

УДК 551.734/735:551.7(470.5)

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГЕОХИМИИ СТАБИЛЬНЫХ ИЗОТОПОВ УГЛЕРОДА И КИСЛОРОДА ($\Delta^{13}\text{C}$ И $\Delta^{18}\text{O}$) В РАЗРЕЗЕ ИЗОЛИРОВАННОЙ КАРБОНАТНОЙ ПЛАТФОРМЫ НА ВОСТОКЕ УРАЛА (ФАМЕНСКИЙ И ТУРНЕЙСКИЙ ЯРУСЫ)

© 2016 г. Г. А. Мизенс*, В. Н. Кулешов**, С. А. Сапурин*, Т. И. Степанова*, О. Л. Петров**

**Институт геологии и геохимии УрО РАН,
620016, г. Екатеринбург, ул. Акад. Вонсовского, 15
E-mail: mizens@igg.uran.ru*

***Геологический институт РАН
109017, г. Москва, пер. Пыжевский, 7*

Поступила в редакцию 07.12.2015 г.

Принята к печати 04.03.2016 г.

Приведены новые данные по изотопному составу углерода и кислорода для пограничных интервалов франа/фамена и девона/карбона, а также середины и верхней части турнейского яруса нижнего карбона и вблизи кровли турне. Анализируется выявленные особенности геохимии изотопов и условия осадконакопления в акватории изолированной карбонатной платформы.

Ключевые слова: *изотопы углерода и кислорода, фаменский ярус, турнейский ярус, граница франа и фамена, граница девона и карбона, глобальные геологические события, карбонатная платформа.*

В последние десятилетия по всему миру ведутся активные работы по изучению изотопного состава углерода и кислорода в карбонатных породах из разрезов наиболее важных стратиграфических рубежей неопротерозоя и фанерозоя, в том числе и в разрезах верхнего девона и нижнего карбона. Такие данные, хотя и довольно ограниченные, имеются также по Восточно-Европейской платформе и западному склону Урала [5, 18, 27, и др.]. Восточные зоны Урала до последнего времени оставались в этом отношении неизученными. Первые сведения по изотопному составу углерода ($\delta^{13}\text{C}$) и кислорода ($\delta^{18}\text{O}$) в карбонатных отложениях верхнего девона и турнейского яруса нижнего карбона восточного склона Урала опубликованы совсем недавно [7]. Общие закономерности изменения изотопного состава пород, приведенные в этой работе, были основаны на образцах, взятых в мощном (свыше 1000 м) разрезе изолированной (Режевской) карбонатной платформы (рис. 1), с довольно большим шагом отбора (от первых метров до 10 м и более). В дальнейшем, для уточнения этих закономерностей, в некоторых интервалах разреза было проведено опробование с шагом около 1 м. Результаты этого исследования отражены в настоящей статье.

Режевская платформа образовалась в конце среднего девона на периферии Уральского океана [8]. В позднем девоне геодинамическая обстановка в рассматриваемой акватории мало изменилась, платформа по-прежнему находилась на окраине океана (рис. 2). Однако уже на рубеже девона и карбона

предполагаются существенные изменения этой обстановки. По мнению В.Н. Пучкова [15], в это время произошло столкновение Восточно-Европейского континента с Тагило-Магнитогорской островной дугой, а зона субдукции переместилась на восток. Платформа при этом должна была оказаться в остаточном бассейне в пределах аккреционной окраины континента. По другой модели, например, [11], островная дуга столкнулась с Восточным (Мугод-жарским) микроконтинентом и, таким образом, Режевская платформа оказалась бы уже на окраине этого микроконтинента (см. рис. 2), но тоже в остаточном бассейне. В любом случае платформа как в позднем девоне, так и в начале карбона была окружена относительно глубокими водами и, скорее всего, имела связь с океаном. Следовательно, на характер осадконакопления в ее пределах, и на особенности изотопного состава углерода и кислорода могли повлиять также некоторые глобальные геологические события.

Наиболее полный разрез рассматриваемой карбонатной платформы прослеживается по берегам р. Реж, у с. Першино, где с небольшими перерывами обнажаются известняки, относящиеся к франскому (верхние горизонты) и фаменскому ярусам верхнего девона, а также турнейскому ярусу нижнего карбона. Конодонты встречаются только в нижней части толщи, поэтому расчленение разреза выполнено, главным образом, по фораминиферам, с использованием горизонтов и зон Восточно-Уральского субрегиона [1, 4, 7, 10, 20], скоррелиро-

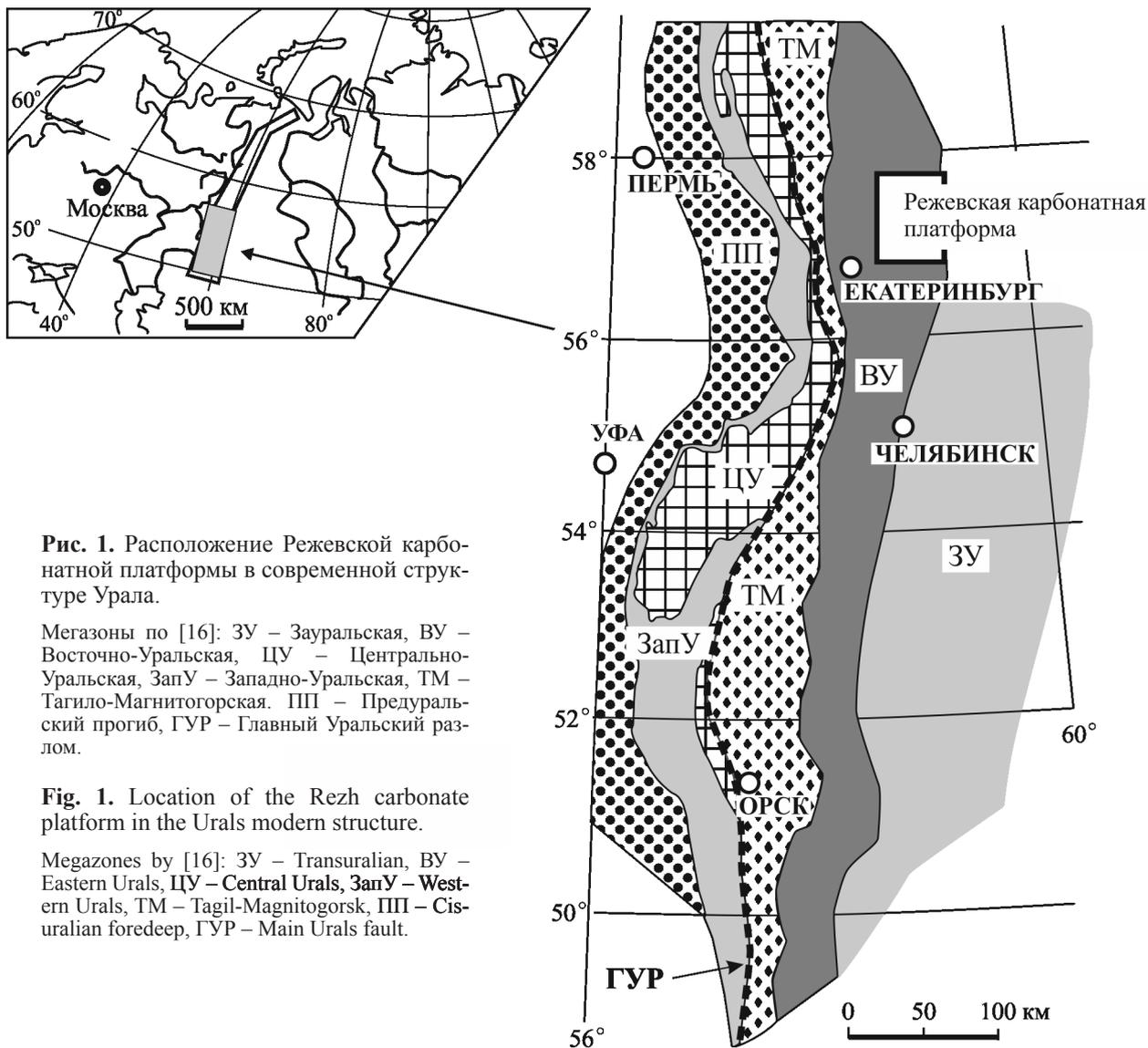


Рис. 1. Расположение Режевской карбонатной платформы в современной структуре Урала.

