	1,86/1		1,54/2
			1,51/1	1,79/2	1,79/3		1,46/2
				1,78/2	1,74/1		1,43/1
				1,74/2	1,54/2		1,39/2
				1,53/1	1,51/1		
				1,43/1	1,46/1		
					1,43/1		

Таблица 4

Частоты полос поглощения в инфракрасных спектрах проб

Точки опробования	Параметры частоты полос поглощения, $см^{-1}$		
	$\acute{\upsilon}_4$	$\acute{\upsilon}_2$	$\acute{\upsilon}_3$
а	718 > 740	879	1432
б	730 < 740	871	1426
в	718 < 740	871	1427
г	718 > 730 > 740	881	1438
д	718 > 730 > 740	883	1435
е	718 > 730 > 740	880	1436
ж	718 < 730	878	1440
з	718 > 730	879	1439

Таблица 5

Фазово-минеральный состав и содержание карбонатов в точках опробования

Точки опробования	Карбонатная составляющая, вес. % (по данным дифрактометрии и ИК спектроскопии)		
	Доломит	Кальцит	Сидерит
а	–	50	30
б	35	–	50
в	–	35	70
г	19	42	14
д	20	50	10
е	20	50	15
ж	75	10	–
з	30	50	–

Сканирование полировок на растровом электронном микроскопе JSM-U3 проводилось в течение 100 сек. с регистрацией микродифракции на фотопленке (рис. 4).

Фазовый анализ показывает совместное нахождение в любой точке конкреции двух, иногда трех карбонатов – кальцита, сидерита и доломита (таблицы 3-5), распределение которых чрезвычайно неравномерное (рис. 3, 4). Даже в пределах микроучастка (100 мкм) можно наблюдать самые различные варианты взаимоотношений карбонатных минералов. Некоторый порядок имеет место лишь в псевдоморфозах по древесным стволам, где нередко наблюдается преобладание карбонатов железа внутри клеток растительных тканей, а кальция и магния – в стенках этих клеток.

Кажущиеся пелитоморфными сферические образования (рис. 2а,б,в) при большом увеличении обнаруживают зернистую структуру (рис. 5). Пока нет технической возможности осуществить анализ каждого из зерен, но наблюдаемая картина наводит на мысль о том, что в конкрециях смешанного состава мельчайшие частицы различных карбонатных минералов, вероятно, имеют повсеместное, но неравномерное по плотности распространение. Содержание отдельных карбонатных минералов конкреций варьирует в широких пределах, но всегда присутствует весь набор (рис. 3, 4). Например, в точках максимального развития сидерита отмечается, хотя бы в незначительных количествах, $CaCO_3$ и $MgCO_3$. Увеличение концентрации $FeCO_3$ сопровождается уменьшением $CaCO_3$ и $MgCO_3$. Колебания содержаний магния и кальция в доломитах коррелируют между собой, а железо ведет себя в значительной степени самостоятельно. Это явление почти универсальное и указывает на то, что сидериты не магнезиальные, а доломиты не железистые. Обратная картина допускается для конкреций ряда других регионов [Зарицкий, 1971], правда, на основе пересчета данных химического анализа на миналы, что, однако, чревато ошибками [Юдович, Кетрис, 2000, стр. 44].

Упомянутый парагенезис карбонатных минералов характерен также для псевдоморфоз по древесным стволам, состав которых в отдельных точках близок составу окаменелых стволов Печорского [Юдович и др., 1974] и угольных пачек Донецкого [Зарицкий, 1971] бассейна. Традиционно считается, что образование псевдоморфоз связано с процессом метасоматоза, хотя механизм реализации его представляется весьма проблематичным. В этой связи следует заметить, что реликты растений нередко встречаются и внутри собственно конкреций. Причем вещество этих растений имеет полное сходство с веществом вмещающих конкреций, вплоть до изотопов углерода и кислорода [Расулов, 1991]. Из этого следует, что обсуждаемые псевдоморфозы по древес-

