

ОТРАЖЕНИЕ ГЛОБАЛЬНЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ ФАМЕНСКОГО И ТУРНЕЙСКОГО ВЕКОВ В РАЗРЕЗЕ ИЗОЛИРОВАННОЙ КАРБОНАТНОЙ ПЛАТФОРМЫ НА ВОСТОКЕ УРАЛА

Г.А. Мизенс, В.Н. Кулешов*, Т.И. Степанова, Н.А. Кучева

Институт геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого УрО РАН, 620075, Екатеринбург, Почтовый пер., 7, Россия

** Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер., 7, Россия*

Анализируется состав стабильных изотопов углерода и кислорода в разрезе изолированной карбонатной платформы. Показано, что в толще известняков сохранились следы нескольких глобальных и субглобальных трансгрессий и регрессий, в том числе связанных с верхним Кельвассерским (на рубеже франа и фамена) и многофазным Хангенбергским (на рубеже девона и карбона) событиями. Тем не менее значительные колебания уровня моря в акватории платформы отсутствовали, в том числе в разрезе отсутствуют следы субаэральных размывов. Среда придонной воды во время осадконакопления большей частью была кислородной.

Изолированная карбонатная платформа, изотопы углерода и кислорода, геологические события, Урал.

EVIDENCE FOR GLOBAL FAMENNIAN AND TOURNAISIAN GEOLOGIC EVENTS IN THE SECTION OF AN ISOLATED CARBONATE PLATFORM IN THE EASTERN URALS

G.A. Mizens, V.N. Kuleshov, T.I. Stepanova, and N.A. Kucheva

The composition of stable carbon and oxygen isotopes in the section of an isolated carbonate platform is analyzed. Traces of several global and subglobal transgressions and regressions have been found in the limestone strata. Some of these phenomena were associated with the Upper Kellwasser (at the Frasnian–Famennian boundary) and multiphase Hangenberg (at the Devonian–Carboniferous boundary) Events. Nevertheless, there were no considerable sea level fluctuations in the platform water area. There is no evidence for subaerial erosion. The bottom water during sedimentation was mostly in oxic conditions.

Isolated carbonate platform, carbon and oxygen isotopes, geologic events, Urals

Следы различных геологических событий обычно хорошо проявлены на континентальных платформах, в разрезах мелководных карбонатных толщ, но выражены они не везде одинаково. Так, аноксидные Кельвассерские события конца франского века прослеживаются в разрезах всех континентов, за исключением южных. Причем в Западной Европе и в Северной Африке сильнее развито верхнее Кельвассерское событие, а в Северной Америке — нижнее [House, 2002]. Внешние проявления Хангенбергского события рубежа девона и карбона отсутствуют в Сибири, Индии, Антарктике [Becker, 1993]. Даже в одном и том же регионе событие может быть выражено по-разному. Степень и продолжительность их проявления существенно зависят от палеобатиметрии, местоположения и типа бассейна [Bond et al., 2004]. Кроме того, далеко не всегда ясны причины упомянутых событий. Даже такие хорошо изученные, как Кельвассерские, толкуются неоднозначно [Wilde, Berry, 1988; Joachimski, Buggisch, 1993; Bond et al., 2004]. В этой связи имеют значение сведения, полученные в регионах, не охваченных соответствующими исследованиями. Таким регионом является восточная зона Урала, где имеется непрерывный разрез верхнедевонских (фаменских) и нижнекаменноугольных (турнейских) отложений в шельфовых карбонатных фациях [Постоялко и др., 1989, 1999; Наседкина и др., 1990; Плюснина и др., 1990; Бикбаев, Снигирева, 2002].

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ СИТУАЦИЯ ВО ВРЕМЯ ФОРМИРОВАНИЯ КАРБОНАТНОЙ ПЛАТФОРМЫ

На восточном склоне Среднего Урала, согласно схеме тектонического районирования [Смирнов и др., 2003], установлено несколько протяженных блоков, разделенных мощными зонами разрывных нарушений. Наиболее восточный из них известен под названием Восточно-Уральская мегазона (рис. 1). Согласно современным геодинамическим реконструкциям [Пучков, 2010], в конце девона и в начале

