

ИЗОТОПЫ УГЛЕРОДА И КИСЛОРОДА В ОТЛОЖЕНИЯХ ФРАН-ФАМЕНСКОГО РАЗРЕЗА КУЗНЕЦКОГО БАССЕЙНА (юг Западной Сибири)

О.П. Изох, Н.Г. Изох*, В.А. Пономарчук, Д.В. Семенова

Институт геологии и минералогии СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Коптюга, 3, Россия

** Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Коптюга, 3, Россия*

Впервые предпринято детальное изотопно-геохимическое исследование карбонатных отложений в стратотипическом разрезе нижнего фамена Северо-Западного Кузбасса (Косой Утес), который в позднедевонское время располагался в средних широтах Северного полушария. Построены вариационные кривые $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$, $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ и $\delta^{18}\text{O}$ для отложений нижнефаменского интервала Северо-Западного Кузбасса. Проведены геохимическое и петрографическое исследования карбонатов, которые позволили выявить образцы, подвергшиеся постседиментационным преобразованиям, и исключить их из дальнейшей интерпретации. Разрез Косой Утес по сравнению с одновозрастными разрезами из других регионов мира характеризуется более высокими $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ значениями, достигающими 5.4 ‰, в то время как в разрезах приэкваториальных областей максимальные значения составляют 4 ‰. Амплитуда изотопного сдвига в изученном разрезе достигает 4.6 ‰, что на 1.5 ‰ выше, чем приводится для других регионов. Значения $\delta^{18}\text{O}$ в целом на 3 ‰ ниже, чем в одновозрастных разрезах мира. Полученные результаты показывают, что характер изменения $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ трендов отличается от таковых одновозрастных разрезов, которые располагались в экваториальных областях. Большая амплитуда сдвига и высокие максимальные $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ значения в разрезе Косой Утес обусловлены мелководными обстановками карбонатакопления на шельфе Сибирского континента и, возможно, более низкими температурами вод в средних широтах по сравнению с экваториальными областями.

Изотопы, углерод, кислород, карбонаты, фаменский ярус, верхний девон, Северо-Западный Кузбасс.

CARBON AND OXYGEN ISOTOPES IN THE FRASNIAN-FAMENNIAN SECTION OF THE KUZNETSK BASIN (southern West Siberia)

O.P. Izokh, N.G. Izokh, V.A. Ponomarchuk, and D.V. Semenova

The first detailed isotope-geochemical study of carbonate deposits has been performed in the Lower Famennian stratotype section of the northwestern Kuznetsk Basin (Kosoi Utyos), which was localized in the middle latitudes of the Northern Hemisphere in the Late Devonian. The $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$, $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$, and $\delta^{18}\text{O}$ variation curves were constructed for the section deposits. Geochemical and petrographic studies of carbonates allowed allocation of samples that underwent postsedimentation alteration and their exclusion of from further interpretation. Compared with coeval sections in the other world's regions, the Kosoi Utyos section has higher $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ values, up to 5.4 ‰, whereas the maximum value in subequatorial area sections is 4 ‰. The isotope shift amplitude of the studied section reaches 4.6 ‰, which is 1.5 ‰ higher than those in other regions. The $\delta^{18}\text{O}$ values are 3 ‰ lower than the ones of the world's coeval sections. The results obtained show that the $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ variation trends differ from those of coeval subequatorial sections. The high shift amplitude and maximum $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ values in the Kosoi Utyos section are due to shallow-water carbonate sedimentation environments on the Siberian continental shelf and, probably, the lower temperatures of waters in the middle latitudes as compared with the subequatorial areas.

Isotopes, carbon, oxygen, carbonates, Famennian Stage, Upper Devonian, northwestern Kuznetsk Basin

ВВЕДЕНИЕ

Одним из основных направлений в изотопной геохимии осадочных пород является изучение изменения изотопного состава углерода и кислорода в древних океанах. Наиболее широко вариации изотопного состава углерода используются при расчленении и корреляции докембрийских отложений [Knoll et al., 1986; Melezhik et al., 2001, 2008; Семихатов и др., 2004; Хабаров, Пономарчук, 2005; Кузнецов и др., 2006; Покровский и др., 2006; и др.], где возможности традиционных палеонтологических методов ограничены.

Изотопно-геохимические данные применяются при исследовании интервалов эволюции осадочной оболочки Земли, связанных с биотическими кризисами. Всего в фанерозойской истории Земли произошли пять глобальных биотических событий первого порядка. Они приурочены к границам ордовика—силура (O—S), франского и фаменского ярусов верхнего девона (F—F (D₃)), перми—триаса (P—T),

Рис. 1. Географическая карта России с местоположением района исследований (Кузнецкий бассейн).



триаса—юры (Т—J), мела и палеогена (К—Р) [McLaren, 1970; Веймарн, Корнеева, 2007]. К выявлению причин этих событий привлекаются в первую очередь палеонтологические и седиментологические данные, а во многих случаях и результаты изотопно-геохимических исследований [Holser, 1997; Захаров и др., 2001; Phipps et al., 2004]. Применение изотопных данных обусловлено тем, что резкие отклонения на временном тренде изотопного состава углерода, отражающие перестройки в глобальном углеродном цикле, являются финальным выражением масштабных и быстрых изменений в окружающей среде [Scholle, Arthur, 1980]. Они связаны с изменением интенсивности выветривания, циркуляции глобальных океанических потоков, уровня моря, температуры и климата, периодами повышенного накопления органического вещества, массовым вулканизмом и т.д. [Veizer et al., 1980; Knoll et al., 1986; Kaufman, Knoll, 1995; Hayes et al., 1999; Kump, Arthur, 1999].

Позднедевонский период характеризуется одним из пяти крупнейших массовых вымираний в истории фанерозоя. Считается, что это событие наиболее ярко проявилось в низкоширотных тропических мелководных экосистемах, в то время как высокоширотные и наземные экосистемы были затронуты незначительно [Алексеев, 2000]. В общей сложности за время фран-фаменского массового вымирания исчезло порядка 15 % семейств и 50 % родов морских животных, практически полностью исчезают рифы [Алексеев, 2000]. Причины данного биосферного кризиса широко обсуждаются в литературе [Joachimski, Buggisch, 1993; Ormiston, Oglesby, 1995; Racki, 1998; Murphy et al., 2000; McGhee, 2001].

