

ВАРИАЦИИ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА УГЛЕРОДА И КИСЛОРОДА В ЭМССКО-ФРАНКСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ СЕВЕРО-ПРИПЯТСКОГО ПЛЕЧА (ЮГО-ВОСТОК БЕЛАРУСИ)

А.А. Махнач¹, Б.Г. Покровский², О.В. Мурашко¹

¹Государственное предприятие «НПЦ по геологии»

Филиал «Институт геологии»

ул. Купревича, 7, 220084, Минск, Беларусь

E-mail: makhnach@geologiya.by

² Геологический институт РАН

Пыжевский пер., 7, 119017, Москва, Россия

E-mail: pokrov@ginras.ru

Изучено распределение изотопов углерода и кислорода в эмско-франкских карбонатных и карбонатсодержащих породах разреза параметрической скв. Приволье на Северо-Припятском плече (юго-восток Беларуси).

В эмско-среднеэфельской части разреза вариации $\delta^{13}\text{C}$ двумя отрицательными экскурсами (до -6...-8‰) трассируют эвапоритовый эпизод (карбонатно-сульфатные породы, желваки, прожилки и другие проявления гипса и ангидрита). Экскурсы связаны с активизацией поступления континентальных вод, обогащенных почвенным углеродом, в условиях сильного обмеления бассейна и, возможно, его расчленения на участки суши и эвапоритовые ванны. Первая фаза эвапоритового эпизода отмечена на отрезке витебский горизонт – адровско-освейская граница. В начале освейского времени происходит возврат к нормальным морским условиям (рост $\delta^{13}\text{C}$ до -2...-1‰), а затем опять активизируется поступление вод с суши и наступает вторая фаза эвапоритизации, которая заканчивается в городокское время.

На углеродно-изотопной кривой верхнеэфельско-франского интервала разреза наблюдается трехкратное чередование участков с нормальными морскими значениями $\delta^{13}\text{C}$ (0...+1‰) и несколько пониженными (до -2...-3, в единичных случаях до -3,8‰). Последние трассируют три фазы поступления почвенного углерода в составе вод континентального стока: кратковременную – в первой половине полоцкого времени, длительную – охватывающую вторую (большую) половину полоцкого времени, и намечающуюся – в конце ланского времени.

Динамика $\delta^{18}\text{O}$ в разрезе в основном повторяет поведение значений на девонском отрезке глобальной хемотратиграфической кривой. Изотопный состав кислорода, имеющий главным образом морской облик, не «реагирует» на отрицательные экскурсы $\delta^{13}\text{C}$, связанные с активизацией континентального стока. Причиной этого является практическое отсутствие разницы между значениями $\delta^{18}\text{O}$ метеорных осадков, дающих начало водам суши, и морской воды в низких широтах, где в девоне находилась территория Беларуси.

ВВЕДЕНИЕ

В 2019–2022 гг. нами опубликованы результаты изотопно-хемотратиграфического изучения ниже- и среднедевонских отложений Беларуси в разрезах четырех скважин. Это параметрические скв. Быховская в зоне сочленения Оршан-

ской впадины и Жлобинской седловины [9; 10], Кормянская на Жлобинской седловине [8; 10] и Северо-Полоцкая в юго-восточной части Латвийской седловины [2], а также скв. ГТК-1, пробуренная в рамках программы глубинного геологического картирования на юго-западе Воронежской антеклизы [1] (рис. 1). В разрезах

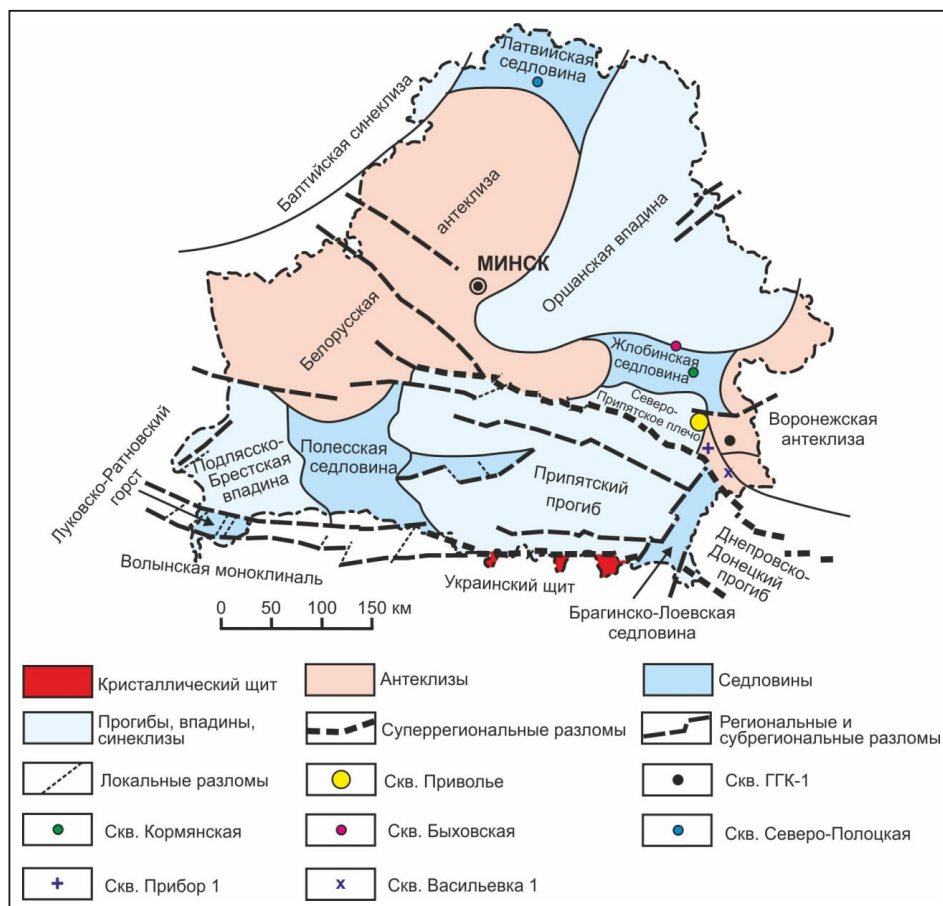


Рисунок 1 – Местоположение параметрической скв. Приволье и других упоминаемых в статье скважин на схеме тектонического районирования территории Беларуси

первых трех названных скважин ниже-среднедевонские образования залегают в близких глубинных интервалах и имеют сходную мощность (скв. Быховская – 144,7–206,5 м, Кормянская – 144,0–351,5 м, Северо-Полоцкая – 127,8–338,7 м). В разрезе скв. ГГК-1 глубина залегания отложений несколько больше (345,3–454,5 м), а мощность в два раза меньше. После накопления среднедевонских образований в изученных разрезах отмечен колоссальный перерыв в седиментации – до триаса (скв. ГГК-1), юры (скв. Быховская и Кормянская) или квартера (скв. Северо-Полоцкая). Стратиграфический диапазон исследований нижнего-среднего девона в этих разрезах сверху был ограничен полоцким горизонтом живета (скв. Быховская), верхним (скв. Северо-Полоцкая и ГГК-1) или средним (скв. Кормянская) эйфелем. Это было обусловлено либо отсутствием более молодых отложений, либо неудовлетворительным отбором керна из них, либо их непригодностью для изотопных определений из-за дефицита карбонатного материала.

В настоящей статье представлены результаты изучения разреза параметрической скв. Приволье в восточной части Северо-Припятского

плеча Припятского прогиба (см. рис. 1). Здесь ниже-среднедевонские отложения (вместе с включенными в изучение преимущественно терригенными образованиями самых низов франского яруса верхнего девона) отличаются существенно большей глубиной залегания и большей мощностью по сравнению с исследованными ранее разрезами и перекрыты более чем 300-метровой франской толщей карбонатных и магматических пород.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ

Вовлеченный в работу каменный материал охватывал 297,2 м разреза скв. Приволье в стратиграфическом диапазоне от эмса до франа и включал 135 образцов карбонатных и карбонатсодержащих пород (табл.). Один проанализированный изотопным и вспомогательными (определение карбонатности и содержания органического углерода) методами характеризовал в среднем 2,2 м разреза, в том числе 2,2 м для разреза витебского горизонта (верхний эмс), 1,0 м – адровского (нижний эйфель), 1,7 м – освейского (нижний эйфель), 0,6 м – горо-

докского (средний эйфель), 1,2 м – костюковичского (верхний эйфель), 3,8 м – полоцкого (нижний, средний живет) горизонтов и 2,6 м – ланского надгоризонта (верхний живет, нижний фран).

При работе над статьей использованы образцы из коллекции, собранной А.Г. Лапцевич, О.Ф. Кузьменковой, Г.Д. Стрельцовой и Н.С. Яковлевой, и выполненное ими литостратиграфическое расчленение разреза (А.Г. Лапцевич, 2020 г.). Изотопные определения углерода и кислорода производились на масс-спектрометре Delta V Advanced с использованием установки Gas-Bench-I в лаборатории геохимии изотопов и геохронологии Геологического института РАН (Москва). Значения $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ даны относительно стандарта PDB. Точность (воспроизводимость) определений находится в пределах $\pm 0,2\text{‰}$. Карбонатность пород газометрическим методом и содержание органического углерода ($\text{C}_{\text{орг}}$) оксидометрическим определялись в Институте геологии (Минск) Г.И. Лучиной.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Литология

Изучавшаяся часть девонского разреза скв. Приволье залегает на глубинах 604,8–902,4 м, охватывает, как уже было сказано выше, стратиграфический диапазон от витебского горизонта (эмс) до ланского надгоризонта (живет – фран), подстилается ледниковыми образованиями вильчанской серии нижнего венда и перекрывается карбонатными породами саргаевского горизонта франского яруса (см. табл., рис. 2).