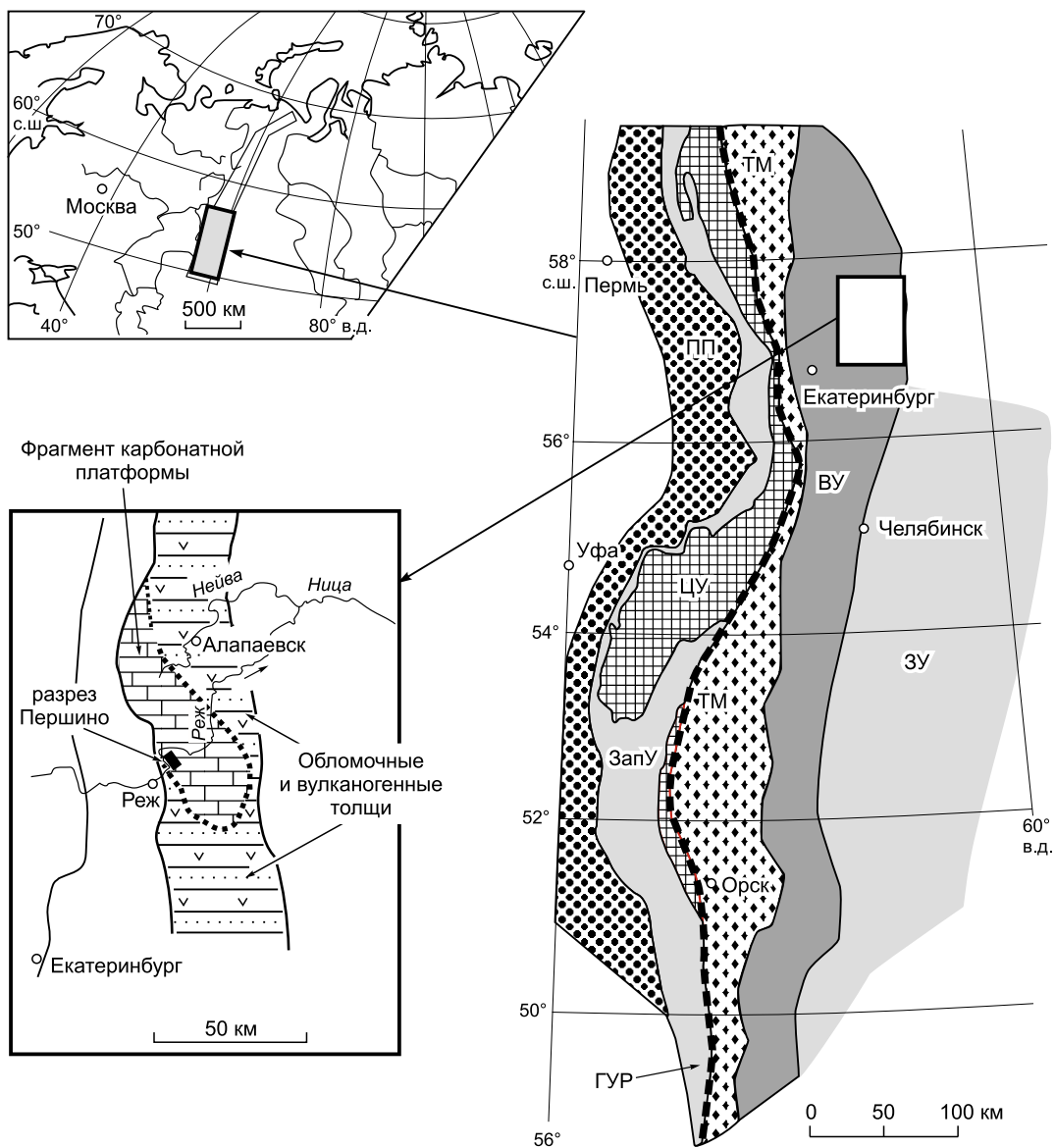


Рис. 1. Расположение разреза изолированной карбонатной платформы в современной структуре Урала.