Повсеместно это биотическое событие синхронизируется с проявлением черносланцевых горизонтов, которые отражают условия, способствующие накоплению и консервации органического вещества в бассейне седиментации [Walliser, 1996; Алексеев, 2000; Riquier et al., 2006]. Эти горизонты известны как горизонты Кельвассер [Eder et al., 1977; Schindler, 1990]. С их появлением совпадает во времени утяжеление изотопного состава углерода в карбонатах. Максимальные значения $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ в разрезах Маквей Ридж и Кейси Фолс (Австралия), Девилс Гейт (Невада, США), Будшеймер Бах (Германия) достигают +4 ‰, а в разрезах Фухе и Байша (Южный Китай) — +3...+3.5 ‰ [Joachimski et al., 2002; Chen et al., 2005]. Амплитуда этих отклонений составляет 1.5—2 ‰. Практически одновременно с утяжелением изотопного состава неорганического углерода происходит увеличение значений $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ в карбонатах. Для интерпретации отклонений на изотопно-углеродных кривых, построенных по карбонатному и органическому материалу, активно привлекаются модели, предложенные Л.Р. Кампом и М.А. Артуром [Kump, Arthur, 1999]. Согласно им, воздействие различных факторов (увеличение привноса питательных веществ с речным стоком, количества вулканических эманаций, уменьшение скорости силикатного выветривания) на систему океан—атмосфера приводит к изменению уровня p_{CO_2} и, следовательно, к изотопно-углеродному сдвигу как в карбонатном, так и в органическом веществе, но с той лишь разницей, что в одних случаях этот сдвиг происходит синхронно, а в других с небольшим запаздыванием либо на $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ кривой, либо на $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ кривой [Kump, Arthur, 1999].

Следует отметить, что все исследования изотопного состава углерода и кислорода проводились для разрезов, которые в позднедевонское время располагались в приэкваториальных областях. Позднедевонские отложения средних широт, в частности, формировавшиеся на шельфе Сибирского континента, остались практически не изученными. В связи с этим, были предприняты изотопно-геохимические исследования карбонатных отложений Северо-Западного Кузбасса (рис. 1) с целью реконструкции трендов изменения изотопного состава неорганического, органического углерода и кислорода в позднедевонском бассейне средних широт, выявления особенностей изменения $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$, $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ и $\delta^{18}\text{O}$ значений и сопоставления полученных данных с результатами исследования приэкваториальных бассейнов позднего девона.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

При изучении изотопного состава углерода и кислорода в карбонатах в мировой практике применяются как раковины брахиопод и фораминифер, так и микритовая часть карбонатов. В статье приводятся результаты исследований микритовой части карбонатов, которая высверливалась из образца. Изотопно-углеродным исследованиям предшествовало петрографическое и геохимическое (Ca, Mg, Fe, Mn и Sr) изучение карбонатов, которое позволило выявить образцы, подвергшиеся существенным постседиментационным изменениям, и исключить их из дальнейшей обработки полученного материала. Содержания Ca, Mg, Fe, Mn и Sr в растворимой части карбонатных пород определялись атомно-адсорбционным мето-

дом на приборе SP9 PI UNIKAM. Погрешность измерений составляла не более 10 %. Все работы проводились в Аналитическом центре ИГМ СО РАН (г. Новосибирск).

Для анализа изотопного состава кислорода и углерода в карбонатном и органическом веществах использовался масс-спектрометрический комплекс, состоящий из масс-спектрометра Finnigan MAT-253 и линий пробоподготовки — Gas Bench II и Conflo + Flash EA-1112.

Измерение изотопного состава углекислого газа проводилось методом проточной масс-спектрометрии в постоянном потоке гелия.

Для измерений использовался чистый CO_2 , полученный путем разложения карбонатной пудры в ортофосфорной кислоте, в течение 2 ч при температуре 60°C — для известняков и сжиганием в присутствии кислорода при 900°C — для органического вещества. Выделение органического вещества из известняков проводилось растворением карбонатов в растворе 1NHCl .

Точность измерений углерода и кислорода карбонатного вещества контролировалась международными (NBS19 $\delta^{13}\text{C} = +1.9\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O} = -2.2\text{‰}$) и российскими (ДВГИ $\delta^{13}\text{C} = +1.2\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O} = +1.8\text{‰}$) стандартами и составляла 0.1 ‰ как для $\delta^{13}\text{C}$, так и $\delta^{18}\text{O}$ значений. Для органического вещества контроль точности измерений изотопного состава углерода осуществлялся при помощи международного стандарта NBS 22 ($\delta^{13}\text{C} = -30.03\text{‰}$). Погрешность полученных изотопных данных составила 0.5 ‰. Все значения δ по углероду и кислороду приведены в промилле относительно стандарта PDB.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ВЕРХНЕГО ДЕВОНА КУЗБАССА

На территории Северо-Западного Кузбасса вскрыты многочисленные карбонатные разрезы позднедевонского возраста, которые формировались на шельфе Сибирского континента [Дубатовлов, Краснов, 2000а,б; Елкин и др., 2003]. Согласно палеогеографическим реконструкциям [Дубатовлов, Краснов, 2000а,б; Joachimski et al., 2002; van Geldern et al., 2006], Сибирский континент располагался в средних широтах Северного полушария (рис. 2). На его шельфе в девонский период формировались различные комплексы осадков. В течение позднего девона (фран-фаменского времени) комплекс фауны существенно модифицировался. Особенно изменилось бентосное население — к началу фаменского века видовое разнообразие табулят, ругоз и мшанок сократилось примерно в 10 раз, брахиопод — в три раза, бивалий — в два раза [Дубатовлов, Краснов, 2000а,б].