Начинающие разрез отложения витебского горизонта имеют мощность 15,4 м и представлены зеленовато-серыми, серыми, светло-серыми, иногда бежевыми доломитовыми мергелями, доломитистыми глинами, разнотернистыми песчаниками с карбонатным и гипсово-карбонатным цементом, реже – известковистыми доломитами.

Основание залегающей выше толщи эйфельского яруса сложено

породами адровского горизонта (6,2 м). Это переслаивание серых, светло-серых, коричневатых доломитовых мергелей, доломитистых глин, иногда с прожилками и корочками гипса, в том числе селенита, песчаников с карбонатным и гипсовым цементом, карбонатно-ангидритовых пород.

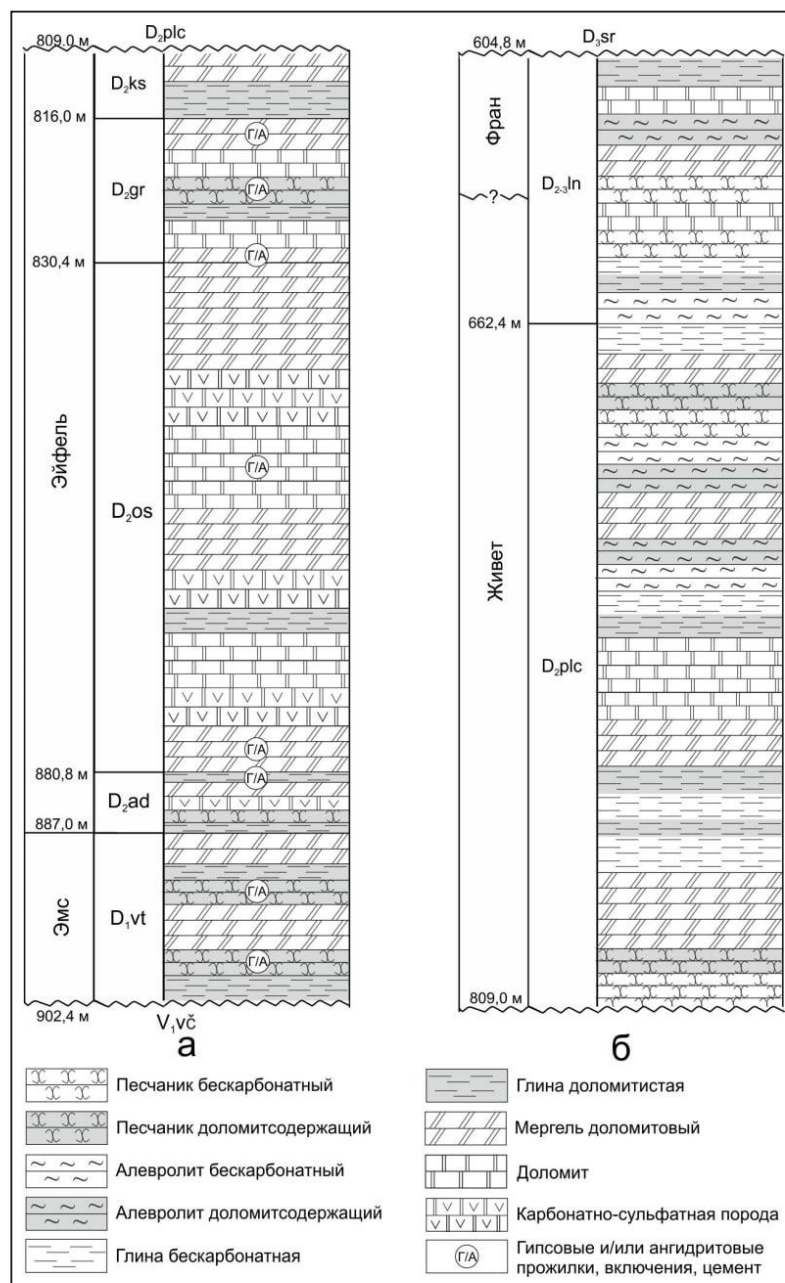


Рисунок 2 – Генерализованный литологический разрез нижне-среднедевонских и нижней части верхнедевонских отложений, вскрытый параметрической скв. Приволье на Северо-Припятском плече (а – эмс, эйфель; б – живет, фран). Стратиграфические подразделения: V_1vc – нижний венд, вильчанская серия; горизонты: D_1vt – витебский, D_2ad – адровский, D_2os – освейский, D_2gr – городокский, D_2ks – костюковичский, D_2plc – полоцкий, D_3 – саргаевский; D_{23ln} – ланский надгоризонт

Таблица – Изотопный состав углерода и кислорода карбонатов в эмско-франском разрезе параметрической скважины Приволье (Северо-Припятское плечо)

Глубина, м	Порода	Кальцит, %	Доломит, %	Сорг	$\delta^{13}\text{C}, \text{‰}$ (PDB)	$\delta^{18}\text{O}, \text{‰}$ (PDB)
Ланский надгоризонт (кровля 604,8 м)						
605,8	Доломит известковистый глинистый	12,0	73,4	0,86	-3,8	-2,3
606,6	Доломит известковый	30,0	70,0	0,28	-3,8	-4,6
607,2	Мергель глинистый доломитовый	Нет	44,3	0,43	-1,0	-5,7
608,3	Доломит известковистый	6,4	91,0	0,18	-0,4	-4,6
609,0	Мергель глинистый доломитовый	Нет	35,8	0,24	0,3	-5,9
612,0	—	—	42,6	0,34	0,3	-5,9
614,5	Алеврит глинистый доломитовый	—	25,3	0,19	0,3	-5,0
617,0	Глина доломитистая	—	24,7	0,17	0,7	-3,8
617,9	Мергель известково-доломитовый	—	46,4	0,16	0,9	-2,6
618,1	Мергель доломитовый	—	54,7	0,20	0,7	-2,8
618,7	—	—	54,9	0,19	0,8	-2,8
620,3	Алеврит доломитовый	—	39,5	0,23	0,2	-5,5
622,1	Доломит	—	96,7	0,19	-0,5	-6,5
622,5	Доломит известковистый глинистый	16,5	65,4	0,20	-0,3	-6,3
623,5	Мергель доломитовый	Нет	52,2	0,25	-0,6	-6,3
624,7	—	—	61,9	0,19	-0,7	-5,6
625,1	—	—	50,6	0,50	-0,7	-5,7
625,6	Песчаник доломитовый	—	39,0	0,14	-0,9	-6,8
632,0	Песчаник доломитистый	—	8,4	0,10	-1,2	-6,2
636,8	Доломит известковый	29,9	70,1	0,25	-0,3	-6,7
645,5	Мергель известковисто-доломитовый	10,0	54,7	0,42	-0,3	-6,9
654,8	Алеврит доломитистый	Нет	10,9	0,25	-0,9	-7,7
Полоцкий горизонт (кровля 662,4 м)						
662,5	Мергель известковисто-доломитовый	10,2	50,8	0,88	-2,3	-5,1
664,0	Мергель известковисто-доломитовый	18,1	45,9	0,64	-0,9	-4,0
673,0	Песчаник доломитистый	Нет	24,1	0,58	-2,1	-7,8
673,8	Мергель глинистый доломитовый с алевритом	—	35,0	0,72	-3,3	-5,1
680,3	Глина доломитистая с пиритом	—	10,8	0,57	-3,5	-7,1
681,5	Алеврит слюдястый доломитистый	—	10,1	0,38	-3,4	-5,8