Мегазоны по [16]: ЗУ – Зауральская, ВУ – Восточно-Уральская, ЦУ – Центрально-Уральская, ЗапУ – Западно-Уральская, ТМ – Тагил-Магнитогорская, ПП – Предуральский прогиб, ГУР – Главный Уральский разлом.

Fig. 1. Location of the Rezh carbonate platform in the Urals modern structure.

Megazones by [16]: ЗУ – Transuralian, ВУ – Eastern Urals, ЦУ – Central Urals, ЗапУ – Western Urals, ТМ – Tagil-Magnitogorsk, ПП – Cisuralian foredeep, ГУР – Main Urals fault.

ванных с конодонтовыми зонами Общей стратиграфической шкалы России [12].

В основании рассматриваемого разреза (верхнефранский подъярус – D_3F_3) залегают биогермные известняки, сложенные строматопоратами в ассоциации с амфипорами и цианобактериями, выше которых прослеживаются слоистые микрокомковатые разности, слагающие кровлю яруса. Граница франа и фамена устанавливается по первому появлению конодонтов зоны *Palmatolepis triangularis* [2, 3] в основании пласта (мощностью в 0.8 м) своеобразных известняковых конгломератов (конглобрекчий), с отчетливой градиционной сортировкой слабо окатанного обломочного материала (с размером обломков до 20–30 см), состоящего из разнородных известняков – микрозернистых, комковатых, органогенно-детритовых, водорослевых [7]. По данным А.З. Бикбаева с соавторами [3], эти конгломераты содержат смешанную ассоциацию ко-

нодонтов, среди которых определены представители зон верхов франского яруса (*rhenana* и *linguiformis*) и основания фаменского (*triangularis*) в то время, как в непосредственно подстилающих известняках обнаружены только конодонты зоны *linguiformis*. На 18 м выше по разрезу, после частично задержанного интервала, А.З. Бикбаев снова зафиксировал наличие конодонтов зоны *linguiformis* в микрозернистых известняках, сменяющихся далее смешанной ассоциацией в известняковой брекчии и еще выше – представителями зоны *triangularis*. Отсюда авторы делают вывод, что в рассматриваемом интервале имеет место зависимость комплексов конодонтов от фациального состава пород или наблюдается тектоническое сдвигание разреза [3].

Однако, при детальном изучении литологического состава пород признаки сдвигания разреза не обнаруживаются: отсутствует второй пласт крупнообломочных конгломератов, с которого на-

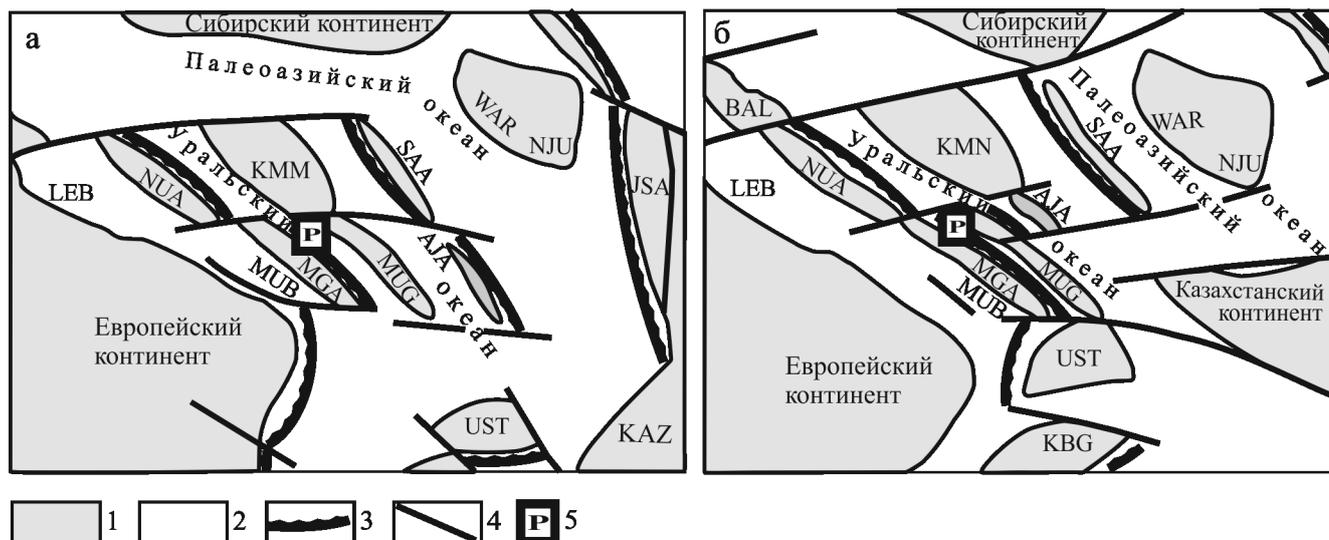


Рис. 2. Фрагмент палеогеографической карты на палинспастической основе (по [11] с упрощениями) и предполагаемое местоположение Режевской карбонатной платформы. а – в начале позднего девона (380 млн. лет); б – в раннем турне (355 млн. лет).

1 – континенты, микроконтиненты, массивы; 2 – океаны, моря; 3 – островные дуги; 4 – трансформные разломы; 5 – Режевская платформа. Бассейны: LEB – Лемвинской зоны, MUB – Мугоджарский. Микроконтиненты, массивы, блоки: MUG – Мугоджарский, KMM – Ханты-Мансийский, WAR – Вартовский, NJU – Нюрольский, UST – Устьюртский, KBG – Карабогазский. Островные дуги: MGA – Магнитогорская, AJA – Аятская, NUA – Североуральская, SAA – Салымская, JSA – Жарма-Саурская. Континент Казахстанский – KAZ.

Fig. 2. Paleogeographic map fragment on the palinspastic basis (by [11] with simplifications) and the Rezh carbonate platform supposed location. а – at the beginning of the Late Devonian (380 million years); б – in the Early Tournesian (355 million years).

1 – continents, microcontinents, Earth crust blocks; 2 – oceans, seas; 3 – island arcs; 4 – transform faults; 5 – Rezh platform. Basins: LEB – Lemvinsk zone, MUB – Mugodzhary. Microcontinents, Earth crust blocks: MUG – Mugodzhary, KMM – Khanty-Mansiysk, WAR – Vartovsky, NJU – Nurol, UST – Ustyurt, KBG – Kara-Bogaz. Island arcs: MGA – Magnitogorsk, AJA – Ayatskiy, NUA – Severouralsk, SAA – Saly, JSA – Zharma-Saur. Kazakhstan continent – KAZ.

чинается разрез фаменского яруса; не повторяется также граница франа и фамена, установленная по фораминиферам (несколько не совпадающая с конодонтовой). Таким образом, можно предположить, что повторение в данном случае отсутствует. Наличие конодонтов зон rhenana и linguiformis на более высоком (фаменском) интервале разреза, возможно, объясняется обломочным характером пород. Тем не менее, вывод этот нельзя считать однозначным, поскольку разрез рассматриваемого интервала обнажен лишь фрагментарно.

Выше описанного интервала разреза залегают оолитовые известняки, в основании которых проводится граница франа и фамена (губинского и шамейского горизонтов) по фораминиферной шкале, по появлению фораминифер *Parathuramina dagmarae*. Эти породы, в свою очередь, сменяются известняковыми турбидитами – главным образом, средне- и мелкозернистыми калькаренитами, иногда гравелитами и мелкогалечными конгломератами с мощностями элементарных циклитов от нескольких сантиметров до 150 см [6].

Далее в разрезе снова появляются мелководные известняки, неотчетливо слоистые, нередко комковатые и детритовые, в основном криноидные, содержащие фораминиферы зоны *Septaglomospirana* (верхняя часть шамейского горизонта) [1], а вблизи основания – многочисленные брахиоподы зоны *Cyrtospirifer archiaci* – *C. asiaticum* [7]. Известняки перекрывающего их чепчуговского горизонта вскрыты не полностью, обнаженные интервалы чередуются с задернованными участками приблизительно в равных соотношениях. Для этих пород характерны микрозернистые и микрокомковатые структуры, узорчатые текстуры, обедненные комплексы фораминифер и водорослей, и почти полное отсутствие макрофауны.