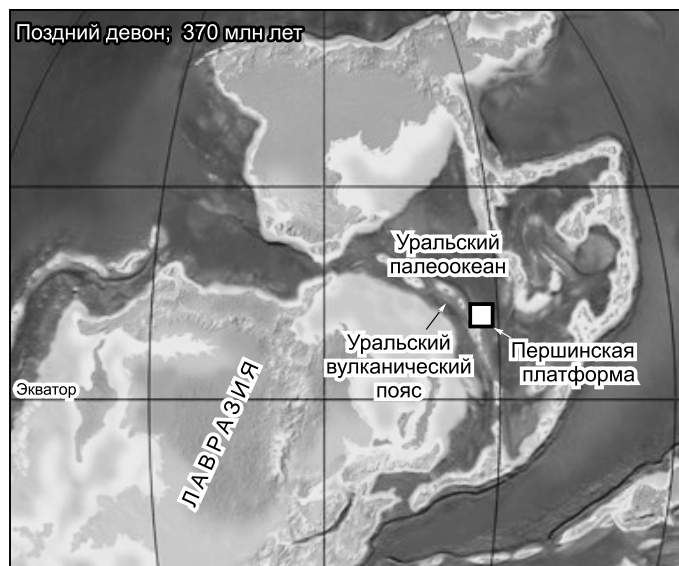
Мегазоны [Пучков, 2010]: ЗУ — Зауральская, ВУ — Восточно-Уральская, ЦУ — Центрально-Уральская, ЗапУ — Западно-Уральская, ТМ — Тагило-Магнитогорская. ПП — Предуральский прогиб, ГУР — Главный Уральский разлом.

карбона эта мегазона была удалена как от Восточно-Европейского континента, так и от Казахстана и Ангариды (рис. 2), а рассматриваемая толща известняков формировалась на изолированной карбонатной платформе (по классификации И. Рида [Read, 1985] и др.). Упомянутая платформа [Мизенс и др., 2012] образовалась еще в среднем девоне на окраине Уральского океана. Фундаментом ее, по мнению В.Н. Пучкова [2000], мог стать фрагмент потухшей силурийской островной дуги. В конце девона—начале карбона, после перемещения зоны субдукции на восток, платформа оказалась в остаточном бассейне уже в пределах аккреционной окраины Восточно-Европейского континента, где она, по-прежнему, была окружена относительно глубокими водами с терригенным и вулканогенно-терригенным осадконакоплением (см. рис. 1) [Мизенс и др., 2012].

СТРОЕНИЕ РАЗРЕЗА КАРБОНАТНОЙ ПЛАТФОРМЫ

Фрагменты разреза карбонатной платформы обнажаются по берегам р. Реж, вблизи с. Першино. Здесь с небольшими перерывами вскрыты известняки франского (верхняя часть) и фаменского ярусов верхнего девона, а также турнейского яруса нижнего карбона. Для разреза в целом характерен несколь-

Рис. 2. Расположение Першинской карбонатной платформы на палеогеографической схеме Северной Евразии в конце девона (по <http://jan.ucc.nau.edu.com>).



ко обедненный состав органических остатков, в частности, конодонтовая фауна распространена только в пограничных отложениях франского и фаменского ярусов. Поэтому расчленение разреза выполнено главным образом по фораминиферам с использованием горизонтов и зон Восточно-Уральского субрегиона [Наседкина и др., 1990; Стратиграфические..., 1993; Кучева, Степанова, 2007; Анфимов, 2012], скоррелированных с конодонтовыми зонами Общей стратиграфической шкалы России [Постановление, 2008] (рис. 3).

В основании разреза (верхнефранский подъярус) развиты биогермные образования, сложенные строматопоратами в ассоциации с амфипорами и синезелеными водорослями (пачка 1). Выше залегают микрокомковатые известняки, неотчетливо слоистые, с фораминиферами зон *Tikhinella* (пачки 2—3) и *Eogeinitzina devonica* (пачка 4) [Наседкина и др., 1990; Наседкина, Зенкова, 1999]. Граница франа и фамена устанавливается в основании пачки 4 по первому появлению конодонтов зоны *Palmatolepis triangularis* [Бикбаев, Снигирева, 2002; Бикбаев и др., 2011] в основании пласта своеобразных известняковых конгломератов (или брекчий, по А.З. Бикбаеву). Пласт этих конгломератов мощностью 0.8 м (рис. 4) характеризуется отчетливой градационной сортировкой слабоокатанного обломочного материала, представленного в нижней части пластинами длиной до 20—30 см и толщиной до 5—7 см, залегающими на относительно ровной поверхности. Обломки представлены разнородными известняками — микрозернистыми, комковатыми, органогенно-детритовыми, водорослевыми.