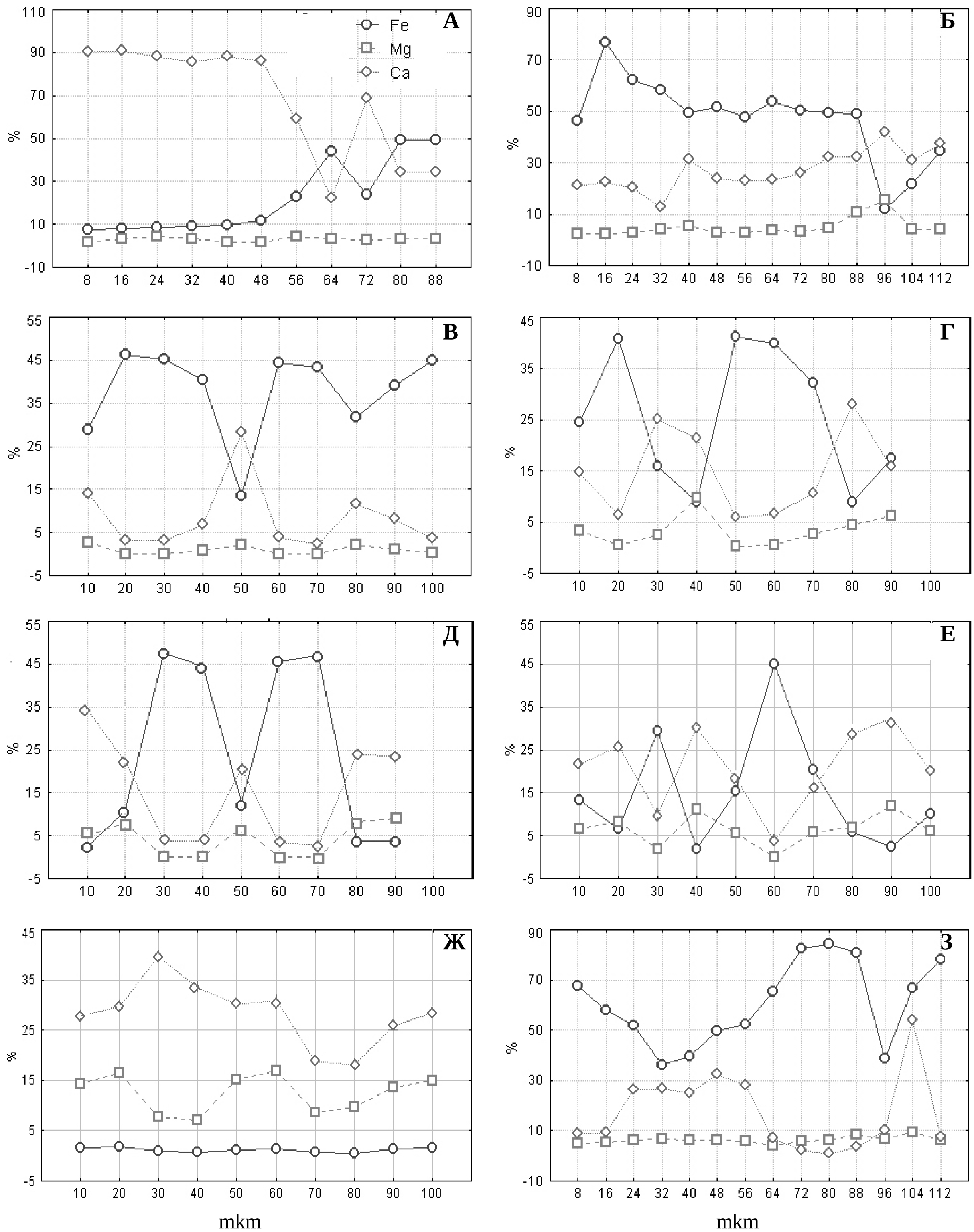

Рис. 3. Вариации содержания карбонатов по профилям JXA-5 сканирования, обозначенным на рис. 2.