Глубина, м	Порода	Кальцит, %	Доломит, %	Сорг	$\delta^{13}\text{C}, \text{‰}$ (PDB)	$\delta^{18}\text{O}, \text{‰}$ (PDB)
Полоцкий горизонт						
682,3	Глина доломитистая	Нет	9,1	0,73	-3,8	-4,8
686,0	Алеврит доломитистый	—	16,7	0,54	-3,0	-6,7
691,0	—	—	19,4	0,21	-1,0	-6,8
696,0	Глина доломитистая	—	10,6	0,40	-2,5	-6,3
697,0	Доломит окремнелый	1,1	84,4	0,34	-3,6	-3,8
699,2	Алеврит доломитовый	Нет	31,4	0,26	-2,5	-6,2
701,2	Мергель доломитовый	5,1	57,4	0,33	-3,1	-5,9
705,1	Мергель глинистый доломитовый	Нет	32,8	0,20	-2,1	-6,3
706,0	Глина доломитистая	—	16,3	0,21	-2,6	-5,4
711,9	Мергель известковисто-доломитовый	14,9	45,0	0,27	-2,3	-5,1
714,4	—	16,0	43,2	0,28	-2,2	-5,2
716,9	Глинисто-алевритовая порода доломит-содержащая	Нет	7,9	0,20	-2,3	-7,3
728,9	Глина доломитистая	—	18,5	1,60	-1,5	-8,3
730,6	Терригенно-доломитовая порода	2,6	50,6	0,43	-2,2	-6,2
737,5	Терригенная порода доломитсодержащая	Нет	7,6	0,16	-1,3	-6,7
741,5	Глина доломитистая	—	9,2	0,21	-0,8	-7,0
742,0	—	—	11,8	0,19	0,2	-8,1
742,7	Песчаник доломитовый	—	27,3	0,23	0,2	-8,1
748,0	Песчаник доломитистый	—	8,1	Нет8	0,5	-8,6
758,0	Песчаник доломитовый	0,6	36,3	0,17	0,5	-8,6
769,9	Песчаник доломитистый	Нет	9,4	Нет4	0,4	-8,3
770,5	Мергель доломитовый сильнокавернозный	1,4	37,1	0,24	-0,9	-8,2
772,3	Мергель глинистый доломитовый	1,9	46,4	0,20	-3,1	-7,1
776,2	Глина доломитистая	Нет	10,2	0,13	-2,0	-7,9
778,6	—	—	9,5	0,15	-0,8	-7,9
787,0	Мергель доломитовый	0,8	37,5	0,11	0,8	-8,0
79Нет	Глина доломитистая	Нет	13,3	0,29	0,7	-8,6
793,0	Мергель глинистый доломитовый	3,5	31,5	0,14	-0,1	-7,8
798,5	Мергель глинистый доломитовый с оолитами	0,2	25,4	0,15	0,8	-8,8
800,8	Песчаник доломитистый	Нет	22,5	0,18	0,6	-8,6
803,0	—	—	21,0	Нет	0,5	-8,6
805,5	Песчаник доломитовый	2,3	34,5	0,16	0,4	-8,3
808,8	—	Нет	35,9	Нет9	0,2	-8,3
Костюковичский горизонт (кровля 809,0 м)						
809,2	Мергель глинистый доломитовый	Нет	29,3	0,53	0,2	-8,0
809,3	—			0,60	0,4	-7,3
809,5	—			0,41	-0,5	-7,2
815,0	Глина доломитистая	Нет	12,3	0,51	-0,5	-6,9
815,2	—			0,37	-0,9	-6,5
815,4	—			0,53	-0,5	-6,4
Городокский горизонт (кровля 816,0 м)						
817,1	Доломит глинистый слабоизвестковистый	6,2	75,8	0,72	-2,2	-3,1
818,5	Мергель доломитовый с остатками водорослей	Нет	68,3	1,46	-2,0	-3,8
819,2	—	—	73,1	1,58	-2,1	-4,0

Окончание таблицы

Глубина, м	Порода	Кальцит, %	Доломит, %	Сорг	$\delta^{13}\text{C}$, ‰ (PDB)	$\delta^{18}\text{O}$, ‰ (PDB)
Городокский горизонт						
819,8	Мергель доломитовый	Нет	60,2	2,58	-2,3	-5,1
820,2	—	0,6	60,7	2,16	-2,2	-5,4
820,5	Мергель глинистый доломитовый	Нет	40,3	6,96	-2,1	-6,6
820,9	Доломит известковистый водорослевый	13,9	85,6	0,24	-1,5	-2,5
820,95	Мергель доломитовый с остатками водорослей	5,6	59,2	0,25	-1,4	-2,0
821,2	Глина доломитистая яшмовидная	Нет	17,9	0,21	-1,7	-0,1
822,5	Мергель известковисто-доломитовый	6,2	55,2	0,21	-2,1	-1,8
823,0	Доломит известковистый глинистый	6,7	86,9	0,19	-2,0	-1,9
823,3	Мергель известковисто-доломитовый	7,9	45,7	0,21	-1,4	-1,1
823,5	Мергель доломитовый	1,1	62,1	0,14	-1,5	-0,6
824,9	Доломит глинистый	0,9	89,6	0,19	-2,4	-3,2
825,1	Доломит известковистый	12,5	87,5	0,44	-2,6	-1,6
825,5	Доломит	Нет	95,0	0,42	-2,8	-0,6
826,2	Мергель доломитовый	—	53,7	0,40	-1,3	-0,7
826,7	Доломит глинистый водорослевый	1,6	81,6	0,41	-1,5	-0,4
827,2	Доломит известковистый	12,6	87,4	0,22	-1,4	-1,0
827,3	Мергель известковисто-доломитовый	6,2	51,3	0,41	-1,2	-1,7
827,4	Доломит известковистый	16,1	83,9	0,16	-1,3	-0,5
828,0	Мергель доломитовый	Нет	53,4	0,49	-1,5	-0,3
828,85	Глина доломитистая	—	17,0	1,94	-2,0	-1,2
829,7	Доломит	4,0	92,1	0,31	-1,2	-0,2
83Нет	Доломит известковистый	18,4	80,7	0,71	-2,0	-3,3
830,3	Доломит	1,0	95,9	0,93	-2,5	-2,1
Освейский горизонт (кровля 830,4 м)						
831,6	Мергель известковисто-доломитовый	6,1	62,5	0,49	-3,5	-0,6
833,2	Доломит	Нет	100,0	0,73	-4,2	-0,5
834,0	Известковисто-доломитовая порода глинистая	9,7	67,6	1,22	-3,6	-2,2
834,5	Мергель доломитовый	Нет	57,4	1,46	-4,6	-1,8
835,2	Глина доломитистая	Нет	13,6	1,37	-4,7	-2,1
835,8	Доломит глинистый с гнездами ангидрита	—	84,9	0,79	-4,8	-0,2
837,0	Известково-доломитовая порода глинистая	21,3	67,1	0,28	-4,2	-1,3
839,0	Мергель глинистый доломитовый	0,4	47,2	0,48	-4,0	-1,1
843,0	Доломит известковистый слабоглинистый	8,5	85,4	0,56	-6,3	-1,8
844,7	Мергель доломитовый	Нет	72,3	1,78	-7,4	-2,3
845,5	Известковисто-доломитовая песчаная порода	11,5	69,0	0,41	-7,0	-2,0

Глубина, м	Порода	Кальцит, %	Доломит, %	Сорг	$\delta^{13}\text{C}$, ‰ (PDB)	$\delta^{18}\text{O}$, ‰ (PDB)
Освейский горизонт						
847,5	Мергель доломитовый с песчаным и алевроитовым материалом	Нет	29,2	0,51	-6,3	-1,6
849,0	Мергель доломитовый	0,4	40,0	0,43	-5,4	-2,7
851,5	Доломит глинистый	3,9	80,3	0,31	-5,3	-3,6
852,0	Мергель известковисто-доломитовый	13,5	55,5	2,14	-6,4	-2,8
852,8	—	7,0	58,6	1,31	-6,5	-2,3
855,6	Песчаник доломитистый	Нет	9,7	0,13	-3,3	-5,1
856,6	Доломит известковистый глинистый	8,7	68,1	0,29	-3,0	-2,0
859,7	Мергель доломитовый на контакте с пластом ангидритом	Нет	61,3	0,23	-1,6	-0,1
861,0	Песчаник известковистый	—	7,9	0,10	-2,7	-5,4
862,4	Мергель глинистый доломитовый	—	40,2	0,18	-2,2	-1,5
862,8	Глина доломитистая	—	14,5	0,41	-1,3	-3,0
866,0	—	—	22,6	0,19	-2,0	-2,4
867,1	Песчаник доломитовый	—	35,5	0,13	-2,7	-3,0
869,0	Доломит слабоизвестковистый глинистый	6,1	82,1	0,15	-3,7	-1,0
870,4	Мергель глинистый доломитовый	Нет	28,9	0,19	-2,1	-3,6
872,0	—	—	25,3	0,23	-5,1	-3,0
877,0	—	—	29,2	0,32	-7,5	-3,9
880,5	Глина доломитистая	—	15,8	2,48	-7,4	-4,8
Адровский горизонт (кровля 880,8 м)						
883,3	Глина доломитистая, переслаивающаяся с ангидритом	Нет	12,8	0,88	-5,0	-7,1
883,5	Мергель глинистый доломитовый	—	33,9	1,08	-4,8	-6,5
884,8	Глина доломитистая	—	15,0	4,78	-3,9	-7,2
885,1	Мергель глинистый известковисто-доломитовый	13,4	32,7	2,80	-4,5	-7,0
885,7	Мергель известковисто-доломитовый	9,6	53,1	0,22	-2,5	-6,8
886,5	Песчано-гравелистая порода с доломитом	Нет	9,3	0,15	-1,4	-8,4
Витебский горизонт (кровля 887,0 м)						
887,1	Мергель глинистый доломитовый	Нет	29,3	0,97	-5,8	-2,8
888,0	Известковисто-доломитовая порода	15,4	82,6	0,28	-3,2	-4,4
889,7	Мергель глинистый доломитовый	Нет	39,0	0,93	-0,6	-9,1
890,4	Песчаник доломитовый	—	28,0	0,40	-0,4	-9,1
891,9	Глина доломитистая	—	18,2	0,89	-1,3	-6,9
892,6	Мергель глинистый доломитовый	—	29,2	0,75	-0,5	-9,2
893,5	Песчаник доломитистый	—	8,5	0,12	-1,0	-9,4

Примечание: С_{орг} – концентрация органического углерода.