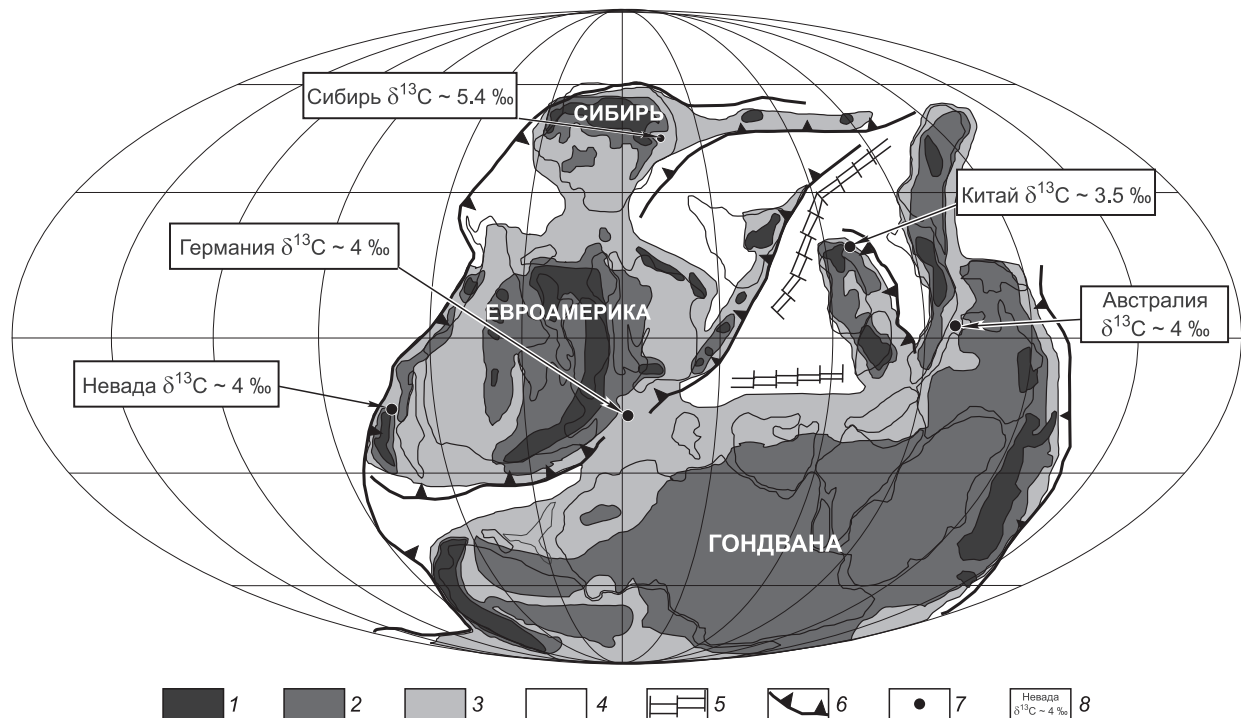


Рис. 2. Палеогеографическая карта на раннедевонский срез времени, по [Joachimski et al., 2002] с изменениями.

1 — высокогорные области, 2 — суша, 3 — шельфовые области, 4 — глубоководные области, 5 — зоны рифтинга, 6 — зоны субдукции, 7 — местоположение разрезов, 8 — название региона и максимальные значения $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$, которые фиксируются в этих разрезах.

Детальные исследования изотопного состава как неорганического, так и органического углерода и кислорода проводились в карбонатных отложениях стратотипического разреза Косой Утес верхнего девона Северо-Западного Кузбасса. Этот разрез располагается по правому берегу р. Томь, ниже по течению от г. Кемерово, между пос. Известковый Завод и с. Колмогорова. Здесь вскрыта непрерывная последовательность отложений позднефранского и раннефаменского возрастов. Самая верхняя часть франа представлена в основном глинисто-карбонатными породами. Фаменская часть (косоутесовские слои) сложена темно-серыми и серыми комковатыми известняками.

Фауна в изученном разрезе представлена бентосными и пелагическими группами — брахиоподами, криноидеями, наутилоидеями, гастроподами, остракодами, конодонтами и ихтиофауной. Обоснование возраста изученных отложений было проведено по брахиоподам и конодонтам [Ржонсницкая, 1968; Грацианова, 1983; Типовые разрезы..., 1992; Yolkin et al., 1997]. Среди конодентов установлены *Ancyrodella nodosa* Ulrich et Bassler, *Polygnathus costulatus* Aristov, *Po. evidens* Klapper et Lane, *Po. samueli* Klapper et Lane, *Po. brevilaminus* Branson et Mehl, *Po. izhmensis* Kuzmin, *Palmatolepis praetriangularis* Sandberg et Ziegler, *Pa. triangularis* Sannemann, *Icriodus alternatus alternatus* Branson et Mehl, *I. alternatus helmsi* Sandberg et Dreesen, *I. iowaensis* Youngquist et Peterson и др. [Типовые разрезы..., 1992; Yolkin et al., 1997; Ключевые разрезы..., 2004; Izokh, Yolkin, 2006]. Биостратиграфический анализ конодентов показал, что изученная ассоциация включает космополитные таксоны. Это свидетельствует об открытых связях шельфа Сибирского континента с другими морскими бассейнами.

Детальное описание разреза приводится в литературе [Грацианова, 1983; Типовые разрезы..., 1992; Ключевые разрезы..., 2004].

ИЗОТОПНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ НЕОРГАНИЧЕСКОГО И ОРГАНИЧЕСКОГО УГЛЕРОДА И КИСЛОРОДА

При исследованиях изотопного состава кислорода и углерода (органического и неорганического) в карбонатном веществе проводятся работы по оценке степени измененности изотопных систем в породе. Одним из наиболее надежных методов для оценки степени постседиментационных преобразований карбонатов является геохимический [Brand, Veiser, 1980, 1981]. При разделении образцов на измененные и неизмененные приняты следующие критерии: значения Mn/Sr, характерные для неизмененных известняков, не должны превышать 5, а значения Fe/Sr не должны превышать 20 [Хабаров и др., 1999]. Во время постседиментационных преобразований происходит изменение концентраций Mn, Fe в большую сторону и Sr — в меньшую. Однако величины Mn/Sr и Fe/Sr в карбонатах зависят от первичного содержания данных элементов в океанической воде. В силу этих обстоятельств было выполнено комплексное петрографо-геохимическое изучение образцов, в котором решающую роль в выявлении подвергшихся постседиментационным изменениям образцов выполняли петрографические исследования.