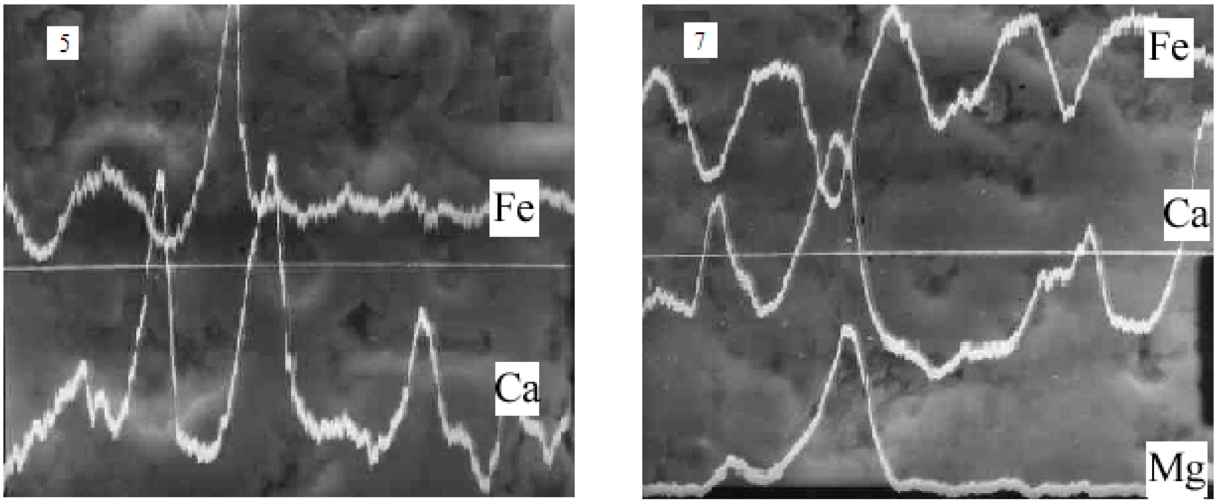

Рис. 4. Вариация содержания карбонатов по профилям JSM-U3 сканирования, обозначенным на рис. 2.

ным стволам скорее всего являются частным случаем конкреций.

Таким образом, поликомпонентные конкреции неоднородны по минеральному составу как на макро- (на расстояние первых сантиметров), так и на микро- (на расстояние микронов) уровне. Распределение карбонатов в них хаотичное, лишено концентрической зонально-