Отложения освейского горизонта мощностью 50,4 м представлены серыми, зеленовато-серыми, бежево-серыми, реже бурыми доломитовыми мергелями, известковистыми и глинистыми доломитами, в меньшей мере – доломитистыми глинами и разнозернистыми песчаниками. Для разреза характерно значительное количество разнообразных сульфатных проявлений: прослои карбонатно-сульфатных пород (1–30 см), сульфатные желваки, гнезда, линзы (до 2–4 см), субвертикальные и субгоризонтальные прожилки, цемент в песчаниках. Сульфатный материал представлен как ангидритом, так и гипсом (в том числе селенитом) белого цвета.

Разрез городокского горизонта (14,4 м) сложен чередованием серых и светло-серых, иногда коричнево-зеленых пестроокрашенных доломитовых мергелей, глинистых и известковистых доломитов (интервалами водорослевых) и реже встречающихся доломитистых глин, песчаников и алевролитов. Характерно присутствие гипса в субвертикальных прожилках, секущих мергели и доломиты, и в цементе песчаников (наряду с карбонатами).

Костюковичский горизонт, завершающий эйфельский разрез в скв. Приволье, имеет мощность 7,0 м и состоит из серых и бежево-коричневыми глинистыми доломитовыми мергелями и доломитистыми глинами.

Залегающая выше мощная толща образований полоцкого горизонта (живет) (146,6 м) и ланского надгоризонта (живет – фран) (57,6 м) отличается от нижележащих эмско-эйфельских отложений доминированием терригенных пород. Это полевошпатово-кварцевые, иногда кварцевые и слюдистые песчаники тонко-, мелко- и среднезернистые, алевролиты, глины, переходные разности этих литотипов. Терригенные породы как бескарбонатные, что особенно характерно для полоцкого горизонта, так и карбонатсодержащие (доломитистые глины, доломитсодержащие алевролиты, песчаники с доломитовым цементом). В меньшей степени для разреза характерны доломитовые мергели, еще меньше – доломиты. В полоцкой части разреза встречаются песчаники и алевролиты с косою линзовидной слоистостью, одинаково характерной для прибрежного мелководья, речных дельт и русел (рис. 3), отмечаются углистые включения. Окраска пород полоцкого горизонта и ланского надгоризонта серая, темно- и зеленовато-серая, белая, пестроцветная (красно-коричневые и лилово-бордовые пятна).



Рисунок 3 – Глинистый алевролит с косою линзовидной слоистостью. Параметрическая скв. Приволье (Северо-Припятское плечо), гл. 670,1 м, полоцкий горизонт (фото А.Г. Лапцевич)

Соотношение седиментационных и постседиментационных изотопных сигналов

Диапазон вариаций изотопных показателей в разрезе скв. Приволье широкий: от $-7,5$ до $+0,9\text{‰}$ для $\delta^{13}\text{C}$ и от $-9,4$ до $-0,1\text{‰}$ для $\delta^{18}\text{O}$ (см. табл., рис. 4, 5а). Этот факт требует предварить генетическую трактовку вариаций рассмотрением возможного вклада седиментационных и постседиментационных процессов в формирование изотопного состава карбонатного материала.

Один из основных постседиментационных факторов, вызывающих отклонение значений $\delta^{13}\text{C}$ от стандартных морских в сторону снижения – это бактериальная сульфатредукция в диагенезе, обеспечивающая мобилизацию изотопно-легкого органического углерода в образующихся карбонатах [13]. На корреляционной диаграмме $\delta^{13}\text{C} - C_{\text{орг}}$ для нашего разреза (рис. 5б) какой-либо внятной связи между изотопным составом углерода и концентрацией органического вещества не просматривается. Это свидетельствует о том, что диагенетическая сульфатредукция вряд ли существенно повлияла на вариации $\delta^{13}\text{C}$. Данный вывод отчасти подтверждается невысоким содержанием $C_{\text{орг}}$ в

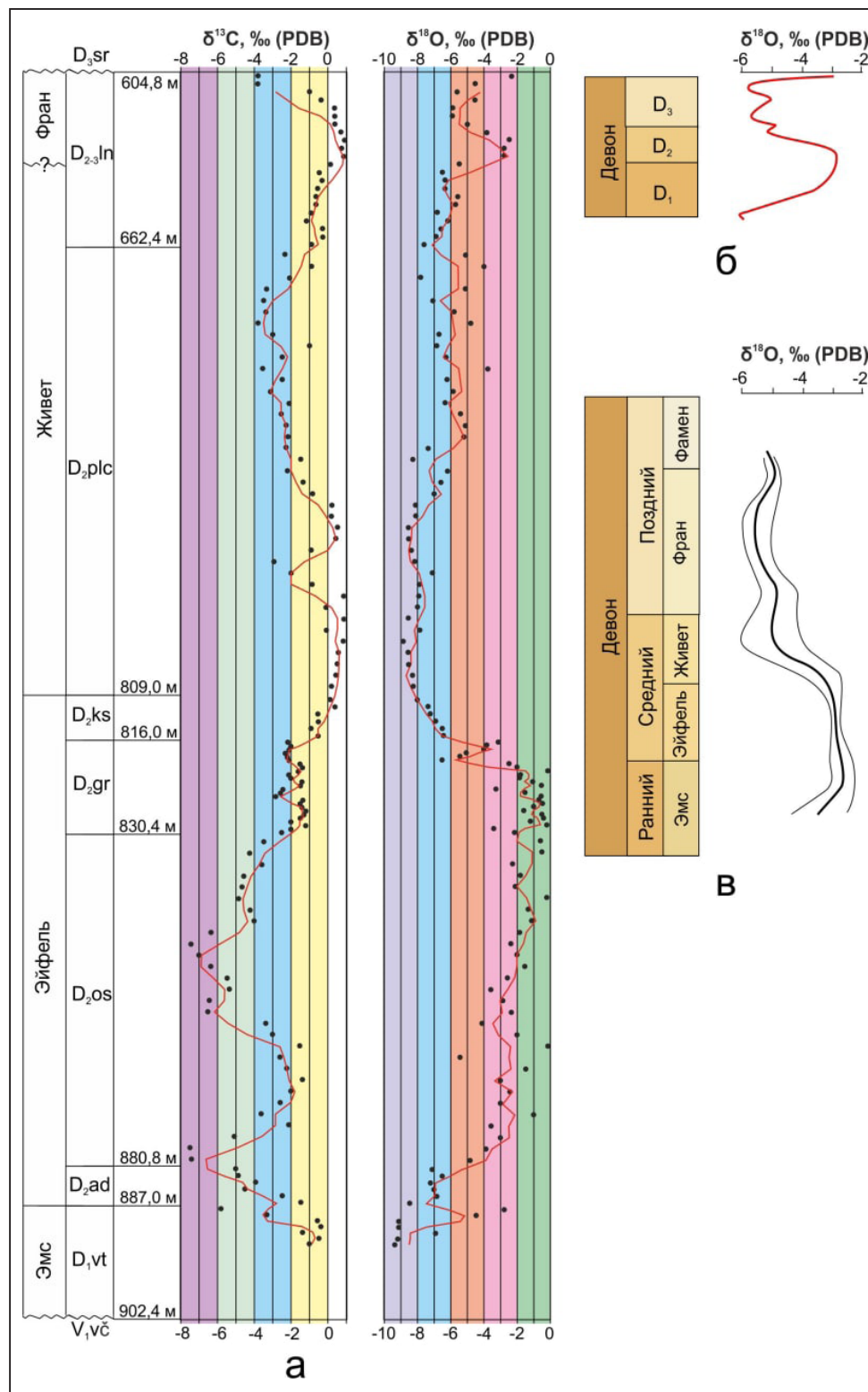


Рисунок 4 – Вариации изотопного состава углерода и кислорода в девонских отложениях:
 а – параметрическая скв. Приволье на Северо-Припятском плече (точки – фактические значения $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$, красным показаны линии вариаций, сглаженных методом скользящего среднего с шагом в 3 точки; цветная заливка изотопных интервалов сделана для удобства чтения графиков; стратиграфические индексы см. в подписи к рис. 2); б, в – девонский фрагмент глобальной кислородно-изотопной кривой, построенной по результатам изучения кальцита раковин брахиопод из США, Испании, Марокко, России и Китая [14; 15; 16; 18; 19] (жирная линия на рис. в – вариации скользящего среднего с окном в 4 млн лет, тонкие линии – диапазон вариаций с учетом среднеквадратичного отклонения)

породах. Из 135 изученных образцов 97 относится к категории субдоманикоидов (0,1–0,5% $C_{орг}$ по принятой классификации [12]), 34 – к доманикоидам (0,5–5,0%, в нашем случае от 0,56 до 2,58%) и лишь 2 – к доманикитам (5–25%, в нашем случае 4,78 и 6,96). Причем самый богатый органическим веществом образец из городокского горизонта ($C_{орг} = 6,96\%$) отнюдь не рекордсмен по углеродно-изотопной обогатченности ($\delta^{13}C = -2,1\%$).