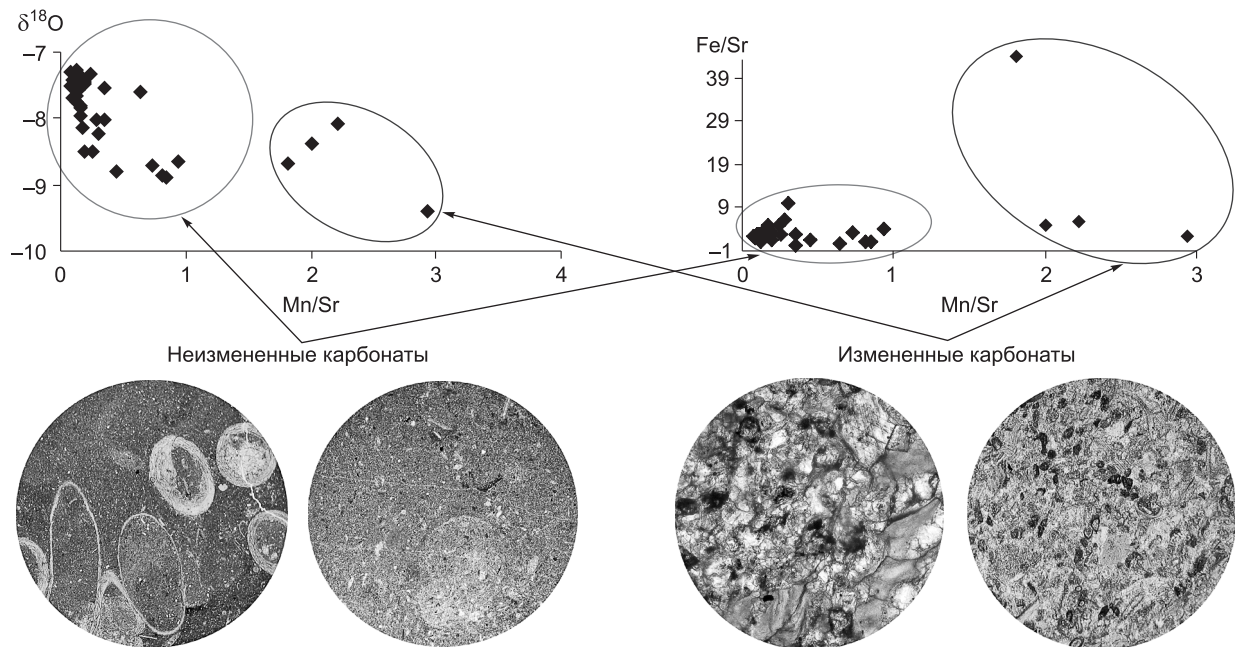


Рис. 3. Степень измененности карбонатов по геохимическим критериям и петрографическим данным.

**Изотопный состав неорганического, органического углерода и кислорода
и геохимическая характеристика карбонатных пород фаменской части разреза Косой Утес**

№ образца	Иssl. часть разреза, м	Fe	Mn	Sr	Mn/Sr	Fe/Sr	Mg/Ca	$\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$
								% PDB		
E896-1	-0.3	0.14	0.182	0.062	2.94	2.27	0.0084	-0.3	-9.4	—
E896-2	-0.15	6.72	0.13	0.072	1.81	44	0.0335	-0.7	-8.7	—
E896-3	0	0.28	0.111	0.055	2	4.99	0.0140	0.6	-8.4	—
E896-4	0.3	0.24	0.091	0.041	2.22	5.81	0.0095	0.7	-8.1	—
E896-5	0.4	—	—	—	—	—	—	0.9	-8.7	-26.9
E896-6	0.5	—	—	—	—	—	—	1.5	-8.4	—
E896-7	0.8	0.19	0.045	0.048	0.94	3.98	0.008	1.6	-8.7	-26.4
E896-8	0.9	—	—	—	—	—	—	1.4	-8.4	—
E896-9	1.8	0.19	0.042	0.058	0.73	3.26	0.010	1.8	-8.7	-26.4
E896-10	2.3	—	—	—	—	—	—	1.7	-8.6	—
E896-11	2.8	—	—	—	—	—	—	1.9	-8.5	-26.9
E896-12	3.6	0.11	0.034	0.076	0.45	1.50	0.010	2.2	-8.8	—
E896-13	5.3	—	—	—	—	—	—	2.6	-8.9	-26.8
E896-14	6.3	0.11	0.012	0.065	0.19	1.66	0.010	3.4	-8.5	—
E896-15	7.3	—	—	—	—	—	—	3.3	-8.6	-27.1
E896-16	8.7	0.13	0.092	0.108	0.85	1.24	0.011	4.2	-8.9	—
E896-17	8.75	0.13	0.095	0.118	0.81	1.10	0.013	4.0	-8.9	-26.6
E896-18	9	—	—	—	—	—	—	4.5	-7.1	—
E896-19	9.4	0.09	0.066	0.103	0.64	0.91	0.011	4.3	-7.6	—
E896-20	9.8	0.05	0.051	0.144	0.35	0.35	0.013	4.8	-7.6	—
E896-21	10.15	0.27	0.011	0.096	0.11	2.81	0.019	4.8	-7.5	-26.2
E896-22	10.6	0.28	0.010	0.112	0.09	2.50	0.016	5.1	-7.4	—
E896-23	11.05	0.26	0.010	0.125	0.08	2.08	0.015	5.3	-7.3	-26.1
E896-24	11.3	0.25	0.010	0.094	0.11	2.66	0.014	5.4	-7.5	—
E896-25	11.6	0.31	0.011	0.140	0.08	2.21	0.018	5.3	-7.5	-25.9
E896-26	11.95	0.28	0.013	0.090	0.14	3.11	0.021	5.2	-7.3	—
E896-27	12.1	0.31	0.012	0.090	0.13	3.44	0.021	5.4	-7.7	-25.2
E896-28	12.45	0.11	0.011	0.087	0.13	1.26	0.014	5.4	-7.5	—
E896-29	12.6	0.24	0.012	0.091	0.13	2.64	0.015	4.4	-7.8	-25.3
E896-30	13	0.25	0.016	0.097	0.16	2.58	0.013	4.7	-8.0	—
E896-31	13.05	0.25	0.017	0.090	0.19	2.78	0.018	4.7	-7.5	-25.4
E896-32	13.3	0.35	0.017	0.112	0.15	3.13	0.016	4.8	-7.8	—
E896-33	13.5	0.35	0.015	0.130	0.12	2.69	0.017	5.1	-7.4	-25.3
E896-35	14.1	0.30	0.013	0.089	0.15	3.37	0.019	5.2	-7.4	-25.4
E896-36	14.5	0.36	0.013	0.074	0.18	4.86	0.018	4.6	-8.1	—
E896-37	14.7	0.32	0.014	0.081	0.17	3.95	0.021	5.0	-7.5	-25.4
E896-38	15	0.37	0.014	0.086	0.16	4.30	0.022	5.0	-7.8	—
E896-39	15.4	0.26	0.013	0.070	0.19	3.71	0.016	4.8	-7.5	-25.2
E896-40	16.05	—	—	—	—	—	—	5.0	-7.6	—
E896-41	16.5	—	—	—	—	—	—	4.9	-7.5	-25.7
E896-42	17	0.26	0.009	0.094	0.10	2.77	0.015	4.8	-7.5	—
E896-43	17.5	0.26	0.008	0.091	0.09	2.86	0.016	4.6	-7.7	-25.6
E896-44	18	—	—	—	—	—	—	4.8	-7.4	-26.1
E896-45	18.5	—	—	—	—	—	—	4.6	-7.7	-25.0
E896-46	19.3	0.27	0.010	0.070	0.14	3.86	0.013	4.7	-7.6	-25.1
E896-47	20	0.22	0.009	0.069	0.13	3.19	0.011	4.8	-7.3	-25.4
E896-48	20.05	—	—	—	—	—	—	4.5	-7.6	-25.4
E896-49	20.75	0.27	0.013	0.053	0.25	5.09	0.016	4.5	-7.3	-25.7
E896-50	21.35	—	—	—	—	—	—	4.1	-7.8	-25.5
E896-51	21.55	0.44	0.013	0.043	0.30	10.23	0.018	3.4	-8.2	—
E896-52	22	—	—	—	—	—	—	3.6	-8.0	-25.8
E896-53	22.05	0.27	0.012	0.043	0.28	6.28	0.014	3.9	-8.0	—
E896-54	22.3	—	—	—	—	—	—	4.0	-7.8	-25.5
E896-55	22.7	0.13	0.011	0.043	0.26	3.02	0.011	3.7	-8.5	—
E896-56	22.75	—	—	—	—	—	—	3.4	-8.3	—
E896-57	23.15	0.12	0.014	0.040	0.35	3.00	0.012	3.3	-8.0	—

Примечание. В колонке 2 нулевая отметка соответствует уровню границы франского и фаменского ярусов. Содержания элементов приведены в массовой доле и выражены в процентах. Прочерк — нет анализа.