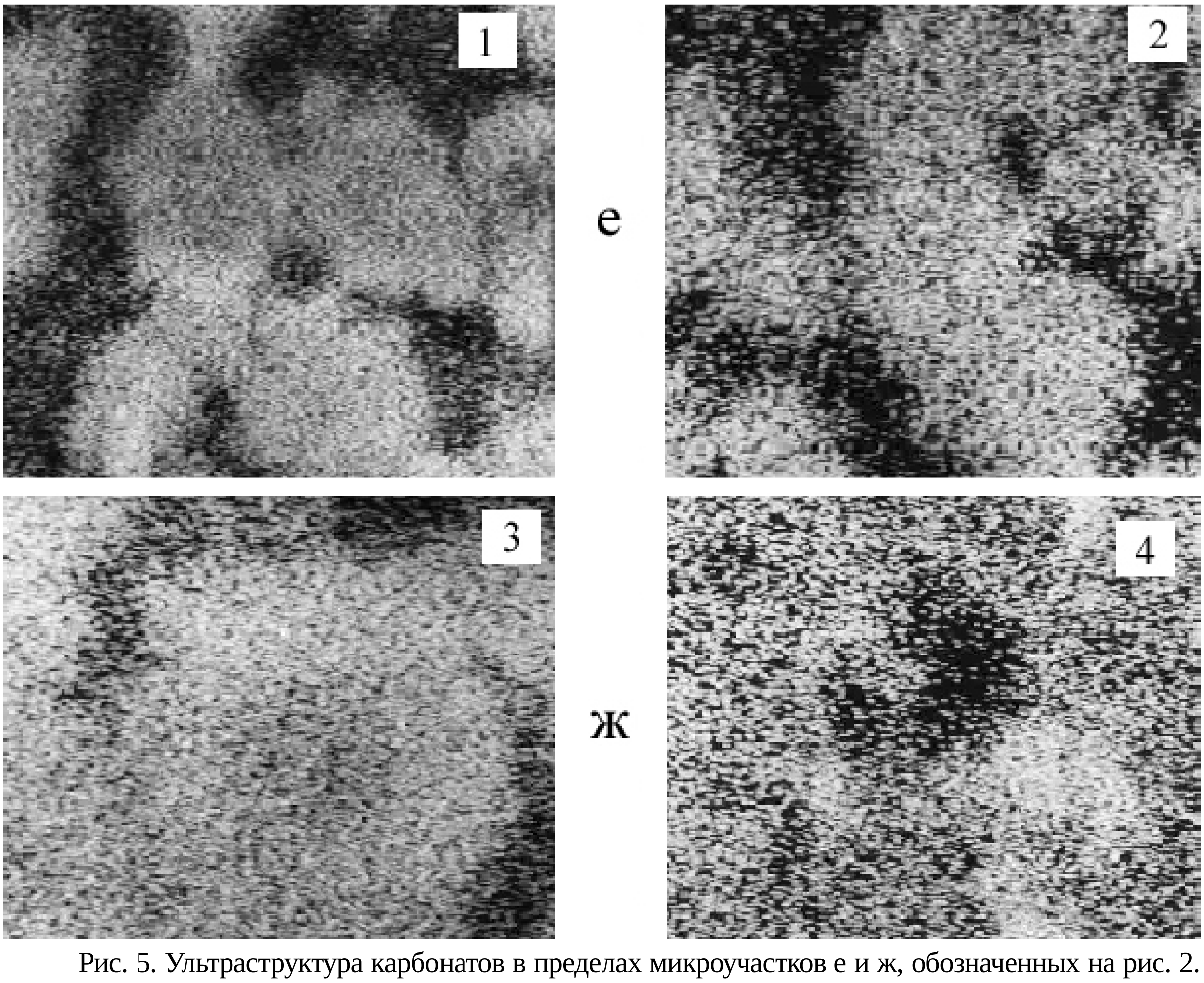

Рис. 5. Ультраструктура карбонатов в пределах микроучастков е и ж, обозначенных на рис. 2. Электронный микроскоп JSM-U3. Ув. ×1000 (1 и 3) и ×1500 (2 и 4).

сти, отмечавшейся ранее в литературе по конкрециям [Галимов, Грин; 1968, Зарицкий, 1971; Гаврилов, 1982]. Складывается впечатление, что формирование минералов, различных по pH-условиям осаждения, в теле конкреций происходило примерно синхронно.

По вопросу происхождения карбонатов конкреций нет единого мнения. Одни исследователи [Страхов, 1962; Македонов, Зарицкий, 1977; Зарицкий, 1991, и др.] относят их к продуктам, возникшим химическим путем, а другие [Raiswell, 1976; Coleman, Raiswell, 1981; Stocks-Fischer et al., 1999; Леин, 2004] – биохимическим. Существует также третья версия, предполагающая, что состав карбонатов конкреций зависит от уровня глубины захоронения отложений, в которых они (конкреции) формируются [Mozley, Burns, 1991; Mozley, Wersin, 1992; Coleman, 1993]. Здесь необходимо небольшое отступление, что позволит легче понять суть предложенной версии. Ее авторы (да и не только они) полагают, что осадок имеет всего лишь одну стадию конкрециеобразования, которая наступает сразу же после отделения его от придонной воды. Процессом управляет биогенный углекислый газ, точнее его изотопно-углеродные разности, которые, судя по современным морям и океанам [Claypool, Kaplan, 1974; Hesse, 1990], обнаруживают зональность распространения в поровых водах. Генерация CO_2 с отрицательным знаком $d^{13}C$ происходит выше, положительным – ниже линии, проходящей приблизительно по подошве зоны свободного доступа сульфатов придонных вод. Карбонаты, образующиеся в этих двух зонах, различаются не только по изотопному, но и по минеральному составу. В зоне с кислотой, обедненной ^{13}C формируется преимущественно кальцит, обогащенной – сидерит и доломит. Исходя из этого, авторы модели приходят к выводу о связи состава конкреций с глубиной их формирования. С этим согласуются и статистические данные.

Первый из перечисленных выше путей позволяет объяснить происхождение концентрически-зональных стяжений с железистым ядром и доломитовой или кальцитовой оболочкой. Для таких конкреций исключается совместное осаждение и обратный порядок распределения карбонатов (обогащение железом в центробежном направлении). Второй путь применим к формированию конкреций, представленных преимущественно кальцитом. Состояния насыщения по $CaCO_3$ поровые растворы достигают локально, в изолированных точках илов, посредством редукции сульфатов или разложения белковых соединений органического вещества. То есть, рост конкреций происходит без перераспределения или центростремительно направленной диффузии конкрециеобразователя к местам выпадения [Македонов, 1973]. Третий путь предполагает для осадка, в котором осаждаются поликарбонатные конкреции, постседиментационные колебательные подвижки между зонами распространения поровых вод с «легким» и «тяжелым» изотопами углерода CO_2. Но надо иметь в виду, что конкреции образуются за весьма короткое время [Pye et al., 1990; Al-Agha et al., 1995; Adshead, 1996; Леин, 2004; Щербов, Страховенко, 2004], явно недостаточное для того, чтобы в течение времени формирования отдельной конкреции могли заметно колебаться скорости осадконакопления и даже для того, чтобы конкреция могла оказаться глубоко погруженной, в том числе в условиях лавинной седиментации [Лисицын, 1991].