Другой важный постседиментационный фактор снижения значений $\delta^{13}C$ – катагенетическая (или гипергенная) переработка пород инфильтрационными подземными водами, несущими легкий почвенный углерод. Обычно считают, что этот фактор также способствует облегчению изотопного

состава кислорода из-за обедненности атмосферных вод изотопом ^{18}O . Здесь нужно сделать оговорку, которая существенна не только в контексте обсуждения влияния инфильтрационного катагенеза на изотопию кислорода пород, но и для трактовки изотопных вариаций седиментационной природы. В приэкваториальных областях (где находилась в девоне территория Беларуси [7], изотопный состав кислорода метеорных осадков в связи с широтным эффектом может мало отличаться от такового морской воды. Например, их $\delta^{18}O$ (SMOW) в Александрии составляет -4, в Багдаде – +0,5, в Хартуме – -0,3‰ [17]. Но надо учитывать, что изотопный состав кислорода атмосферных осадков зависит не только от географической широты, но

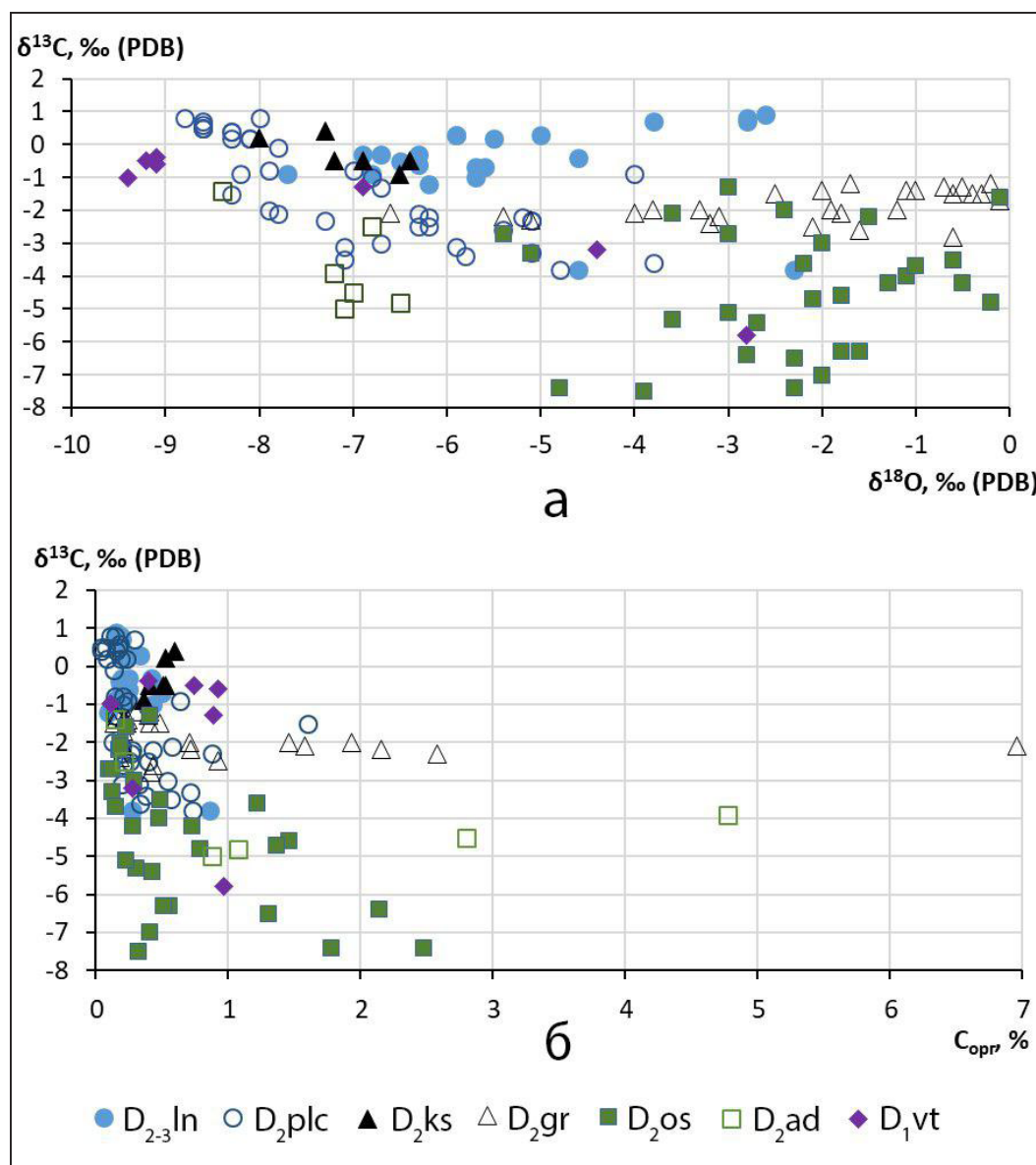


Рисунок 5 – Корреляционные отношения изотопного состава углерода с изотопным составом кислорода (а) и содержанием органического углерода ($C_{орг}$) (б) в девонском разрезе параметрической скв. Приволье на Северо-Припятском плече (обозначения стратиграфических подразделений см. в подписи к рис. 2)

также от высоты их выпадения, температуры воздуха, сезона, близости к океану и других факторов, способных вызвать искажения широтного эффекта [11; 13; 17], который при реконструкции обстановок геологического прошлого вряд ли стоит принимать за абсолют.

Подсказкой при определении места инфильтрационного катагенеза среди процессов, влияющих на изотопию пород, могла бы быть оценка минерализации и состава подземных вод изучаемого разреза. Но в скв. Приволье гидрогеологического опробования не проводилось, а составить более или менее определенное представление о гидрогеохимических показателях по данным пробуренных недалеко единичных скважин нелегко в связи с разнообразием структурно-геологических условий рассматриваемой территории. Для суждения (хотя и очень поверхностного) о степени подверженности девонских пород воздействию инфильтрации существенны следующие факты.

Часть девонского разреза скв. Приволье, являющаяся объектом изотопно-геохимического изучения (витебский горизонт – ланский надгоризонт), перекрыта толщей преимущественно доломитовых пород саргаевского, семилукского, речицкого и воронежского горизонтов (около 190 м), выше которой лежат 150 м долеритов, трахидолеритов, трахитов, фонолитов, лавобрекчий и туфов франского возраста. После формирования магматической толщи наступил перерыв в осадконакоплении, который длился 120 млн лет (отсутствуют образования фамена, карбона и перми). Трудно судить, как существенно и глубоко по разрезу атмогенные инфильтрационные воды могли в это время воздействовать на девонские породы, поскольку неясно, насколько водопроницаемы магматические образования. По сведениям В.И. Толстошеева и других [5], сложенные франскими эффузивами интервалы были опробованы на воду в двух скважинах, пробуренных недалеко от района исследований (см. рис. 1). В параметрической скв. Прибор 1 эффузивы, залегающие на глубинах 353–961 м, оказались безводными, а в скв. Васильевка 1 из трещиноватых кератофиров в интервале 609–660 м был получен приток хлоридных натриевых рассолов (2 л/сек при понижении 30 м) с минерализацией 40,3 г/л и содержанием брома 51,6 мг/л. Концентрации основных компонентов (% – экв.) следующие: Cl – 96, SO₄ – 4, Na – 85, Ca – 8, Mg – 6. В.М. Шиманович квалифицирует эти рассолы как слабые седиментационные *разбавленные*. Таким образом, оказывается, что эффузивные породы на территории исследований

могут быть не только водоупорами, но и коллекторами подземных вод, а гидрогеологический разрез даже в его довольно глубокой части (такой, как в скв. Приволье) не может быть назван «стерильным» по отношению к инфильтрационным водам. На последнее указывает и то, что франские карбонатные породы, залегающие в разрезе Приволье под магматической толщей нередко пористые и кавернозные. Возможно, они подвергались выщелачиванию инфильтрационными водами при паузах в седиментации во франское время еще до начала магматизма.

Таким образом, с общегеологических позиций, поступление инфильтрационных вод в рассматриваемые отложения исключить нельзя. Но это еще не свидетельствует о том, что они были действенным фактором влияния на изотопию пород. Чтобы попытаться внести ясность в этот вопрос, проанализируем соотношение изотопов, их распределение по типам пород и общую конфигурацию изотопных кривых. Выше мы уже отмечали, что признаком влияния инфильтрационных вод на породы традиционно считают параллельную изотопную облегченность последних по углероду и кислороду, которая выражается прямой корреляцией $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ [6]. На соответствующих диаграммах для изучаемого разреза, построенных с дифференциацией образцов по стратиграфическому (см. рис. 5а) и литологическому (рис. 6) признакам, не видно каких-либо внятных корреляционных связей между изотопными параметрами. Намек на корреляцию между $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ можно усмотреть, пожалуй, только для песчаников (см. рис. 6). Песчаники в основном приурочены к полоцкому горизонту. Это, несомненно, исходно самые проницаемые породы, и их карбонатные цементы теоретически могли бы быть инфильтрационно-катагенетическими. Но в этом случае должна была бы иметь место тенденция к прямой корреляции между $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$, а не к труднообъяснимой обратной, что наблюдается. Аргументом второстепенной, если не сказать, незначительной роли инфильтрационного катагенеза в формировании изотопного облика пород разреза Приволье является также наличие среди них изрядного количества слабопроницаемых или непроницаемых мергелей и глин со значениями $\delta^{18}\text{O}$ в диапазоне -7...-9‰ и ниже (см. рис. 6).