Пласт известняковой брекчий, по данным А.З. Бикбаева и др. [2011], содержит смешанную ассоциацию конодонтов, состоящую из представителей зон *thenana*, *linguiformis* и *triangularis*, в то время как в непосредственно подстилающих известняках обнаружены только конодонты зоны *linguiformis*. На 18 м выше по разрезу, после частично закрытого интервала А.З. Бикбаев с соавторами снова зафиксировал наличие конодонтов зоны *linguiformis*, сменяющихся далее смешанной ассоциацией в известняковой брекчий и еще выше — представителями зоны *triangularis*. Отсюда эти авторы делают вывод, что в рассматриваемом интервале имеет место зависимость комплексов конодонтов от фациального состава пород или наблюдается тектоническое сдвигание разреза. При этом они склоняются ко второму варианту, который, по их мнению, подтверждается присутствием в нерастворимом остатке, в том и другом случае, Fe-Ni(?) сферул.

Тем не менее при детальном изучении литологического состава пород признаки сдвигания разреза не были обнаружены. В разрезе не повторяется также граница франа и фамена, установленная по фораминиферам (несколько не совпадающая с конодонтовой). Металлические сферулы, по-видимому, являются техногенными образованиями. Они встречаются и в других местах, среди пород разного стратиграфического уровня. Признаки тектонического сдвигания пограничной зоны не заметны и по геохимическим данным (рис. 5). Таким образом, достаточно уверенно можно предположить, что повторение пограничного интервала разреза в данном случае не имеет места. Присутствие конодонтов зон *thenana* и *linguiformis* на более высоком интервале разреза, скорее всего, объясняется обломочным характером пород.

Пачка 5 сложена оолитовыми известняками. В основании их проводится граница франа и фамена (губинского и шамейского горизонтов) по фораминиферной шкале (по появлению фораминифер *Parathurammia dagmarae*). Следует, однако, иметь в виду, что интервал, охватывающий верхнюю часть пачки 4 и нижнюю пачки 5, обнажен фрагментарно.

Следующая, шестая, пачка мощностью около 25 м сложена известняковыми турбидитами [Мизенс, Клещенко, 2005], главным образом средне- и мелкозернистыми калькаренитами, иногда гравелитами и мелкогалечными конгломератами. Обычной является градационная сортировка обломочных компонентов, в том числе с элементами Боума. Практически все элементарные циклиты (мощностью от нескольких до 150 см) заканчиваются аргиллитами (от долей миллиметра до 3—4 см). В нижней части пачки наблюдаются слои, смятые подводным оползнем.