Итак, в рамках описанных представлений, трудно объяснить форму распределения карбонатов в изученных конкрециях. Ряд исследователей [Beveridge, Fyfe, 1985; Лапо, 1987; Beveridge, 1989; Shultze-Lam et al., 1995; Fortin et al, 1997; Braissant et al., 2004, и др.] допускают возможность синтеза минералов микроорганизмами. Такой механизм наилучшим образом объясняет все особенности конкреционного карбонатообразования, которое, возможно, развивается по следующему сценарию [Rasulov, 1995]. В отдельных точках свежевыпавшего осадка вокруг отмерших организмов или растительных остатков возникают различные органотрофные бактериальные колонии. При наличии в среде пищи, с этих точек начинается размножение бактерий, реализующееся нередко в виде концентрических колец (способ роста бактериальных колоний) [Вернадский, 1989]. В течение жизни они, поглощая и расщепляя органоминеральные комплексы, освобождают ионы Fe^{+2}, Ca^{+2} и Mg^{+2}, которые, войдя во взаимодействие с анионом CO^{-} клеточной стенки, осаждаются в цитоплазматической мембране, ядре и вакуолях в форме солей карбонатов. Разнообразие состава и масса последних определяются запасами металлоорганических соединений, образующих вместе с утилизирующими их микроорганизмами биокосную систему среды. Пестрота и изобилие хелатов являются характерной чертой бассейнов накопления богатых ОВ отложений, поэтому преимущественное проявление карбонатного парагенезиса в конкрециях из угленосных толщ вряд ли нуждается в комментариях.

Список литературы

Вернадский В.И. Биосфера и ноосфера. М.: Наука, 1989. 261 с.

Гаврилов Ю.О. Диагенетические преобразования в глинистых отложениях. М.: Наука. 1982. 100 с.

Галимов Э.М., Грин Ю.П. Изменение изотопного состава углерода в процессе образования карбонатных конкреций // Геохимия. 1968. № 2. С. 228-233.

Зарицкий П.В. Минералогия и геохимия диагенеза угленосных отложений. Харьков: Харьковский госуниверситет, 1971. 176 с.

Зарицкий П.В. Геохимия литогенеза и основы конкреционного анализа. Харьков, 1991. 109 с.

Кулешов В.Н., Беляев А.А. Происхождение карбонатных марганецсодержащих конкреций в палеозойских отложениях Пай-Хоя (по изотопным данным углерода) // Литология и полез. ископаемые. 1999. № 3. С. 252-261.

Кулешов В.Н., Гаврилов Ю.О. Изотопный состав ($d^{13}C$ и $d^{18}O$) карбонатных конкреций из терригенных отложений Северного Кавказа // Литология и полез. ископаемые. 2001. № 2. С. 187-190.

Лапо А.В. Следы былых биосфер. М:. Знание, 1987. 207 с.

Леин А.Ю. Аутигенное карбонатообразование в океане // Литология и полез. ископаемые. 2004. № 1. С. 1-35.

Лисицын А.П. Процессы терригенной седиментации в морях и океанах. М.: Наука, 1991. 271 с.

Македонов А.В. Конкреции глинистых пород // Фациальные типы глинистых пород. Л.: Недра, 1973. С. 96-132.

Македонов А.В., Зарицкий П.В. Конкрециеобразование и стадийность литогенеза // Конкреции и конкреционный анализ. М.: Наука, 1977. С. 5-17.

Расулов А.Т. Карбонатные конкреции терригенных толщ верхнего палеозоя и нижнего мезозоя Урала. Свердловск: ИГГ УрО АН СССР, 1991. 95 с.

Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. Т. II. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 573 с.

Щербов Б.Л., Страховенко В.Д. Геохимия конкреций из донных отложений искусственного пруда // Докл. РАН. 2004. Т. 397. № 5. С. 680-684.

Юдович Я.Э., Корельский В.П., Кыштымова Л.Т., Степанов Ю.В. Особенности химического состава минерализованных ископаемых пней из угольного пласта i_4 Печорского бассейна // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1974. № 11. С. 112-116.

Юдович Я.Э., Беляев А.А., Кетрис М.П. Геохимия и рудогенез черных сланцев Пай-Хоя. Л.: Наука, 1998. 366 с.

Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 479 с.

Adshead J.D. Stable isotopes, ^{14}C dating and geochemical characteristics of carbonate nodules and sediment from an active vent field, northern Juan de Fuca Ridge, northeast Pacific // Chem. Geol. 1996. V. 129. P. 133-152.