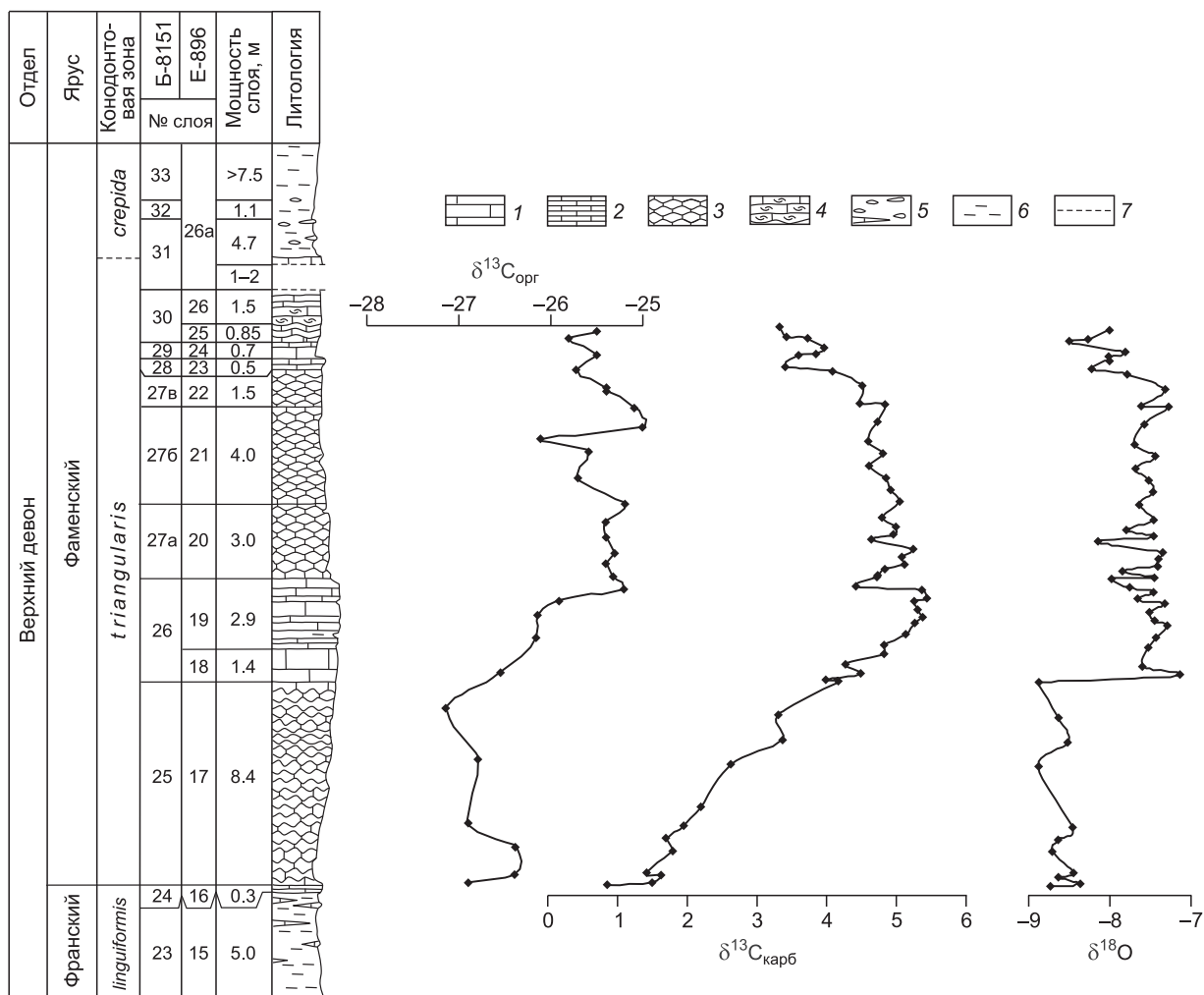


Рис. 4. Вариации изотопного состава углерода (органического и неорганического) и кислорода в разрезе Косой Утес (Северо-Западный Кузбасс).

1—4 — известняки: 1 — массивные, 2 — слоистые, 3 — глинистые, 4 — детритовые; 5 — линзы; 6 — алевролиты; 7 — задержанный интервал.

Для нижней (франской) части разреза Косой Утес (обр. E-896, 1-3, слой 16) характерны высокие отношения Fe/Sr (от 2.3 до 44) и отношения Mn/Sr, колеблющиеся в интервале 1.8—3 (таблица), а также наблюдается значительная перекристаллизация микритового вещества и раковинного материала (рис. 3). Эта часть разреза была исключена из дальнейшего рассмотрения.

В фаменской части разреза (слои 17—21) при петрографическом исследовании образцов не выявлено признаков перекристаллизации микритового материала (см. рис. 3). Для этой части разреза характерны низкие значения Mn/Sr (ниже 1) и значения Fe/Sr, не превышающие 5. В верхней части разреза (обр. E896-49, 51, 53, слои 22-23) характерны повышенные Fe/Sr (от 5 до 10) при достаточно низких (<0.5) Mn/Sr значениях (см. таблицу). Однако при петрографическом исследовании не было выявлено существенных признаков постседиментационных изменений карбонатов, и эта часть разреза была принята к дальнейшему рассмотрению изотопных характеристик.

Для оценки степени сохранности первичных изотопных отношений углерода используется разница между изотопным составом органического и карбонатного углерода ($\Delta\delta^{13}\text{C} = \delta^{13}\text{C}_{\text{карб}} - \delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$). Если величина $\Delta\delta^{13}\text{C}$ находится в интервале от 28 до 30 ‰, то считается, что значения $\delta^{13}\text{C}$ как органического, так и неорганического углерода не претерпели существенных постседиментационных изменений [Knoll et al., 1995; Хабаров и др., 2002; Хабаров, Пономарчук, 2005]. В изученном разрезе величина $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ варьирует от -27.7 до -31.4 ‰, а максимальная разница ($\Delta\delta^{13}\text{C}$) соответствует максимальным значениям $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$.