Об этом же, с нашей точки зрения, свидетельствует плавный монотонный ход фигуративных точек изотопного состава и кислорода, и углерода, трассирующий вариации на хемотратиграфических кривых (см. рис. 4а). Такие постепенные изменения изотопно-геохимической ситуации, на

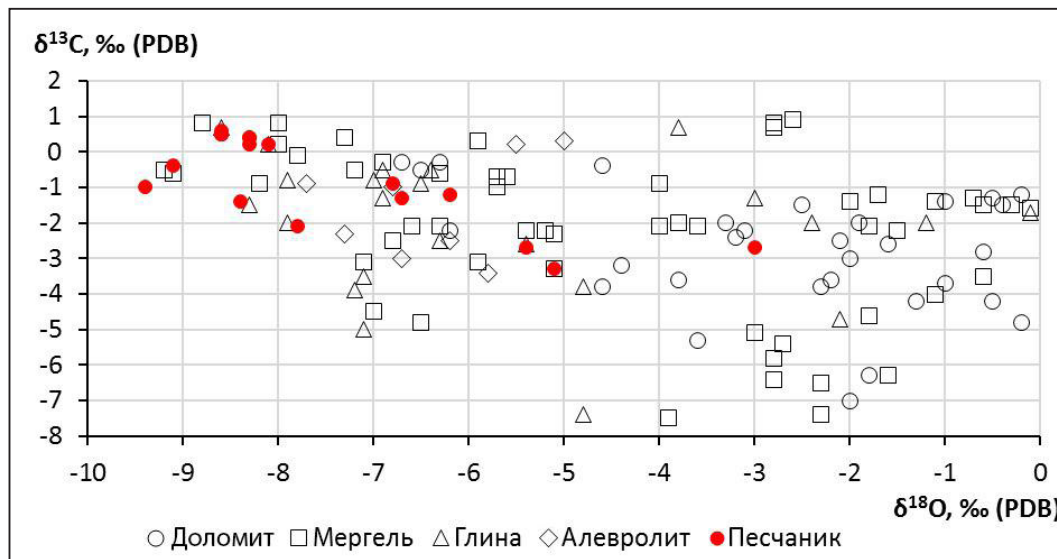


Рисунок 6 – Распределение значений $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ по типам пород в девонском разрезе параметрической скв. Приволье на Северо-Припятском плече

наш взгляд, гораздо логичнее объяснить палеогеографическими вариациями, нежели постдиагенетическими процессами, минеральные продукты которых в связи с неоднородностью фильтрационных свойств отложений обычно распределены в разрезе «хаотически».

Но самым сильным аргументом в пользу преимущественно седиментационной природы изотопного облика пород разреза Приволье служит несомненное сходство конфигурации его кислородной кривой с таковой, построенной по обобщенным данным изучения кальцита раковин брахиопод из разных районов мира (см. рис. 4). Тренд вариаций «брахиоподовых» значений $\delta^{18}\text{O}$, которые считаются самыми достоверными носителями информации о характере морской седиментации, в общих чертах такой (см. рис. 4б, в) [14; 15]. Они растут от эмса к эйфельскому «плато» (~ -3‰), затем быстро падают до минимума в живете (-6‰ и менее), а в позднем девоне остаются в основном между -6 и -4‰. Безусловно, на графике разреза Приволье есть отклонения от этих цифр, в том числе, наверно, связанные с инфильтрационным катагенезом. Но тем не менее, наверно, не будет ошибкой сказать, что наша кислородно-изотопная кривая имеет явный «морской седиментационный мотив».

Трактовка изотопных кривых

Главной задачей при совместной интерпретации кислородно- и углеродно-изотопных кривых является «поиск» палеогеографических (и/или постседиментационных) обстановок с непротиворечивым сочетанием значений $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ и их ва-

риаций. При этом, естественно, трактовка должна учитывать литологические особенности отложений.

На графике изотопных вариаций можно выделить два больших интервала, различающихся порядком значений $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ и конфигурацией кривых: (1) витебский горизонт – городокский горизонт, (2) костюковичский горизонт – ланский надгоризонт (см. рис. 4а). Попробуем придать этим интервалам разреза палеогеографическое содержание.

Витебский горизонт – городокский горизонт. Интервал начинается и заканчивается близнулевыми (стандартными морскими) значениями $\delta^{13}\text{C}$ и включает два высокоамплитудных отрицательных экскурса (с пиками -6...-8‰ в нижней и средней частях), разделенных участком с нормальными морскими цифрами. Характерная литологическая черта этой части разреза – присутствие проявлений гипса и/или ангидрита в отложениях всех четырех представленных здесь горизонтов (витебского, адровского, освейского и городокского). Это дает возможность говорить о витебско-городокском эвапоритовом эпизоде, пик которого, судя по обилию карбонатно-сульфатных пород, приходился на освейское время.

О неслучайности связи отрицательных экскурсов $\delta^{13}\text{C}$ в витебско-городокском интервале разреза Приволье с процессом эвапоритизации свидетельствуют результаты наших предыдущих исследований [1; 2; 8; 9; 10]. В освейских отложениях скв. Быховская, Кормянская и ГТК-1 (см. рис. 1) установлены значительные отрицательные сдвиги величины $\delta^{13}\text{C}$, трассирующие эва-

поритовые эпизоды, которые отмечены в разрезах карбонатно-сульфатной пачкой или ее бессульфатным аналогом. Негативные экскурсы имеются также в сульфатсодержащей витебско-освейской части разреза скв. Северо-Полоцкая (см. рис. 1).

По нашему мнению, отрицательные сдвиги в витебско-городокском интервале разреза Приволье (так же, как и в ранее изученных разрезах) связаны с активизацией поступления континентальных вод, обогащенных почвенным углеродом, в условиях сильного обмеления бассейна осадконакопления и, возможно, его расчленения на участки суши и отдельные эвапоритовые ванны. Начало первой фазы эвапоритового эпизода трассируется снижением $\delta^{13}\text{C}$ от стандартных морских значений до $-6\ldots-8\text{‰}$ на отрезке витебский горизонт – адровско-освейская граница. Затем в начале освейского времени, вероятно, происходят приостановка интенсивного континентального стока и возврат к нормальным морским условиям (рост $\delta^{13}\text{C}$ до $-2\ldots-1\text{‰}$). А в последующем опять активизируется поступление вод с суши и наступает вторая фаза эвапоритизации (падение $\delta^{13}\text{C}$ до $-6\ldots-8\text{‰}$), которая заканчивается в городокское время ($-3\ldots-1\text{‰}$).

Посмотрим, как согласуется предлагаемая трактовка палеогеографических вариаций в витебско-городокское время, основанная на анализе углеродно-изотопной кривой, с данными по изотопному составу кислорода. Динамика $\delta^{18}\text{O}$ в витебско-городокском интервале, как и во всем изучавшемся ранне-позднедевонском разрезе скв. Приволье в основном повторяет (на что уже обращалось внимание) поведение «брахиоподовых» значений на глобальной хемотратиграфической кривой (см. рис. 4). Наблюдается рост $\delta^{18}\text{O}$ от эмса к отрезку почти постоянных величин, охватывающему практически весь эйфель, и дальше их падение, начинающееся в верхней части городокского горизонта (средний эйфель). Сопоставление кислородно- и углеродно-изотопных кривых показывает, что изотопный состав кислорода, имеющий морской облик, никак не «реагирует» на отрицательные углеродно-изотопные экскурсы, которые мы связываем с активизацией континентального стока. Причиной этого является практическое отсутствие разницы между значениями $\delta^{18}\text{O}$ метеорных осадков, дающих начало водам суши, и морской воды в низких широтах. Стоит обратить внимание еще на то, что в рассматриваемом интервале разреза имеется ряд образцов с величинами $\delta^{18}\text{O}$, которые ниже и несколько выше значений, характерных для соответствующих участков гло-

бальной кривой. Первые (например, $-6,8\ldots-9,4\text{‰}$ в витебском и адровском горизонтах), вероятно, обусловлены воздействием инфильтрационного катагенеза, которое мы, хотя и считаем второстепенным фактором формирования изотопного состава пород, но полностью не исключаем. Вторые ($-1,5\ldots 0\text{‰}$), более высокие, чем морские, значения могут быть связаны с испарительным концентрированием воды. Примечательно, что такие образцы приурочены, главным образом, к городокскому горизонту (см. рис. 4 а), который знаменует собой окончание эвапоритового эпизода (гипсовые проявления), происходившее, судя по возврату значений $\delta^{13}\text{C}$ к стандартным морским цифрам, в условиях сокращения притока разбавляющих континентальных вод.

Наша трактовка витебско-городокского эвапоритового эпизода, сопровождавшегося образованием гипса и ангидрита, предполагает, что, за исключением городокской фазы, оно происходило в условиях активизации притока пресных континентальных вод. В одной из недавних публикаций [2] мы уже обращали внимание на эту «странность» и аргументировали возможность сочетания указанных явлений известным примером из области галогенеза. Накопление в Припятском прогибе фаменских калийных солей, требующее гораздо большей минерализации рассолов, чем садка сульфатов, имело место как раз при сильном влиянии континентальных водных потоков, когда «...морской солеродный бассейн превратился по существу в континентально-морской» [3, с. 84].