Al-Agha M.R., Burley S.D., Curtis C.D., Esson J. Complex cementation textures and authigenic mineral assemblages in Recent concretions from the Lincolnshire Wash (east coast, UK) driven by Fe (0) to Fe (II) oxidation // J. Geol. Soc. 1995. V. 152. P. 157-171.

Albani A.E., Vachard D., Kuhnt W. , Thurows J. The role of diagenetic carbonate concretions in the preservation of the original sedimentary record // Sedimentology. 2001. V. 48. P. 875-886.

Beveridge T.J. Role of cellular design in bacterial metal accumulation and mineralization // Ann. Rev. Microbiol. 1989. V. 43. P. 147-171.

Beveridge T.J., Fyfe W.S. Metal fixation by bacterial cell walls // Canadian J. Earth Sci. 1985. V. 22. P. 1893-1898.

Bhattacharya S.K., Ghosh P., Chakrabarti A. Isotopic analysis of Permo-Carboniferous Talchir sediments from East-Central India: signature of glacial meltwater lakes // Chem. Geol. 2002. V. 188. P. 261-274.

Braissant O., Cailleau G., Aragno M., Verrecchia E.P. Biologically induced mineralization in the tree *Milicia Excelsa* (Moraceae): its causes and consequences to the environment // Geobiology. 2004. V. 2. № 1. P. 59-66.

Claypool G.E. and Kaplan I.R. The origin and distribution of methane in marine sediments // Natural gases in marine sediments. N.-Y., London: Plenum Press, 1974. P.97-139.

Coleman M.L., Raiswell R. Carbon, oxygen and sulphur isotope variations in concretions from the Upper Lias of NE England // Geochem. Cosmochem. Acta. 1981. V. 45. P. 329-341.

Coleman M.L. Microbial processes: Controls on the shape and compositon of carbonate concretions // Marine Geol. 1993. V. 113. P. 127-140.

Fortin D., Ferris F.G., Beveridge T.J. Surface-mediated mineral development by bacteria // Reviews in mineralogy. 1997. V. 35. P. 161-180.

Hesse R. Early diagenetic pore water/sediment interaction // Modern offshore basins: Diagenesis. Geoscience Canada Reprint series. 1990. № 4. P. 277-316.

Hudson J.D., Coleman M.L., Barreiro B.A., Hollingworth N.T.J. Septarian concretions from the Oxford clay (Jurassic, England, UK): involvement of original marine and multiple external pore fluids // Sedimentology. 2001. V. 48. P. 507-531.

Mozley P.S., Burns S.J. Oxygen and carbon isotopic composition of marine carbonate concretions: an overview // J. Sediment. Petrol. 1991. V. 63. № 1. P. 73-83.

Mozley P.S., Wersin P. Isotopic composition of siderite as an indicator of depositional environment // Geology. 1992. V. 20. P. 817-820.

Pye K., Dickson J.A.D., Schiavon N. et al. Formation of siderite-Mg-calcite-iron sulphide concretions in intertidal marsh and sandflat sediments, north Norfolk, England // Sedimentology. 1990. V. 37. P. 325-343.

Raiswell R. The microbiological formation of carbonate concretions in the Upper Lias of NE England // Chem. geol. 1976. V. 18. P. 227-244.

Raiswell R. Bottrel S. H., Dean S. P. et al. Isotopic constraints on growth conditions of multiphase calcite-pyrite-barite concretions in Carboniferous mudstones // Sedimentology. 2002. V. 49. P. 237-254.

Rasulov A.T. Distribution and origin of diagenetic carbonates // Zbl. Geol. Palaont. 1995. Teil 1, (1/2). S. 357-362.

Shultze-Lam S., Fortin D., Davis B.S., Beveridge T.J. Mineralization of bacterial surfaces // Chem. Geol. 1995. V. 132. P. 171-181.

Stocks-Fischer Sh., Galinat J.K., Bang S.S. Microbiological precipitation of $CaCO_3$ // Soil Biology and Biochemistry. 1999. V. 31. P. 1563-1571.

Zodrow E.L., Cleal Ch.J. Anatomically preserved plants in siderite concretions in the shale split of the Foord Seam: mineralogy, geochemistry, genesis (Upper Carboniferous, Canada) // Int. J. Coal Geol. 1999. V. 41. P. 371-393.

Рецензенты доктор геол.-мин. наук Г.А. Мизенс,
доктор геол.-мин. наук Э.Я. Юдович