Углерод неорганический. Исследования его изотопного состава в разрезе Косой Утес показали, что рост значений $\delta^{13}\text{C}$ начинается непосредственно на границе франского и фаменского ярусов и про-

долгается до средней части конодонтовой зоны *triangularis*, где достигает максимальных значений +5.4 ‰. Практически сразу за этим максимумом следует снижение значения $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ до +4.4 ‰. В дальнейшем происходит сначала постепенное увеличение значений $\delta^{13}\text{C}$ до +5.4 ‰ с последующим постепенным уменьшением до +3.3 ‰ (рис. 4, см. таблицу).

Углерод органический. В отличие от постепенного увеличения значений $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ вверх по разрезу изменение изотопного состава органического углерода происходит более резко. В средней части разреза значения $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ увеличиваются с –27 до –25.2 ‰. Выше по разрезу наблюдается негативное отклонение на $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ кривой с амплитудой примерно в 1 ‰ (см. рис. 4, таблицу).

Кислород. В нижней части разреза значения $\delta^{18}\text{O}$ в среднем составляют -8.6 ± 0.3 ‰. В средней его части они увеличиваются до –7.1 ‰ и выше по разрезу остаются в пределах -7.3 ± 0.3 ‰. В самой верхней части разреза величины $\delta^{18}\text{O}$ уменьшаются до –8.3 ‰ (см. рис. 4, таблицу).

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ИЗОТОПНЫХ ДАННЫХ

В изученном разрезе Косой Утес при его сравнении с разновозрастными разрезами других регионов мира обнаруживается ряд особенностей в изотопных характеристиках кислорода, неорганического и органического углерода.

Существенным отличием от данных по изотопному составу кислорода, приводимых в литературе, является характер изменения значений $\delta^{18}\text{O}$. В то время как в разрезах других регионов мира происходит постепенное утяжеление изотопного состава кислорода, синхронное с увеличением значений $\delta^{13}\text{C}$ и начинающееся на границе франского и фаменского ярусов, в основании зоны *triangularis* [Joachimski et al., 2004; van Geldern et al., 2006], в изученном разрезе значения $\delta^{18}\text{O}$ изменяются с –8.6 до –7.2 ‰ в пределах средней части конодонтовой зоны *triangularis*. Отличаются и абсолютные значения $\delta^{18}\text{O}$, в изученном разрезе они в среднем на 3 ‰ ниже, чем в работах [Joachimski et al., 2004; van Geldern et al., 2006]. Одним из факторов, отвечающих за появление низких значений $\delta^{18}\text{O}$ в карбонатах, является привнос изотопно-легких пресных вод с речным стоком. Наиболее сильно это проявляется в эпиконтинентальных морях, в этом случае разница со среднеокеаническими значениями составляет 1—2 ‰. Также наблюдается зависимость изотопного состава кислорода от географического расположения бассейна седиментации — в экваториальных условиях величины $\delta^{18}\text{O}$ существенно выше, чем в высоких широтах [Jaffrés et al., 2007].

Характер изменения изотопного состава органического углерода в разрезе Косой Утес не противоречит данным [Joachimski, 1997]. Максимум значений на $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ кривой немного запаздывает во времени относительно максимума на $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ кривой (см. рис. 4), что отвечает модели, предложенной Л.Р. Кампом и М.А. Артуром [Kump, Arthur, 1999]. Такое поведение изотопного состава органического углерода может быть объяснено увеличением биопродуктивности и увеличением скорости захоронения органического вещества. Это подтверждается повсеместным присутствием в разрезах мира черносланцевых горизонтов Кельвассер, наличие которых свидетельствует о периоде повышенного накопления органического вещества в осадке. В изученном разрезе черносланцевые горизонты не отмечены, фиксируется лишь темно-серый до черного цвет известняков [Типовые разрезы..., 1992; Ключевые разрезы..., 2004]. Однако, если следовать модели [Kump, Arthur, 1999], величина отклонения на $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ кривой не должна превосходить величину сдвига на $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ кривой. В реальности же мы имеем амплитуду сдвига $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ больше, чем $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$, практически в 2.5 раза (см. рис. 4). Можно предположить, что причины возникновения положительной аномалии в верхнедевонском разрезе Северо-Западного Кузбасса несколько отличаются от причин, которые привлекаются к интерпретации подобных аномалий в разрезах других регионов мира.

В сравнении с разрезами Маквей Ридж и Кейси Фолс (Австралия), Девилс Гейт (Невада, США), Боу-Оунбдоу (Марокко), Будешеймер Бах (Германия), Ковала (Польша), где максимальные значения $\delta^{13}\text{C}$ достигают 2.5—3 ‰ и в отдельных случаях 4 ‰ [Holser, 1997; Joachimski et al., 2002], изученный разрез Северо-Западного Кузбасса характеризуется более высокими значениями $\delta^{13}\text{C}$ (+5.4 ‰). Приведенные данные показывают четкое различие в значениях $\delta^{13}\text{C}$ карбонатов из разновозрастных разрезов различных континентов. Одной из причин может являться батиметрический фактор — карбонаты, сформированные в мелководных, шельфовых обстановках, характеризуются более высокими значениями $\delta^{13}\text{C}$ по сравнению с таковыми, образовавшимися в глубоководных областях. Различие в абсолютных значениях $\delta^{13}\text{C}$ составляет 1—1.5 ‰, однако амплитуда изотопного сдвига на вариационных кривых должна оставаться постоянной [Buggisch, Joachimski, 2006]. В разрезе Косой Утес общая амплитуда изотопно-углеродного сдвига составляет +4.6 ‰, что как минимум в 1.5 раза больше таковой в разрезах других регионов мира, где амплитуда изотопно-углеродного отклонения не превышает 2.5—3 ‰ [Joachimski et al., 2002].

Другим фактором, влияющим на географические различия значений $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$, могут являться температурные условия среды формирования карбонатов. При изменении температуры воды на 5 °C значения $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ изменяются на 0.5 и 1 ‰ соответственно, при условии постоянства изотопного состава морской воды [Фор, 1989; Jaffrés et al., 2007]. Расположение изученного разреза в средних широтах подразумевает более низкие температуры воды в бассейне седиментации по сравнению с экваториальными

областями. Таким образом, можно было бы объяснить разницу в изотопном составе углерода карбонатов, сформировавшихся в приэкваториальных областях, и карбонатов более высокоширотных областей. При разнице значений $\delta^{13}\text{C}$ в 1.5 ‰ разница в температурном режиме должна составлять 15 °С, но при этом значения $\delta^{18}\text{O}$ должны быть в среднем на 2 ‰ выше установленных в разрезе Косой Утес.