Вблизи границы девона и карбона разрез опять обнажен фрагментарно, с перерывами, поэтому полную информацию получить не удалось. Тем не менее отчетливо видно, что на этой границе (на границе фаменского и турнейского ярусов) происходит смена литологического состава пород и содержащихся в них органических остатков. Верхи фамен-

ского яруса (хвощевский горизонт) здесь представлены слоистыми (до 1 м) темными микрозернистыми известняками, комковатыми, местами интракластовыми, с многочисленными фораминиферами зоны *Quasiendothyra kopensis* и *Eoquasiendothyra copulenta* [9, 13], встречаются узорчатые текстуры. А нижняя часть турне (C_{1t}) уже сложена толстослоистыми (1–2 м и более) нодулярными известняками, темно-серыми до черных. Упомянутые “нодули” представляют собой уплощенные темно-серые комки, со сложными или сглаженными контурами, разобщенные неровными, извилистыми слойками и линзочками (толщиной от 1–2 мм до 1–2 см) неотчетливо микрослоистой битуминозной породы, вероятнее всего остатками микробиальных матов [17]. Размеры у нодулей от нескольких до нескольких десятков сантиметров по длинной оси, и от нескольких миллиметров до 5–7 см толщиной. На выветрелой поверхности известняков они отличаются несколько более светлой окраской, а кальцит в составе этих образований раскристаллизован лучше, чем в предполагаемых бактериальных матах.

В основании нижнего карбона в разрезе появляются представители рода *Tournayellina* и полностью исчезают квазиэндоциты. В целом, по составу органических остатков, нодулярные известняки подразделяются на режевской горизонт (в объеме региональных фораминиферовых зон *Tournayellina vulgaris*–*Tournayellina aff. beata* и *Eochernyshinella crassitheca*–*Prochernyshinella disputabilis*) и першинский – зона *Neoseptaglomospiranela donetziana*–*Palaeospiroplectamina tchernyshinensis* [4]. Для них характерно присутствие довольно многочисленных раковин гастропод, особенно на уровне режевского горизонта, местами встречаются тонкостворчатые брахиоподы, мелкие членики криноидей, единичные ругозы и мшанки. Обнаженность режевского и першинского интервалов разреза сплошная.

Следующий горизонт (кизеловский) представлен мелко- и тонкозернистыми комковатыми интра- и биокластовыми преимущественно криноидными отчетливо слоистыми известняками, нередко с узорчатыми текстурами. Характерно присутствие линзовидных скоплений небольших онколитов. Нижняя часть кизеловского горизонта коррелируется с региональной фораминиферовой зоной *Laxoendothyra parakosvensis*, верхняя – с зоной *Spinoendothyra costifera* [7].

Отложения косьвинского горизонта обнажаются несколько ниже по реке, в скале “Соколиный камень”, где они представлены толстослоистыми (до 2–3 м) и массивными известняками, тонкозернистыми, иногда оолитовыми и мелкообломочными, с немногочисленными, неравномерно распределенными остатками криноидей и с фораминиферами зоны *Tetrataxis sussaicus* – *Eotextularia diversa* [13]. В составе обломков известняков, наряду с порода-

ми разных стратиграфических интервалов турне, присутствуют верхнедевонские [19].

Для уточнения изотопных ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) характеристик, вблизи наиболее важных геологических рубежей (граница франского и фаменского ярусов верхнего девона, граница девона и карбона), как уже было отмечено, отобраны пробы с интервалом в 1 м (табл. 1). Ранее [7] в этих интервалах разреза были установлены признаки влияния глобальных (верхнего Кельвассерского и Хангенбергского) геологических событий. С таким же шагом отбора (в 1 метр) взяты образцы из нижней части першинского горизонта турнейского яруса – уровень конодонтовой зоны *Siphonodella quadruplicata* (где при первом опробовании был зафиксирован наиболее легкий на уровне турне изотопный состав углерода) и вблизи кровли турне (косьвинский горизонт, уровень зоны *Scaliognathus anchoralis*), для уточнения изотопного состава углерода и кислорода в известняках, формировавшихся в конце турнейского века.

Влияние верхнего¹ Кельвассерского события в рассматриваемом разрезе выражается в некотором утяжелении изотопного состава как углерода, так и кислорода непосредственно около границы франа и фамена по конодонтовой шкале (рис. 3). Несколько выше по разрезу, после необнаженного интервала, и после интервала с легким изотопным составом углерода, наблюдается уже более устойчивый экскурс, в сторону тяжелых изотопов (δC^{13} до 3.3 ‰; δO^{18} до 26.2 ‰), несколько напоминающий таковой в разрезах Devilis Gate (Невада, США) или Casey Fall's (Австралия) [30] – рис. 4. Начиная с границы франа и фамена по фораминиферовой шкале, по появлению фораминифер *Parathuramina dagmarae* (см. рис. 4) изотопный состав углерода становится более однородным и относительно легким (δC^{13} около 2 ‰), а кислорода – тоже однородным, но относительно тяжелым (δO^{18} около 26 ‰).

На границе девона и карбона (как по конодонтовой, так и фораминиферовой шкале) происходит резкое утяжеление изотопного состава углерода (δC^{13} в основании турне достигает 4.0...5.0 ‰, по сравнению с фаменской частью разреза, где эта величина составляет 2.0...2.5 ‰), и наблюдается почти синхронное с углеродом изменение изотопного состава кислорода (рис. 5). Причем на кривой вариаций изотопного состава углерода отмечается два экскурса в сторону тяжелых значений.

Полученные новые данные более детально характеризуют также и изотопный состав известняков першинского горизонта (уровень конодонтовой зоны *Siphonodella quadruplicata*), где ранее [7] был отмечен наиболее легкий изотопный состав углерода в разрезе всей толщи турнейского яруса, и где предполагалось наиболее значительное углубле-

¹ Нижнее Кельвассерское событие в рассматриваемом разрезе не выражено.

Таблица 1. Изотопный состав известняков верхнего девона и нижнего карбона**Table 1.** Isotope content of Upper Devonian–Lower Carboniferous limestones

	NN	$\delta^{13}\text{C}$, ‰ (PDB)	$\delta^{18}\text{O}$, ‰ (SMOW)			NN	$\delta^{13}\text{C}$, ‰ (PDB)	$\delta^{18}\text{O}$, ‰ (SMOW)	
↑ Верх	3091-10	3.4	24.4	Граница девон/карбон	↑ Верх	3093-9	3.6	26.4	Косьвинский горизонт
	3091-9	3.8	25.9			3093-8	3.6	26.6	
	3091-8	3.7	26.5			3093-7	3.6	24.9	
	3091-7	4.3	27.3			3093-6	4.1	26.4	
	3091-6	4.8	27.1			3093-5	3.5	24.6	
	3091-5	5.0	25.8			3093-4	3.8	27.1	
	3091-4	3.0	16.9			3093-3	3.9	26.4	
	3091-3	3.4	25.0			3093-2	3.8	25.3	
	3091-2	4.3	26.3			3093-1	3.3	25.5	
	3091-1a	1.4	25.5						
	3091-1	2.1	26.5						
↑ Верх	3090-30	2.9	24.8	Граница фран/фамен	↑ Верх	3092-30	1.9	24.4	Першинский горизонт
	3090-29	3.3	26.2			3092-29	2.7	26.6	
	3090-28	3.2	25.4			3092-28	1.5	22.9	
	3090-27	3.0	24.4			3092-27	2.2	21.3	
	3090-26	1.4	24.1			3092-26	2.7	25.8	
	3090-25	2.1	24.5			3092-25	2.8	25.4	
	3090-24	1.4	23.8			3092-24	2.9	23.7	
	3090-23	1.1	24.0			3092-23	2.8	23.7	
	3090-22	1.3	24.8			3092-22	2.3	20.7	
	3090-21	1.3	23.8			3092-21	2.8	25.4	
	3090-20	1.1	24.2			3092-20	–	–	
	3090-19	1.5	24.4			3092-19	2.7	23.7	
	3090-18	1.4	23.4			3092-18	3.1	24.9	
	3090-17	1.7	24.3			3092-17	3.0	26.6	
	3090-16	1.5	22.2			3092-16	3.0	24.0	
	3090-15	2.5	24.7			3092-15	2.9	19.7	
	3090-14	3.1	23.8			3092-14	2.5	23.5	
	3090-13	1.7	24.5			3092-13	2.3	21.9	
	3090-12	1.9	26.1			3092-12	2.5	20.6	
	3090-11	2.6	23.8			3092-11	2.6	20.3	
	3090-10	1.6	25.7			3092-10	2.9	26.5	
	3090-9	1.4	27.0			3092-9	2.6	26.0	
	3090-8	1.4	23.6			3092-8	2.9	26.9	
	3090-7	1.6	24.1			3092-7	2.5	26.8	
	3090-6	1.6	24.1			3092-6	2.7	26.0	
	3090-5	1.6	24.1			3092-5	2.8	27.2	
	3090-4	1.7	24.4			3092-4	2.8	24.5	
	3090-3	1.5	23.8			3092-3	3.1	26.5	
	3090-2	1.6	24.0			3092-2	3.1	26.5	
			3092-1	2.7	23.5				

Примечание. Анализы выполнены в лаборатории геохимии изотопов и геохронологии ГИН РАН (О.Л. Петров).