Костюковичский горизонт – ланский надгоризонт. Этот интервал разреза начинается мало-мощным костюковичским горизонтом (верхней эйфель), в основном сложенный живетскими отложениями, представленными полоцким горизонтом и нижней частью ланского надгоризонта, и заканчивается франской частью ланского надгоризонта (см. рис. 4 а).

Отметим, что доминирующие в интервале живетские отложения, по принятому мнению, «...сформировались в морском опресненном, реже несколько осолоненном бассейне, часто лагунного или озерного типа с впадающими в него дельтами и руслами рек» [4, с.199–200].

Динамика $\delta^{13}\text{C}$ на хемотратиграфической кривой интервала характеризуется трехкратным чередованием участков с абсолютно нормальными морскими цифрами ($0\ldots+1\text{‰}$) и незначительно пониженными (до $-2\ldots-3$, в единичных случаях до $-3,8\text{‰}$) значениями. Примечательны плавные переходы одного участка в другой. Полагая, что

облегчение изотопного состава углерода обусловлено поступлением почвенного углерода в составе вод континентального стока, можно выделить три фазы активизации этого процесса: (1) кратковременную – в первой половине полоцкого времени, (2) длительную – охватывающую вторую большую половину полоцкого времени, и (3) намечающуюся – в конце ланского времени.

Как и в витебско-городокском интервале, значения $\delta^{18}\text{O}$ в костюковичско-ланской части разреза выстраиваются на хемотратиграфической кривой в конфигурацию, сходную с формой глобальной кривой по кальциту брахиоподовых раковин (см. рис. 4). В костюковичском горизонте (верхний эйфель) цифры падают к полоцкому (живетскому) минимуму, а затем растут и остаются практически постоянными до конца разреза за исключением узкого положительного малопонятного экскурса на условно проведенной границе живета и франа. Это указывает на то, что периодические инвазии континентальных вод, установленные по изотопному составу углерода, не смогли существенно изменить «морскую основу» значений $\delta^{18}\text{O}$ в связи с уже упомянутым широтным эффектом, влияющим на изотопный состав кислорода метеорных осадков.

Однако все-таки заострим внимание на том, что несмотря на сходство конфигураций кислородно-изотопной кривой рассматриваемого интервала разреза Приволье и соответствующего участка глобальной кривой все значения $\delta^{18}\text{O}$ нашей кривой несколько смещены в сторону более низких цифр. Это с учетом существенной доли песчаных (водопроницаемых) пород в данной части разреза можно объяснять влиянием инфильтрационного катагенеза. Такое объяснение больше подходит для верхней половины полоцкого горизонта, где расположение фигуративных точек носит «прыгающий» характер, что может быть связано с незакономерным распределением фильтрационно-емкостных свойств пород в разрезе.

А плавное «движение» точек на графике нижней части горизонта наводит на мысль, что значения $\delta^{18}\text{O}$ здесь отражают условия седиментации и изотопный состав кислорода морской воды, который был облегчен за счет притока континентальных вод в условиях искажения широтного эффекта распределения $\delta^{18}\text{O}$ метеорных осадков, о возможности чего говорилось выше.

Таким образом, совместная трактовка вариаций $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ в костюковичско-ланском интервале согласуется с общепринятым мнением о накоплении отложений в морском, периодически опресняющемся бассейне.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Основные результаты изучения распределения изотопов углерода и кислорода в карбонатном материале эмско-франских мергелей, доломитов, глин, алевролитов, песчаников, карбонатно-сульфатных пород в разрезе параметрической скв. Приволье на Северо-Припятском плече сводятся к следующему.

1. Нижняя часть разреза (витебский, адровский, освейский и городокский горизонты), для которой характерно наличие проявлений гипса и/или ангидрита в виде карбонатно-сульфатных пород, прожилков, желваков и цементов, начинается и заканчивается близнулевыми (стандартными морскими) значениями $\delta^{13}\text{C}$ и включает два высокоамплитудных отрицательных экскурса в нижней и средней частях, разделенных участком с нормальными морскими цифрами. Эти экскурсы связаны с активизацией поступления континентальных вод, обогащенных почвенным углеродом, в условиях сильного обмеления бассейна осадконакопления и, возможно, его расчленения на участки суши и отдельные эвапоритовые ванны. Первая фаза эвапоритового эпизода трассируется снижением $\delta^{13}\text{C}$ от стандартных морских значений до -6...-8‰ на отрезке витебский горизонт – адровско-освейская граница. Затем, в начале освейского времени, происходят приостановка интенсивного континентального стока и возврат к нормальным морским условиям (рост $\delta^{13}\text{C}$ до -2...-1‰). В последующем опять активизируется поступление вод с суши и наступает вторая фаза эвапоритизации (падение $\delta^{13}\text{C}$ до -6...-8‰), которая заканчивается в городокское время (-3...-1‰).

2. Динамика $\delta^{18}\text{O}$ в витебско-городокском интервале в основном повторяет поведение значений на девонском отрезке глобальной хемотратиграфической кривой, построенной по кальциту раковин брахиопод. Наблюдается рост $\delta^{18}\text{O}$ от эмса к отрезку почти постоянных величин, охватывающему практически весь эйфель, и дальше их падение, начинающееся в верхней части городокского горизонта (средний эйфель). Изотопный состав кислорода, имеющий морской облик, не «реагирует» на отрицательные углеродно-изотопные экскурсы, которые мы связываем с активизацией континентального стока. Причиной этого является практическое отсутствие разницы между значениями $\delta^{18}\text{O}$ метеорных осадков, дающих начало водам суши, и морской воды в низких широтах, где в девоне находилась территория Беларуси.

3. Динамика $\delta^{13}\text{C}$ на хемотратиграфической кривой верхнего (костюковичско-ланского) интервала разреза Приволье характеризуется трехкратным чередованием участков с абсолютно нормальными морскими цифрами ($0\ldots+1\%$) и незначительно пониженными (до $-2\ldots-3$, в единичных случаях до $-3,8\%$) значениями. Полагая, что облегчение изотопного состава углерода обусловлено поступлением почвенного углерода в составе вод континентального стока, можно выделить три фазы активизации этого процесса: (1) кратковременную – в первой половине полоцкого времени, (2) длительную – охватывающую вторую большую половину полоцкого времени, и (3) намечающуюся – в конце ланского времени.

4. Как и в витебско-городокском интервале, значения $\delta^{18}\text{O}$ в костюковичско-ланской части разреза выстраиваются на хемотратиграфической кривой в конфигурацию, сходную с формой глобальной кривой. В костюковичском горизонте (верхний эйфель) цифры падают к полоцкому (живетскому) минимуму, а затем растут и остаются практически постоянными до конца разреза. Это указывает на то, что периодические инвазии континентальных вод, установленные по изотопному составу углерода, не смогли существенно изменить «морскую основу» значений $\delta^{18}\text{O}$ в связи

с широтным эффектом, влияющим на изотопный состав кислорода метеорных осадков. Трактовка вариаций $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ в костюковичско-ланском интервале согласуется с общепринятым мнением о накоплении отложений в морском, периодически опресняющемся бассейне.

5. В разных частях разреза имеются отклонения величин $\delta^{18}\text{O}$ от морских значений, характерных для соответствующих участков глобальной кривой. Отклонения в сторону более низких значений, представленные отдельными образцами, вероятно, обусловлены воздействием инфильтрационного катагенеза, а отклонения того же знака, выраженные участками графика с плавным «движением» фигуративных точек (например, в нижней части полоцкого горизонта) – облегченным изотопным составом кислорода морской воды в силу региональных обстоятельств. Отклонения в сторону более высоких цифр могут быть связаны с испарительным концентрированием воды.

Работа выполнена в рамках Государственной программы научных исследований «Природные ресурсы и окружающая среда» на 2021–2025 гг. (подпрограмма 10.4 «Белорусские недра») и в соответствии с планом научно-исследовательских работ Геологического института РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Вариации** изотопного состава углерода и кислорода в нижне-среднедевонских отложениях на юго-западе Воронежской антеклизы / А. А. Махнач [и др.] // Літасфера. – 2021. – № 2 (55). – С. 80–94.
2. **Вариации** изотопного состава углерода и кислорода в эмских и эйфельских отложениях на юго-востоке Латвийской седловины / А. А. Махнач [и др.] // Літасфера. – 2022. – № 1 (56). – С. 67–79.
3. **Высоцкий, Э. А.** Калиеносные бассейны мира / Э. А. Высоцкий, Р. Г. Гарецкий, В. З. Кислик. – Минск : Наука и техника, 1988. – 387 с.
4. **Геология** Беларуси / ред. А. С. Махнач [и др.]. – Минск : Институт геологических наук НАН Беларуси, 2001. – 815 с.
5. **Геохимические** особенности минеральных вод отложений нижней части платформенного чехла Гомельской структурной перемены и сопредельных территорий / В. И. Толстошеев [и др.] // Літасфера. – 2019. – № 1 (50). – С. 116–135.
6. **Зайцев, А. В.** Изотопный состав углерода и кислорода в карбонатных отложениях нижнего и среднего ордовика на северо-западе Русской плиты / А. В. Зайцев, Б. Г. Покровский // Литология и полезные ископаемые. – 2014. – № 3. – С. 283–291.
7. **Зоненшайн, Л. П.** Тектоника литосферных плит территории СССР / Л. П. Зоненшайн, М. И. Кузьмин, Л. М. Натапов. – Москва : Недра, 1990. – Кн. 1. – 328 с.
8. **Изотопная** хемотратиграфия верхнеэмско-среднейфельских отложений в разрезе параметрической скважины Кормянской на Жлобинской седловине / А. А. Махнач [и др.] // Літасфера. – 2019. – № 2 (51). – С. 64–74.
9. **Изотопная** хемотратиграфия нижне-среднедевонского разреза зоны сочленения Оршанской впадины и Жлобинской седловины (параметрическая скважина Быховская) / А. А. Махнач [и др.] // Літасфера. – 2019. – № 1 (50). – С. 136–148.
10. **Махнач, А. А.** Геохимия стабильных изотопов в платформенном чехле Беларуси / А. А. Махнач, Н. А. Махнач, Б. Г. Покровский. – Минск : Беларуская навука, 2022. – 373 с.