В целом высокие значения $\delta^{13}\text{C}$ в карбонатах, несомненно, определены балансом ^{13}C и ^{12}C углекислоты, растворенной в морской воде. Однако более высокие по сравнению с данными по другим разновозрастным разрезам значения $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ в разрезе Косой Утес обусловлены, по-видимому, влиянием как минимум двух факторов — формированием карбонатов в условиях мелководного шельфа и снижением температуры воды бассейна седиментации. На снижение температуры указывает увеличение значений $\delta^{18}\text{O}$. Если учесть, что изменение значений $\delta^{18}\text{O}$ происходит на стадии возрастания значений $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$, то можно предположить, что понижение температуры воды бассейна седиментации также приводило к появлению более высоких значений $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$. Именно этим можно объяснить то, что амплитуда отклонения на $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ кривой в разрезе Северо-Западного Кузбасса превышает значения, которые наблюдаются в разрезах верхнего девона Центральной Европы, Северной Америки и Австралии.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В данной статье приведены первые результаты детальных исследований изотопного состава кислорода, неорганического и органического углерода в карбонатном разрезе Косой Утес, расположенном на территории Северо-Западного Кузбасса (юг Западной Сибири, Россия). Показано, что изотопно-углеродная аномалия проявлялась в седиментационном бассейне позднего девона средних широт. Отмечено, что характер изменения $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ трендов отличается от разновозрастных разрезов, которые находились в экваториальных областях. Показано, что одной из причин, определяющей появление более высоких значений $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ в разрезе Косой Утес, относительно разрезов, сформировавшихся в экваториальных областях, может являться пониженный температурный режим бассейна седиментации.

Работа выполнена в рамках проекта ВМТК ИГМ СО РАН «Временные вариации $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$, $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$, $\delta^{18}\text{O}$ и Sr/Sr как показатель палеоэкологических особенностей палеобассейнов, расположенных на территории СЗ Кузбасса», при поддержке РФФИ (грант 08-05-00575). Исследования проведены в соответствии с программой работ по проекту 499 IGCP.

ЛИТЕРАТУРА

Алексеев А.С. Типизация фанерозойских событий массового вымирания организмов // Вестн. МГУ. Сер. 4, 2000, № 5, с. 6—14.

Веймарн А.Б., Корнеева С.А. Глобальные катастрофические события на рубеже франского и фанерозойского ярусов // Бюл. МОИП. Отд. геол., 2007, т. 82, вып. 1, с. 48—67.

Грацианова Р.Т. Сообщества брахиопод верхнего девона в разрезе по р. Томь у Косого Утеса и их аналоги в Горном Алтае // Среда и жизнь в геологическом прошлом. Палеобиогеография и палеоэкология / Под ред. О.А. Бетехтиной, И.Т. Журавлевой. Новосибирск, Наука, 1983, с. 15—39 (Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 569).

Дубатов В.Н., Краснов В.И. Фаменский этап в эволюции географических обстановок сибирских морей // Геология и геофизика, 2000а, т. 41 (2), с. 239—254.

Дубатов В.Н., Краснов В.И. Палеоландшафты среднедевонских и франских морей Сибири // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2000б, т. 8, № 6, с. 34—58.

Елкин Е.А., Бахарев Н.К., Изох Н.Г., Кирда Н.П., Клец А.Г., Конторович В.А., Обут О.Т., Тимохина И.Г. Палеогеографические обстановки в позднем девоне на территории Западно-Сибирской равнины и ее горного обрамления // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (1—2), с. 172—182.

Захаров Ю.Д., Борискина Н.Г., Попов А.М. Реконструкция условий морской среды позднего палеозоя и мезозоя по изотопным данным (на примере севера Евразии). Владивосток, Дальнаука, 2001, 112 с.

Ключевые разрезы девона Рудного Алтая, Салаира и Кузбасса / Н.К. Бахарев, Н.В. Сенников, Е.А. Елкин, Н.Г. Изох, А.А. Алексеенко, О.Т. Обут, О.А. Родина, С.В. Сарасев, Т.Т. Багурина, Т.П. Киприянова, И.Г. Тимохина, А.Ю. Язиков. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2004, 104 с.

Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Маслов А.В., Горохов И.М., Прасолов Э.М., Крупенин М.Т., Кислова И.В. Sr- и S-изотопная хемотратиграфия типового разреза верхнего рифея (Южный Урал): новые данные // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2006, т. 14, № 6, с. 25—53.

Покровский Б.Г., Мележик В.А., Буякайте М.И. Изотопный состав С, О, Sr и S в позднекембрийских отложениях патомского комплекса, Центральная Сибирь. Сообщение 1. Результаты, изотопная стратиграфия и проблемы датирования // Литология и полезные ископаемые, 2006, № 5, с. 505—530.

Ржонсницкая М.А. Биостратиграфия девона окраин Кузнецкого бассейна. Т. 1. Л., Недра, 1968, 286 с.

Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Подковыров В.Н., Бартли Дж., Давыдов Ю.В. Юдомский комплекс стратотипической местности: С-изотопные хемостратиграфические корреляции и соотношение с вендом // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2004, т. 12, № 5, с. 3—29.

Типовые разрезы пограничных отложений среднего и верхнего девона, франского и фаменского ярусов окраин Кузнецкого бассейна // Материалы V выездной сессии комиссии МСК по девонской системе / Под ред. В.А. Краснова, М.А. Ржонсницкой, Я.М. Гутака. Новосибирск, СНИИГиМС, 1992, 136 с.

Фор Г. Основы изотопной геологии. М., Изд-во Мир, 1989, 590 с.

Хабаров Е.М., Пономарчук В.А. Изотопы углерода в верхнерифейских отложениях байкальской серии Западного Прибайкалья: стратиграфические следствия // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (10), с. 1019—1037.

Хабаров Е.М., Пономарчук В.А., Морозова И.П., Травин А.Н. Изотопы углерода в рифейских карбонатных породах Енисейского кряжа // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 1999, т. 7, № 6, с. 20—40.

Хабаров Е.М., Пономарчук В.А., Морозова И.П., Варакина И.В., Сараев С.В. Вариации уровня моря и изотопного состава карбонатного углерода в рифейском бассейне западной окраины Сибирского кратона (Байкитская антеклиза) // Геология и геофизика, 2002, т. 43 (3), с. 211—239.

Brand U., Veiser J. Chemical diagenesis of a multicomponent carbonate system — 1. Trace element // J. Sediment. Petrol., 1980, v. 50, № 4, p. 1219—1236.

Brand U., Veiser J. Chemical diagenesis of a multicomponent carbonate system — 2. Stable isotope // J. Sediment. Petrol., 1981, v. 51, № 3, p. 987—997.

Buggisch W., Joachimski M. Carbon isotope stratigraphy of the Devonian of Central and Southern Europe // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 2006, v. 206, p. 68—88.

Chen D., Qing H., Li R. The Late Devonian Frasnian — Famennian (F/F) biotic crisis: insights from $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$, $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ isotopic systematics // Earth Planet. Sci. Lett., 2005, v. 235, p. 151—166.