Note. Analysis made in Laboratory of Isotope Geochemistry and Geochronology in Geological Institute of RAN (analyst O.L. Petrov).

ние моря в пределах рассматриваемой карбонатной платформы. На данном уровне, как и в нижней части турнейского яруса, распространены битуминозные нодулярные известняки. Значения δC^{13} в этом интервале достаточно устойчивые, они колеблются в основном в пределах 2.3...3.1 ‰ (см. рис. 5). Изотопный состав кислорода, напротив, в нижней части опробованного интервала изменчивый (δO^{18} от 19.3 до 26.9 ‰), но самые низкие значения могут

быть связаны с влиянием вторичных процессов, например, с перекристаллизацией известняков.

На уровне косьвинского горизонта значения изотопного состава углерода относительно высокие и устойчивые (δC^{13} 3.3...4.1 ‰) – см. рис. 5, что, однако, существенно ниже, чем в пределах подстилающего кизеловского горизонта, где δC^{13} достигает значений 6.5–6.9 ‰ [7]. Величины δO^{18} изменчивые, они составляют 24.6–27.1 ‰.

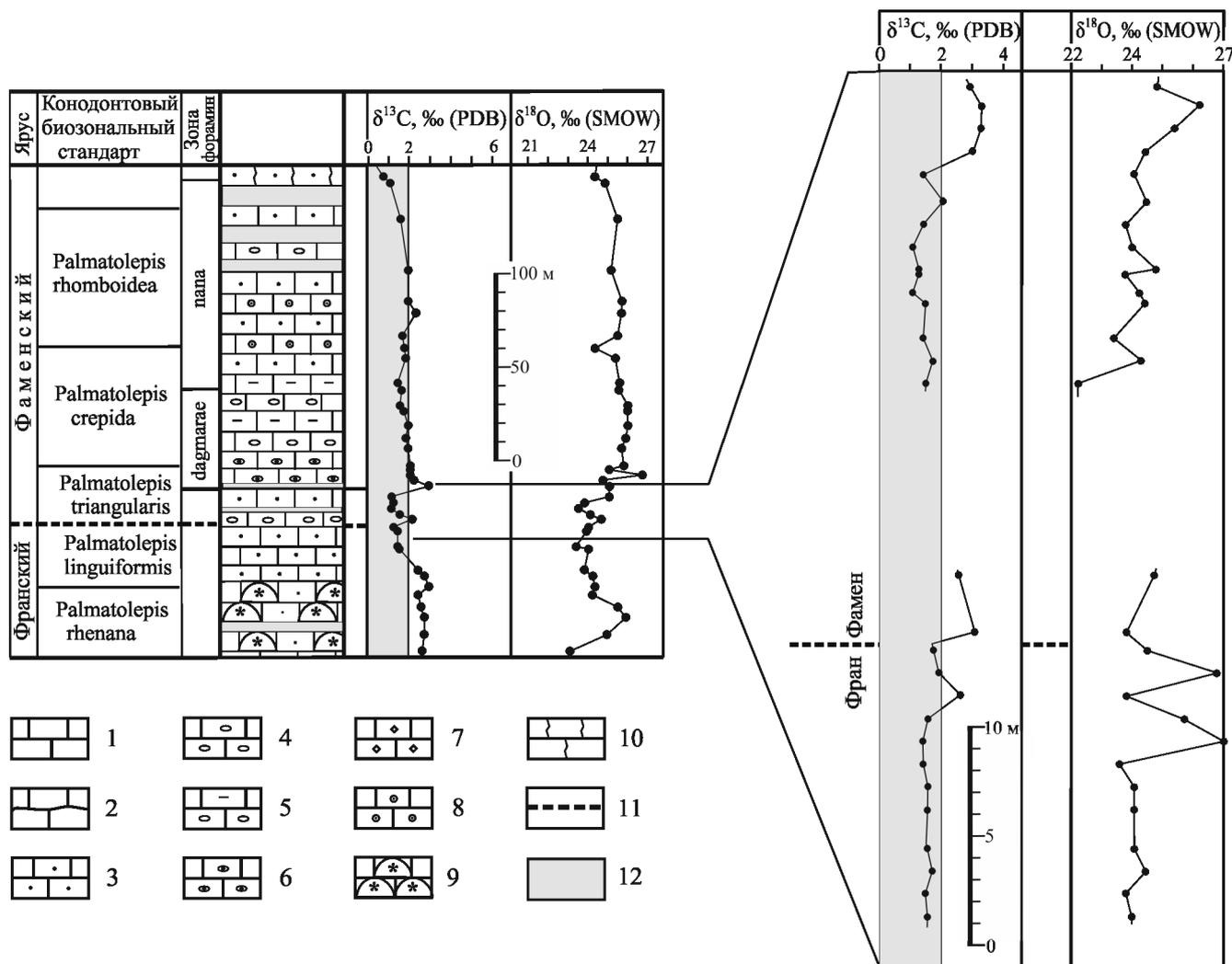


Рис. 3. Распределение величин $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ на рубеже фран/фамен.

1–10 – известняки: 1 – слоистые, 2 – нодулярные, 3 – микросгустковые и микрокомковатые, 4 – интракластовые, 5 – турбидитовые, 6 – оолитовые, 7 – биокластовые, 8 – криноидные, 9 – биогермные строматопорово-водорослевые, 10 – узорчатые. 11 – граница франского и фаменского ярусов по конодонтам, 12 – необнаженные интервалы.

Fig. 3. Distribution of $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values in the Frasnian/Famennian boundary interval.

1–10 – limestones: 1 – layered, 2 – nodular, 3 – microlumpy and microclotted, 4 – intraclastic, 5 – turbidite, 6 – oolitic, 7 – bioclastic, 8 – crinoid, 9 – stromatoporoidea-algal bioherm, 10 – patterned, 11 – Frasnian and Famennian conodont boundary, 12 – unexposed intervals.

Таким образом, на границе франа и фамена в разрезе рассматриваемой платформы подтверждается влияние верхнего Кельвассерского события, выражающегося в изменении литологического состава, геохимических особенностей [9] и утяжелении изотопного состава, как углерода, так и кислорода. Однако это влияние было относительно слабым, увеличение глубины бассейна не было столь значительным, среда оставалась кислородной. Обращает на себя внимание сходство кривых, отражающих изотопный состав известняков (δC^{13} и δO^{18}) до и после задренованного интервала. Возможно, все же прав А.З. Бикбаев с соавторами [3], и здесь

имеет место тектоническое сдвигание небольшого интервала разреза, хотя литологические характеристики (в том числе микрофации), как уже было упомянуто, противоречат такой трактовке.