11. **Никаноров, А. М.** Стабильные изотопы в гидрохимии / А. М. Никаноров, Ю. А. Федоров. – Ленинград : Гидрометеиздат, 1988. – 247 с.
12. **Систематика** и классификации осадочных пород и их аналогов / В. Н. Шванов [и др.]. – Санкт-Петербург : Недра, 1998. – 352 с.
13. **Фор, Г.** Основы изотопной геологии : пер. с англ. / Г. Фор. – Москва : Мир, 1989. – 590 с.
14. **Grossman, E. L.** Oxygen Isotope Stratigraphy / E. L. Grossman // The Geologic Time Scale 2012 / eds. F. M. Gradstein [et al.]. – Amsterdam ; Boston ; Heidelberg ; London ; New York ; Oxford ; Paris ; San Diego ; San Francisco ; Singapore ; Sydney ; Tokyo : Elsevier, 2012. – P. 181–206.
15. **Grossman, E. L.** Oxygen Isotope Stratigraphy / E. L. Grossman, M. M. Joachimski // The Geologic Time Scale 2020 / eds. F. M. Gradstein [et al.]. – Amsterdam ; Oxford ; Cambridge (MA, US) : Elsevier, 2020. – P. 279–307.
16. **Oxygen** isotope evolution of biogenic calcite and apatite during the Middle and Late Devonian / M. M. Joachimski [et al.] // International Journal of Earth Sciences. – 2004. – № 93 (4). – P. 542–553.
17. **Rozanski, K.** Isotopic Patterns in Modern Global Precipitation / K. Rozanski, L. Araguas-Araguas, R. Gonfiantini // Climate Change in Continental Isotope Records : Geophysical Monograph. – 1978. – 36 p.
18. **Van Geldern, R.** Carbon, oxygen and strontium isotope records of Devonian brachiopod shell calcite / R. van Geldern // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. – 2006. – 240 (1–2). – P. 47–67.
19. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ evolution of Phanerozoic seawater / J. Veizer [et al.] // Chemical Geology. – 1999. – 161 (1–3). – P. 59–88.

Статья поступила в редакцию 02.09.2022

Рецензент В.М. Шиманович

ВАРЫЯЦЫ ІЗАТОПНАГА СКЛАДУ ВУГЛЯРОДУ І КІСЛАРОДУ Ў ЭМСКА-ФРАНСКІХ АДКЛАДАХ ПАЎНОЧНА-ПРЫПЯЦКАГА ПЛЯЧА (ПАЎДНЁВЫ ЎСХОД БЕЛАРУСІ)

А.А. Махнач¹, Б.Г. Пакроўскі², В.В. Мурашка¹

¹ Дзяржаўнае прадпрыемства «НВЦ па геалогіі»

Філіял «Інстытут геалогіі»

вул. Купрэвіча, 7, 220084, Мінск, Беларусь

E-mail: makhnach@geologiya.by

² Геалагічны інстытут РАН

Пыжэўскі зав., 7, 119017, Масква, Расія

E-mail: pokrov@ginras.ru

Вывучана размеркаванне ізаатопаў вугляроду і кіслароду ў эмска-франскіх карбанатных і карбанат-утрымліваючых пародах разрэзу параметрычнай св. Прыволле на Паўночна-Прыпяцкім плячы (паўднёвы ўсход Беларусі).

У эмска-сярэднеэйфельскай частцы разрэзу варыяцыі $\delta^{13}\text{C}$ двума адмоўнымі экскурсамі (да -6...-8‰) трасіруюць эвапарытавы эпизод (карбанатна-сульфатныя пароды, жаўлакі, пражылкі і іншыя праявы гіпсу і ангідрыту). Экскурсы звязаны з актывізацыяй паступлення кантынентальных вод, узбагачаных глебавым вугляродам, ва ўмовах моцнага абмялення басейна і, магчыма, яго расчлянэння на ўчасткі сушы і эвапарытавыя ванны. Першая фаза эвапарытавага эпизоду адзначана на адрэзку віцебскі гарызонт – ад-роўска-асвейская мяжа. У пачатку асвейскага часу адбываецца вяртанне да нармальнага марскіх умоў (павелічэнне $\delta^{13}\text{C}$ да -2...-1‰), а затым зноў актывізуецца паступленне вод з сушы і пачынаецца другая фаза эвапарытавага, якая заканчваецца ў гарадокскі час.

На вугляродна-ізаотопнай крывой верхнеэйфельска-франскага інтэрвалу разрэзу назіраецца трох-разовае чаргаванне ўчасткаў з нармальнымі марскімі значэннямі $\delta^{13}\text{C}$ (0...+ 1‰) і некалькі зніжанымі (да -2...-3, у адзінкавых выпадках да -3,8‰). Апошнія трасіруюць тры фазы паступлення глебавага вуг-

ляроду ў складзе вод кантынентальнага сцёку: кароткачасовую – у першай палове полацкага часу, працяглую, якая ахоплівае другую (большую) палову полацкага часу, і трэцюю, якая намячаецца ў канцы ланскага часу.

Дынаміка $\delta^{18}\text{O}$ ў разрэзе ў асноўным паўтарае паводзіны значэнняў на дэвонскім адрэзку глабальнай хемастратыграфічнай крывой. Ізатопны склад кіслароду, які галоўным чынам мае марское аблічча, не «рэагуе» на адмоўныя экскурсы $\delta^{13}\text{C}$, звязаныя з актывізацыяй кантынентальнага сцёку. Прычынай гэтага з'яўляецца практычная адсутнасць розніцы паміж значэннямі $\delta^{18}\text{O}$ метэорных ападкаў, якія даюць пачатак водам сушы і марской вады ў нізкіх шыротах, дзе ў дэвоне знаходзілася тэрыторыя Беларусі.

VARIATIONS OF THE CARBON AND OXYGEN ISOTOPIC COMPOSITION IN THE EMSIAN – FRASNIAN DEPOSITS OF THE NORTH PRIPYAT SHOULDER (SOUTH-EAST OF BELARUS)

A. Makhnach¹, B. Pokrovsky², O. Murashko¹

¹ State Enterprise “Research and Production Centre for Geology”
7 Kuprevich St, 220084, Minsk, Belarus
E-mail: makhnach@geologiya.by

² The Geological Institute of the Russian Academy of Sciences
7 Pyzhevsky Lane, 119017, Moscow, Russia
E-mail: pokrov@ginras.ru

The distribution of carbon and oxygen isotopes in the Emsian to Frasnian carbonate and carbonate-containing rocks of the Privolye parametric borehole section within the North Pripyat Shoulder (south-east of Belarus) has been studied.

The $\delta^{13}\text{C}$ variations trace an evaporite episode (carbonate-sulphate rocks, nodules, veins and other manifestations of gypsum and anhydrite) by two negative excursions (up to -6...-8‰) in the Emsian to Middle Eifelian part of the section. These excursions are associated with the activation of the continental water inflow enriched with soil carbon, under the conditions of a strong basin shallowing and, possibly, its division into land areas and evaporite ponds. The first phase of the evaporite episode is marked within the interval of the Vitebsk horizon to the Adrov-Osveya border. At the beginning of the Osveya time, there occurred a return to normal marine conditions ($\delta^{13}\text{C}$ increase to -2...-1‰); subsequently the land water inflow was activated again; the second evaporation phase began, which ended at the Gorodok time.

In the carbon-isotope curve of the Upper Eifelian to Frasnian interval of the section, there is a three-time alternation of intervals with normal marine $\delta^{13}\text{C}$ values (0...+1‰) and slightly lower ones (-2...-3 and up to -3.8‰ in sporadic cases). The decreased values trace three phases of soil carbon inflow with continental runoff waters. These are: the short-term phase, which dates back to the first half of the Polotsk time; the long-term phase, which covers the greater second half of the Polotsk time; and the emerging phase, which dates back to the end of the Lan time.

The $\delta^{18}\text{O}$ dynamics in the section basically repeats the behaviour of the values in the Devonian segment of the Global Chemostratigraphic curve. The oxygen isotopic composition that mainly has a marine appearance, does not “react” to negative $\delta^{13}\text{C}$ excursions associated with the activation of continental runoff. The reason of that is the actual absence of difference between the $\delta^{18}\text{O}$ values of precipitation, which gives rise to originate land waters, and sea water in low latitudes, where the territory of Belarus was located during the Devonian.