Eder W., Engel W., Franke W., Langenstrassen F., Walliser O.H., Witten W. Überblick über die palaeogeographische Entwicklung des ostlichen Reinischen Schiefergebirges // Exkursionsführer Goetagung'77, I, 1977, Exk. A, p. 2—11.

Hayes J.M., Strauss H., Kaufman A.J. The abundance of ^{13}C in marine organic matter and isotopic fractionation in the global biogeochemical cycle of carbon during the past 800 Ma // Chem. Geol. 1999, v. 161, p. 103—125

Holser W.T. Geochemical events documented in inorganic carbon isotope // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 1997, v. 132, p. 173—182.

Izokh N.G., Yolkin E.A. Upper Devonian conodonts from the northeastern Kuznetsk Basin (south of West Siberia, Russia): Advanced report // Ancient life and modern approaches: abstracts of the Second International Palaeontological Congress / Eds. Q. Yang, Y. Wang, E.A. Weldon. University of Science and Technology of China, Beijing, 2006, p. 359.

Jaffrés J.B.D., Shields G.A., Wallmann K. The oxygen isotope evolution of seawater: a critical review of a long-standing controversy and an improved geological water cycle model for the past 3.4 billion years // Earth-Sci. Revs., 2007, v. 83, p. 83—122.

Joachimski M. Comparison of organic and inorganic carbon isotope patterns across the Frasnian — Famennian boundary // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 1997, v. 132, p. 133—145.

Joachimski M., Buggisch W. Anoxic events in the Late Frasnian — causes of the Frasnian-Famennian faunal crisis? // Geology, 1993, v. 21, p. 75—78.

Joachimski M., Pancost R., Freeman K., Ostertag-Henning C., Buggisch W. Carbon isotope geochemistry of the Frasnian — Famennian transition // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 2002, v. 181, p. 91—109.

Joachimski M., van Geldern R., Breisig S., Buggisch W., Day J. Oxygen isotope evolution of biogenic calcite and apatite during the Middle and Late Devonian // Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.), 2004, v. 93, p. 542—553.

Kaufman A.J., Knoll A.H. Neoproterozoic variations in the C-isotopic composition of seawater: stratigraphic and biogeochemical implications // Prec. Res., 1995, v. 73, p. 27—49.

Knoll A.H., Hayes J.M., Kaufman A.J., Swett K., Lambert L.B. Secular variation in carbon isotope ratios from upper Proterozoic successions of Svalbard and east Greenland // Nature, 1986, v. 321, p. 832—838

Knoll A.H., Kaufman A.J., Semikhatov M.A. The carbon isotopic composition of Proterozoic carbonates: Riphean succession from northwestern Siberia (Anabar Massif, Turukhansk Uplift) // Amer. J. Sci., 1995, v. 295, № 7, p. 823—850.

Kump L.R., Arthur M.A. Interpreting carbon-isotope excursions: carbonates and organic matter // *Chem. Geol.*, 1999, v. 161, p. 181—198.

McGhee G.R. The multiple impacts hypothesis for mass extinction: a comparison of the Late Devonian and the Late Eocene // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 2001, v. 176, p. 47—58.

McLaren D.J. Time, life, and boundaries // *J. Paleontol.*, 1970, v. 44, p. 801—815.

Melezhik V.A., Gorokhov I.M., Fallick A.E., Gjelle S. Strontium and carbon isotope geochemistry applied to dating of carbonate sedimentation: an example from high-grade rocks of the Norwegian Caledonides // *Prec. Res.*, 2001, v. 108, № 3—4, p. 267—292.

Melezhik V.A., Bingen B., Fallick A.E., Gorokhov I.M., Kuznetsov A.B., Sandstad J.S., Solli A., Bjerkgård T., Henderson I., Boyd R., Jamal D., Moniz A. Isotope chemostratigraphy of marbles in northeastern Mozambique: apparent depositional ages and tectonostratigraphic implications // *Prec. Res.*, 2008, v. 162, № 3—4, p. 540—558.

Murphy A.E., Sageman B.B., Hollander D.J., Lyons T.W. Black shale deposition and faunal overturn in the Devonian Appalachian basin: clastic starvation, seasonal water-column mixing, and ancient biolimiting nutrient recycling // *Warm climates in Earth history* / Eds. B.T. Huber, K.G. MacLeod, S.L. Wing. Cambridge, Cambridge University Press, 2000, p. 351—385.

Ormiston A.R., Oglesby R.J. Effect of the Late Devonian paleoclimate on source rock quality and location // *Am. Assoc. Pet. Geol. Stud. Geol.*, 1995, v. 40, p. 105—132.

Phipps M.J., Reston T.J., Ranero C.R. Contemporaneous mass extinctions, continental flood basalts, and ‘impact signals’: are mantle plume-induced lithospheric gas explosions the causal link? // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2004, v. 217, p. 263—284.

Racki G. Frasnian-Famennian biotic crisis: underevaluated tectonic control // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 1998, v. 141, p. 177—198.

Riquier L., Tribouvillard N., Averbuch O., Devleeschouwer X., Riboulleau A. The Late Frasnian Kellwasser horizons of the Harz Mountains (Germany): two oxygen-deficient periods resulting from different mechanisms // *Chem. Geol.*, 2006, v. 233, p. 137—155.

Schindler E. Die Kellwasser-Krise (hohe Frasn-Stufe, Ober-Devon). Göttingen Arbeiten Geologie Paläontologie, 1990, hr. 46, 1-115 s.

Scholle P.A., Arthur M.A. Carbon isotope fluctuations in Cretaceous pelagic limestones; potential stratigraphic and petroleum exploration tool // *AAPG Bulletin* 64, 1980, v. 1, p. 67—87

van Geldern R., Joachimski M.M., Day J., Jansen U., Alvarez F., Yolkin E.A., Ma X.-P. Carbon, oxygen and strontium isotope records of Devonian brachiopod shell calcite // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 2006, v. 240, p. 47—67.

Veizer J., Holser W.T., Wilgus C.K. Correlation of $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ and $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ secular variations. // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1980, v. 44, p. 579—587.

Walliser O.H. Global events in the Devonian and Carboniferous // *Global events and event stratigraphy in the Phanerozoic*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, 1996, p. 225—250.

Yolkin E.A., Gratsianova R.T., Izokh N.G., Yazikov A.Yu., Bakharev N.K. Devonian sea-level fluctuations on the south-western margin of the Siberian Continent // *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, 1997, v. 199, p. 83—98.

*Рекомендована к печати 26 декабря 2008 г.
Н.В. Сенниковым*

*Поступила в редакцию 14 апреля 2008 г.,
после доработки — 13 ноября 2008 г.*