Более выразительным является влияние глобального Хангенбергского события, проявляющегося в изменении литологического состава пород и в утяжелении изотопного состава углерода в основании турнейского яруса. Возможно, такое утяжеление связано с потеплением климата, с межледниковым эпизодом, например, [33, 34]. Обращает на себя внимание, что утяжеление изотопного состава углерода вблизи этого рубежа имеет место и на

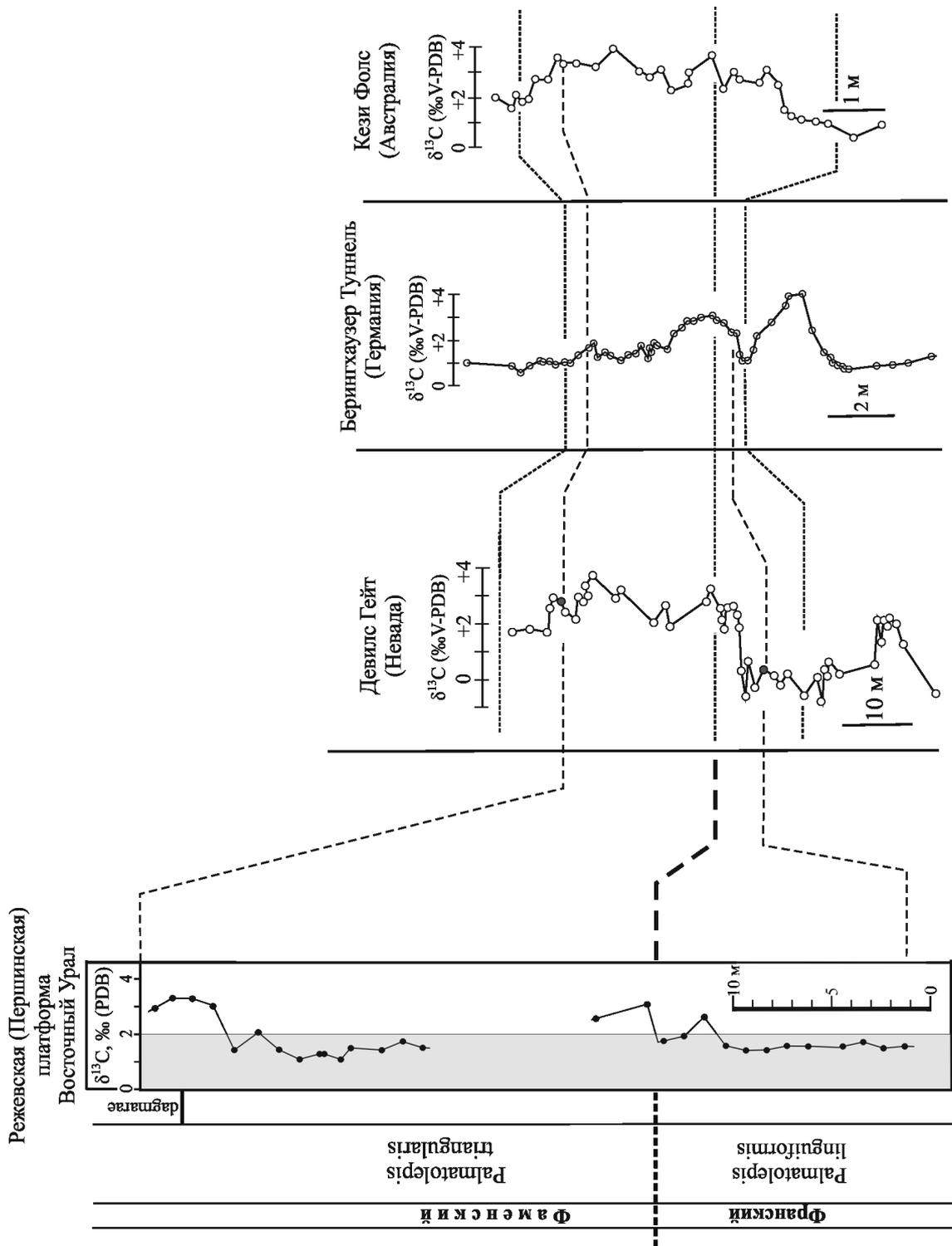


Рис. 4. Сопоставление кривой изотопного состава углерода вблизи границы франа и фамена в разрезе Режевской (Першинской) платформы и в разрезе зах некоторых других регионов: Северной Америки, Австралии [30] и Западной Европы [29].

Fig. 4. Comparison of the carbon isotopic composition curve in the Frasnian/Famennian boundary interval between the Rezh (Pershino) carbonate platform section and sections in some other regions: North America, Australia [30] and Western Europe [29].

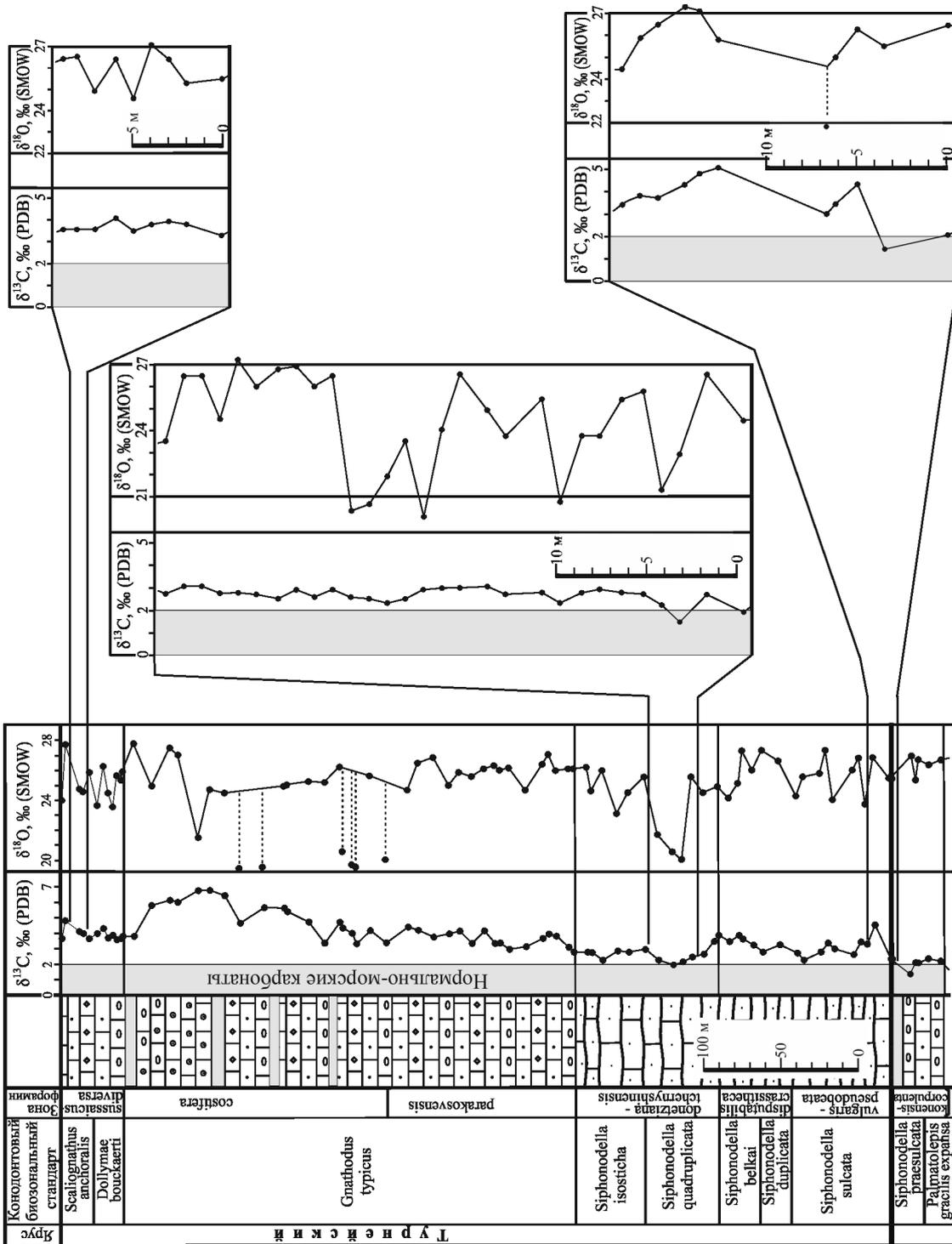


Рис. 5. Распределение величин δ¹³C и δ¹⁸O на рубеже девон/карбон и на уровне турнейского яруса. Условные обозначения см. на рис. 3.

Fig. 5. Distribution of δ¹³C and δ¹⁸O values in the Devonian/Carboniferous boundary interval and in the Tournaian Stage. For legend see Fig. 3.

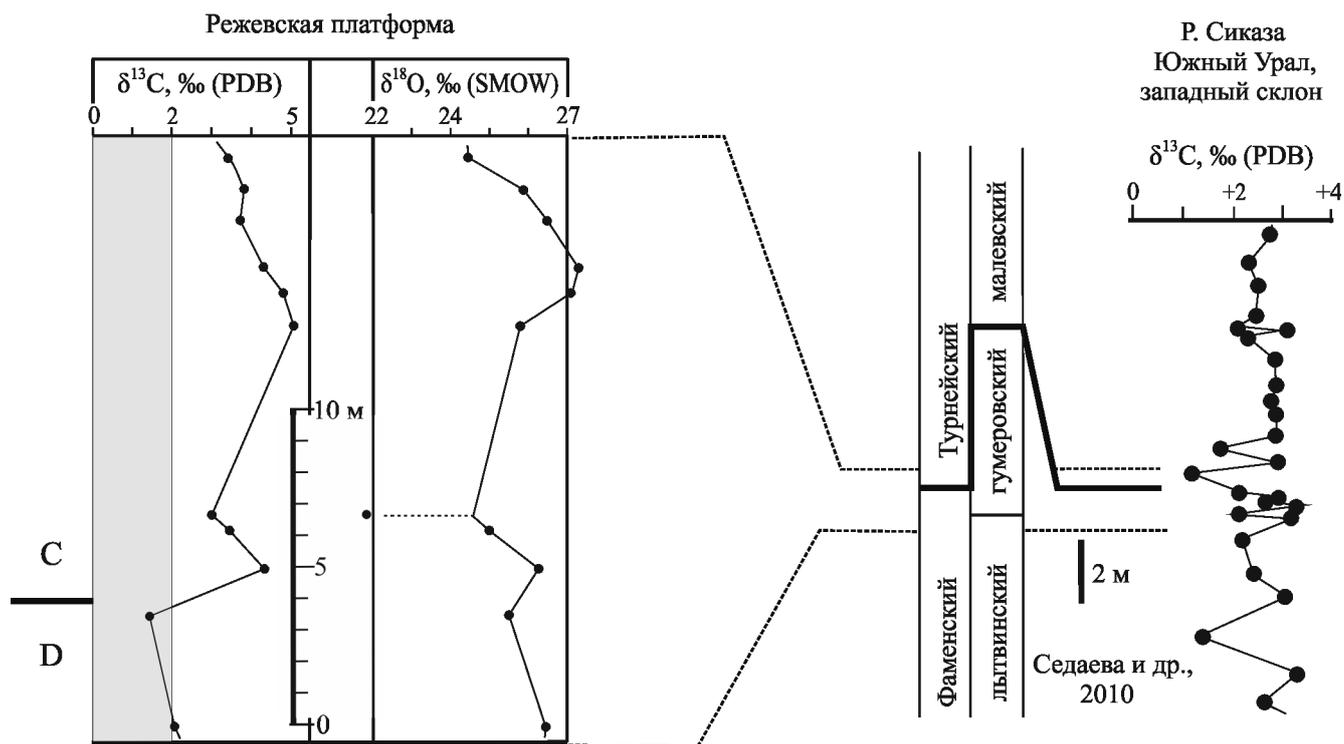


Рис. 6. Сопоставление кривой изотопного состава углерода вблизи границы девона и карбона по Режевской (Першинской) платформе с аналогичной кривой, полученной К.М. Седаевой с соавторами [18] на западном склоне Южного Урала.

Fig. 6. Comparison between carbon isotopic composition curve in the Devonian/Carboniferous boundary intervals of the Rezh (Pershino) carbonate platform and the similar curve constructed by K.M. Sedaeva et al [2010] for deposits on the western slope of the Southern Urals.

Западном Урале [18], но там оно отмечается несколько ниже по разрезу – в кровле фаменского яруса, и, к тому же, выражено не так отчетливо (рис. 6). В Западной Европе на границе девона и карбона отмечаются перерывы в осадконакоплении [21, 28, 32], однако, в рассматриваемом разрезе нет следов существенного обмеления бассейна.

Приблизительно в это же время (на рубеже девона и карбона), предполагаются существенные изменения геодинамической обстановки на западной (в современных координатах) окраине Уральского океана (например, [15]). Возможно, некоторая несогласованность, асинхронность с событиями на западе Европы и на Русской платформе связаны с этими процессами.

В середине першинского времени (уровень конodontовой зоны *Siphonodella quadruplicata*), где отмечается облегченный изотопный состав углерода, предполагается наиболее высокий уровень моря в турнейском веке. Такой вывод был сделан на основании геохимических данных [9]. В этом интервале установлены наиболее высокие значения отношения V/Cr (3 и более, до 6) и аутигенного урана (1.1–1.4 г/т), значительные отрицательные цери-

евые аномалии (0.32–0.36). Это повышение уровня моря в акватории рассматриваемой платформы согласуется с глобальной трансгрессией середины турнейского века. Она реконструируется, в том числе, в Северной Америке и в Европе [24, 25], в Китае [31], отмечается и на обобщенной эвстатической кривой [26]. Признаки влияния глобальной трансгрессии на условия осадконакопления в пределах Режевской платформы, очевидно, предполагают сохранение в турнейском веке связи бассейна с мировым океаном. В то же время облегченный изотопный состав углерода плохо согласуется с высоким уровнем моря. Возможно, он связан с присутствием битумного вещества, характерного для данного интервала разреза, и окислением биохимического (бактериального) метана [22, 23]. Как показали упомянутые авторы, такое явление объясняется перекристаллизацией на стадии диагенеза первичных биогенных карбонатов в среде с высоким содержанием изотопно-легкого CO_2 от разлагающегося обильного органического вещества.

Изотопный состав углерода в верхней части турнейского яруса (верхи косьвинского горизонта) может быть связан с некоторым повышением уровня

моря по сравнению с предшествующим кизеловским временем, где распространены онколитовые известняки, образующиеся, как правило, в крайне мелководных условиях. Признаки этого повышения отражаются в геохимии [9], но литологические особенности пород (встречаются оолитовые разности) несколько противоречат такому выводу. Более достоверным выглядит предположение о связи облегчения изотопного состава углерода с уменьшением биопродуктивности водоема в косьвинское время.

Из приведенных данных следует, что некоторое влияние региональных событий на изотопный состав углерода и кислорода в известняках рассматриваемой платформы можно предположить лишь на рубеже девона и карбона, когда изменилась геодинамическая обстановка на окраине Уральского океана. Отсутствие признаков такого влияния в других интервалах разреза, вероятно, объясняется отсутствием значительных местных событий в акватории платформы в течение фамена и турне.

Работа выполнена при финансовой поддержке программы фундаментальных исследований УрО РАН (проект № 15-18-5-36).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Анфимов А.Л. (2012) Биостратиграфия девонских карбонатных отложений Волго-Уральской области и Урала на основе фораминифер. *Ежегодник-2011. Тр. ИГГ УрО РАН*. Вып. 158, 3-7.
2. Бикбаев А.З., Снигирева М.П. (2002) К проблеме границы франского и фаменского ярусов на восточном склоне Среднего Урала. *Ежегодник-2001*. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 9-13.
3. Бикбаев А.З., Снигирева М.П., Тупицына М.А. (2011) Варианты F/F границы разреза "Першино" в конодонтовой последовательности. *Биостратиграфия, палеогеография и события в девоне и раннем карбоне. Мат-лы междунар. конф.* Новосибирск: СО РАН, 37-39.
4. Кучева Н.А., Степанова Т.И. (2007) Расчленение и корреляция нижнекаменноугольных отложений восточного склона Среднего Урала по фораминиферам и брахиоподам. *Верхний палеозой России. Мат-лы Всерос. науч. конф.* Казань: КГУ, 185-189.
5. Маршалл Д.Е.А., Тельнова О.П., Ветошкина О.С. (2011) Экосистемный кризис на рубеже франского и фаменского веков (Южный Тиман). *Докл. АН*. 440 (6), 791-794.
6. Мизенс Г.А., Клещенко Н.С. (2005) Гравитационные образования в составе толщи верхнедевонских известняков в окрестностях с. Першино (р. Реж, восточный склон Среднего Урала). *Ежегодник-2004*. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 40-45.
7. Мизенс Г.А., Кулешов В.Н., Степанова Т.И., Кучева Н.А. (2015) Отражение глобальных геологических событий фаменского и турнейского веков в разрезе изолированной карбонатной платформы на востоке Урала. *Геология и геофизика*. (11), 1945-1960.
8. Мизенс Г.А., Степанова Т.И., Кучева Н.А. (2012) Восточные зоны Среднего Урала в карбоне (эволюция бассейнов осадконакопления и особенности палеотектоники). *Литосфера*. (4), 107-126.
9. Мизенс Г.А., Степанова Т.И., Кучева Н.А., Сапурин С.А. (2014) Геохимические особенности известняков и условия осадконакопления на изолированной карбонатной платформе в позднем девоне и начале карбона на восточной окраине Урала. *Литосфера*. (6), 53-76.
10. Наседкина В.А., Постоялко М.В., Плюснина А.А., Зенкова Г.Г., Петрова Л.Г., Степанова Т.И., Черепанова Н.А., Ширшова Д.И. (1990) К стратиграфии верхнего девона на восточном склоне Среднего Урала. *Проблемы стратиграфии Урала. Девонская система*. (Под ред. Б.А. Попова). Свердловск: ИГГ УрО РАН, 22-35.
11. Палеогеографический атлас Северной Евразии (1998) (Под ред. В.Г. Казьмина, Л.М. Натапова). М.: Институт тектоники литосферных плит. 26 карт
12. Постановление Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. (2008) *Девонская система. Каменноугольная система*. Вып. 38. (Под ред. А.И. Жамойды, О.В. Петрова). СПб: ВСЕГЕИ, 52-68.
13. Постоялко М.В., Кучева Н.А., Степанова Т.И., Ширшова Д.И. (1999) Фаунистическая характеристика отложений фаменского и турнейского ярусов в разрезе Першино. *Проблемы стратиграфии и палеонтологии Урала*. (Под ред. Н.Я. Анцыгина). Екатеринбург: УГЭС, 114-136.
14. Постоялко М.В., Плюснина А.А., Арбанова Е.С., Степанова Т.И., Черепанова Н.А. (1989) Маршрут № 4. Режевская структурно-фациальная зона. Осадочные породы Першинского комплекса. *Путеводитель геологических экскурсий. Свердловская экскурсия*. Свердловск: УНЦ АН СССР, ПГО Уралгеология, 46-49.
15. Пучков В.Н. (2000) Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 145 с.
16. Пучков В.Н. (2010) Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 280 с.
17. Сапурин С.А. (2014) "Нодулярные" известняки нижнего карбона восточного склона Среднего Урала: особенности литологии и условия образования. *Материалы Всероссийской школы студентов, аспирантов и молодых ученых по литологии "Виртуальные и реальные литологические модели"*. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 108-110.
18. Седаева К.М., Рябинкина Н.Н., Кулешов В.Н., Вальяева О.В. (2010) Отражение Хангенбергского глобального геологического события рубежа девона и карбона в разрезах западного склона Приполярного (р. Кожим) и Южного (р. Сиказа) Урала. *Литосфера*. (6), 25-37.
19. Степанова Т.И. (2015) Особенности микрофаций и комплекс фораминифер косьвинского горизонта турнейского яруса в разрезе "Соколиный камень" на р. Реж (Средний Урал). *Ежегодник-2014. Тр. ИГГ УрО РАН*. Вып. 162, 33-38.
20. Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой) (1993). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, Уралгеолком.

21. Фокин П.А., Никишин А.М. (1999) Тектоническое развитие Восточно-Европейской платформы в девоне–начале карбона. *Вестник МГУ. Сер. Геол.* (6), 9-20.
22. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. (1988) Геохимия черных сланцев. Л.: Наука, 272 с.
23. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. (2010) Соотношения изотопов углерода в стратиффере и биосфере: четыре сценария. *Междисциплинарный научный и прикладной журнал "Биосфера"*. 2(2), 231-246.
24. Alekseev A.S., Kononova L.I., Nikishin A.M. (1996) The Devonian and Carboniferous of the Moscow Syncline (Russian Platform): stratigraphy and sea-level changes. *Tectonophysics*. **268**, 149-168.
25. Becker R. T. (1993) Anoxia, eustatic changes, and Upper Devonian to Lowermost Carboniferous global ammonoid diversity. (Ed. M.R. House) *The Ammonoidea: Environment, Ecology and Evolutionary change*. Oxford: Systematics Ass. Spec. Clarendon Press. **47**, 115-163.
26. Geologic Time Scale 2012. (2012) (Eds. F.M. Gradstein, J.G. Ogg, M.D. Schmitz, G.M. Ogg). Elsevier, 1144 p.
27. Grossman E.L., Bruckschen P., Mii H.-S., Chuvashov B.I., Yancey T.E., Veizer J. (2002) Carboniferous palaeoclimate and global change: isotopic evidence from the Russian Platform. *Стратиграфия и палеогеография карбона Евразии*. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 61-71.
28. House M.R. (2002) Strength, timing, setting and cause of mid-Palaeozoic extinctions. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.* **181**, 5-25.
29. Joachimski M., Buggisch W. (2002) Conodont apatite $\delta^{18}\text{O}$ signatures indicate climatic cooling as a trigger of the Late Devonian mass extinction. *Geology*. **30**, 711-714.
30. Joachimski M., Pancost R., Freeman K., Ostertag-Henning C., Buggisch W. (2002) Carbon isotope geochemistry of the Frasnian-Famennian transition. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.* **181**, 91-109.
31. Muech P., Hou H., Groessens E., Hance L., Tan Z. (1996) Sedimentology and paleogeography of the Famennian, Tournaisian and Lower Viséan in South China. *Mem. Inst. Geol. Universite Louvain*. **36**, 175-191.
32. Racki G. (1997) Devonian eustatic fluctuations in Poland. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*. **199**, 1-12.
33. Sandberg C.A., Morrow J.R., Ziegler W. (2000) Late Devonian events and mass extinctions. In *Catastrophic Events and mass extinctions: Impacts and Beyond*. Houston, Texas, Lunar and Planetary Inst. Contrib. **1053**, 188-189.
34. Walliser O.H. (1996) Global events in the Devonian and Carboniferous. (Ed. O.H. Walliser) *Global Events and Event Stratigraphy*. Berlin: Springer, 225-250.

Specific features of carbon and oxygen stable isotopes ($\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$) geochemistry in the isolated carbonate platform section on the east of the Urals (the Famennian and Tournaisian Stages)

G. A. Mizens*, V. N. Kuleshov**, S. A. Sapurin*, T. I. Stepanova*, O. L. Petrov**

*Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of RAS,

**Geological Institute of RAS

New data about the stable carbon and oxygen isotopic composition for the Frasnian/Famennian and Devonian/Carboniferous boundary intervals, as well as for middle and upper parts of the Tournaisian Stage (the Lower Carboniferous), are represented in this article. Isotopic composition, specific features and depositional conditions which were revealed in the isolated carbonate platform basin are considered.

Key words: *stable carbon and oxygen isotopes, the Famennian Stage, the Tournaisian Stage, the Frasnian/Famennian boundary, the Devonian/Carboniferous boundary, global geological events, carbonate platform.*

REFERENCES

1. Anfimov A.L. (2012) Biostratigraphy of Devonian carbonate deposits of the Volga-Ural and the Urals region on the basis of foraminifera. *Yezhegodnik-2011. Trudy IGG UrO RAN*. V. 159, 3-7. (In Russian).
2. Bikbayev A.Z., Snigireva M.P. (2002) To the border Frasnian-Famennian problem on the eastern slope of the Middle Urals. *Yezhegodnik-2001*. Yekaterinburg: IGG UrO RAN Publ., 9-13. (In Russian).
3. Bikbayev A.Z., Snigireva M.P., Tupitsyna M.A. (2011) Options for F-F boundaries in the "Persino" section by conodont sequence. *Biostratigrafiya, paleogeografiya i sobytiya v devone i rannem karbone. Materialy mezhdunarodnoy konferentsii*. Novosibirsk: SO RAN Publ., 37-39. (In Russian).
4. Kucheva N.A., Stepanova T.I. (2007) Division and correlation of the Lower Carboniferous deposits on the eastern slope of the Middle Urals by foraminifera and brachiopods. *Verkhniy paleozoy Rossii. Materialy Vserossiyskoy nauchnoy konferentsii Kazan'*. KGU Publ., 185-189. (In Russian).

5. Marshall D.Ye.A., Tel'nova O.P., Vetoshkina O.S. (2011) Ecosystem crisis at the Frasnian-Famennian boundary (the Southern Timan). *Dokl. Akad. Nauk.* **440**(6), 791-794. (In Russian).
6. Mizens G.A., Kleshchenok N.S. (2005) Gravitational formations as part of the Upper Devonian limestone strata near the Pershino Village (Rezh River, the eastern slope of the Middle Urals). *Yezhegodnik-2004*. Yekaterinburg: IGIg UrO RAN Publ., 40-45. (In Russian).
7. Mizens G.A., Kuleshov V.N., Stepanova T.I., Kucheva N.A. (2015) Reflection of the Famennian and Tournasian global geological events in the isolated carbonate platform section on the east of the Urals. *Geol. Geofiz.* (11), 1945-1960. (In Russian).
8. Mizens G.A., Stepanova T.I., Kucheva N.A. (2012) Eastern zone of the Middle Urals in the Carboniferous (sedimentary basins evolution and paleotectonics features). *Litosfera.* (4), 107-126. (In Russian).
9. Mizens G.A., Stepanova T.I., Kucheva N.A., Sapurin S.A. (2014) Geochemical features of limestones and depositional environment on the isolated carbonate platform on the eastern Urals margin during Late Devonian and Early Carboniferous. *Litosfera.* (6), 53-76. (In Russian).
10. Nasedkina V.A., Postoyalko M.V., Plyusnina A.A., Zenkova G.G., Petrova L.G., Stepanova T.I., Cherepanova N.A., Shirshova D.I. (1990) To the Upper Devonian stratigraphy on the eastern slope of the Middle Urals. *Problemy stratigrafii Urala. Devonskaya sistema.* (Ed. B.A. Popov). Sverdlovsk: IGG UrO RAN Publ., 22-35. (In Russian).
11. *Paleogeograficheskiy atlas Severnoy Evrazii* (1998) [Northern Eurasia Paleogeographic Atlas] (Eds. V.G. Kaz'min, L.M. Natapov). Moscow: Institut tektoniki litosfernykh plit Publ., 26 kart. (In Russian).
12. *Postanovleniye Mezhdomstvennogo stratigraficheskogo komiteta i ego postoyannykh komissiy. Devonskaya sistema. Kamennougol'naya sistema. V. 38.* (2008) [Resolution of the Interdepartmental Stratigraphic Committee and its Standing-Commissions. The Devonian System. The Carboniferous System]. (Eds. A.I. Zhamoyda, O.V. Petrov)]. St.Petersburg: VSEGEI Publ., 52-68. (In Russian).
13. Postoyalko M.V., Kucheva N.A., Stepanova T.I., Shirshova D.I. (1999) Faunistic features Famennian and Tournasian deposits in the Pershino section. *Problemy stratigrafii i paleontologii Urala* (Ed. N.YA. Antsygin). Yekaterinburg: OAO UGSE Publ., 114-136. (In Russian).
14. Postoyalko M.V., Plyusnina A.A., Arbanova Ye.S., Stepanova T.I., Cherepanova N.A. (1989) The route number 4. The Rezh structural-facies zone. Sedimentary rocks of the Pershino complex. *Putevoditel' geologicheskikh ekskursiy. Sverdlovskaya ekskursiya.* Sverdlovsk: UNTS AN SSSR, PGO Uralgeologiya, 46-49. (In Russian).
15. Puchkov V.N. (2000) *Paleogeodinamika Yuzhnogo i Srednego Urala* [Paleogeodynamics of the Southern and the Middle Urals]. Ufa: Dauriya Publ., 145 p. (In Russian).
16. Puchkov V.N. (2010) *Geologiya Urala i Priural'ya (aktual'nyye voprosy stratigrafii, tektoniki, geodinamiki i metallogenii)* [Geology of the Urals and the Ural region (topical issues of stratigraphy, tectonics, geodynamics and metallogeny)]. Ufa: DizaynPoligrafServis Publ., 280 p. (In Russian).
17. Sapurin S.A. (2014) The Lower Carboniferous "nodular" limestones on the eastern slope of the Middle Urals: lithological features and depositional conditions. *Materialy Vserossiyskoy shkoly studentov, aspirantov i molodykh uchenykh po litologii "Virtual'nyye i real'nyye litologicheskiye modeli"*. Yekaterinburg: IGG UrO RAN Publ., 108-110. (In Russian).
18. Sedayeva K.M., Ryabinkina N.N., Kuleshov V.N., Valyayeva O.V. (2010) Reflection of the Hangenberg global geologic event, at the Devonian-Carboniferous boundary, in the sections of the western slope of the cis-Polar (Kozhim River) and South (Sikaza River) Urals]. *Litosfera.* (6), 25-37. (In Russian).
19. Stepanova T.I. (2015) Microfacies features and foraminifera complex of the Kos'va horizon (the Tournasian Stage) in the "Sokolinyi kamen'" section on the Rezh River (the Middle Urals)]. *Yezhegodnik-2014. Trudy IGG UrO RAN V. 162*, 33-38. (In Russian).
20. *Stratigraficheskiye skhemy Urala (dokembriy, paleozoy)* (1993) [Stratigraphic schemes of the Urals (Precambrian, Paleozoic)]. Yekaterinburg: IGG UrO RAN, Uralgeolkom Publ. (In Russian).
21. Fokin P.A., Nikishin A.M. (1999) The East European platform tectonic evolution in the Devonian and in the beginning of Carboniferous]. *Vestn. Moskov. St. Univ. Ser. Geol.* (6), 9-20. (In Russian).
22. Yudovich Ya.E., Ketris M.P. (1988) *Geokhimiya chernykh slantsev* [Black shales geochemistry]. L.: Nauka Publ., 272 p. (In Russian).
23. Yudovich Ya.E., Ketris M.P. (2010) Carbon isotopes relations in the biosphere and stratisphere: four versions]. *Mezhdistsiplinarnyi nauchnyi i prikladnyy zhurnal "Biosfera"*. **2**(2), 231-246. (In Russian).
24. Alekseev A.S., Kononova L.I., Nikishin A.M. (1996) The Devonian and Carboniferous of the Moscow Syncline (Russian Platform): stratigraphy and sea-level changes. *Tectonophysics.* **268**, 149-168.
25. Becker R. T. (1993) Anoxia, eustatic changes, and Upper Devonian to lowermost Carboniferous global ammonoid diversity. In House M.R. (ed.) *The Ammonoidea: Environment, Ecology and Evolutionary change*. Oxford: Systematics Ass. Spec. Clarendon Press., **47**, 115-163.
26. Geologic Time Scale 2012 (2012). (Eds. F. M. Gradstein, J. G. Ogg, M. D. Schmitz, G. M. Ogg). Elsevier, 1144 p.
27. Grossman E.L., Bruckschen P., Mii H-S., Chuvashov B.I., Yancey T.E., Veizer J. (2002) Carboniferous palaeoclimate and global change: isotopic evidence from the Russian Platform. *Стратиграфия и палеогеография карбона Евразии*. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 61-71.
28. House M.R. (2002) Strength, timing, setting and cause of mid-Palaeozoic extinctions. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology.* **181**, 5-25.
29. Joachimski M., Buggisch W. (2002) Conodont apatite $\delta^{18}\text{O}$ signatures indicate climatic cooling as a trigger of the Late Devonian mass extinction. *Geology.* **30**, 711-714.
30. Joachimski M., Pancost R., Freeman K., Ostertag-Henning C., Buggisch W. (2002) Carbon isotope geochem-

- istry of the Frasnian-Famennian transition. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. **181**, 91-109.
31. Muchez P., Hou H., Groessens E., Hance L., Tan Z. (1996) Sedimentology and paleogeography of the Famennian, Tournaisian and Lower Viséan in South China. *Memoires de l'Institut geologique de l'Universite Louvain*. **36**, 175-191.
 32. Racki G. (1997) Devonian eustatic fluctuations in Poland. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*. 199, 1-12.
 33. Sandberg C.A., Morrow J.R., Ziegler W. (2000) Late Devonian events and mass extinctions. In *Catastrophic Events and mass extinctions: Impacts and Beyond*. Houston, Texas, Lunar and Planetary Institute Contribution. **1053**, 188-189.
 34. Walliser O.H. (1996) Global events in the Devonian and Carboniferous. In Walliser O.H. (ed.) *Global Events and Event Stratigraphy*. Berlin: Springer, 225-250.