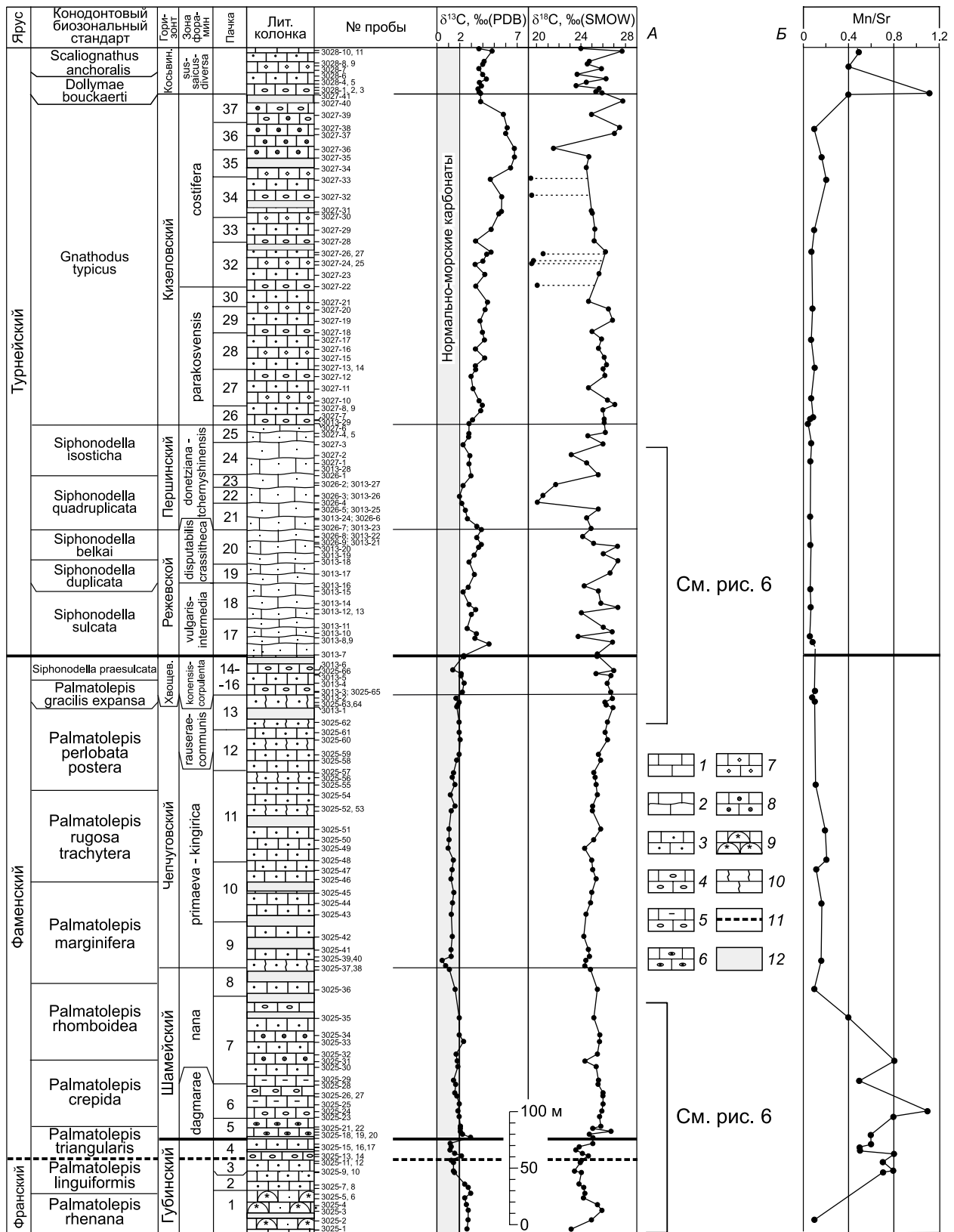


Рис. 3. Стратиграфическая колонка разреза Першино с распределением величин $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ (А); распределение значений Mn/Sr по разрезу (Б).

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

Дальше снова появляются мелководные известняки (пачки 7, 8), неотчетливо слоистые, нередко комковатые и криноидные, содержащие фораминиферы зоны *Septaglomospiranella pana* [Анфимов, 2012], а вблизи основания многочисленные брахиоподы зоны *Cyrtospirifer archiaci* — *C. asiaticum*. Верхняя часть этого интервала обнажена с перерывами.

Известняки чепчуговского горизонта также вскрыты не полностью. На уровне пачек 9 и 10 обнаженные интервалы чередуются с закрытыми участками в приблизительно равных соотношениях. Для этих пород характерны микрокомковатые структуры, обедненные комплексы всех групп микрофауны и почти полное отсутствие макрофауны. В средней части горизонта (пачка 11) на фоне разнообразных однокамерных фораминифер отмечаются лишь единичные многокамерные. Выше по разрезу появляются *Septatourayella* (*Eoseptatourayella*) cf. *rauserae* Lip. (пачка 12) и *Quasiendothyra* (*Eoendothyra*) *communis* (Raus.) (пачка 13), позволяющие отнести данный интервал с характерными узорчатыми текстурами к верхней части чепчуговского горизонта.

Верхи фаменского яруса уже представлены темными комковатыми, местами интракластовыми, известняками с многочисленными фораминиферами зоны *Quasiendothyra konensis* — *Eoquasiendothyra conpulgenta* [Постоялко и др., 1989]. Узорчатые структуры почти исчезают.

На границе девонской и каменноугольной систем смена литологического состава пород и содержащихся в них органических остатков более заметны (см. рис. 3). Нижняя часть турне сложена толсто-слоистыми нодулярными темно-серыми до черных битуминозными известняками. «Нодули» представляют собой уплощенные образования со сложными контурами, размером от нескольких до нескольких десятков сантиметров по длинной оси и толщиной до 5—7 см, ориентированные по напластованию. На выветрелой поверхности известняков они отличаются несколько более светлой окраской, а кальцит в составе этих образований раскристаллизован несколько лучше, чем в окружающей породе, микрочернистых сгустков меньше. Общий объем «нодулей» приблизительно такой же, как и объем вмещающей породы. Предположительно они являются микробиальными образованиями. Среди фораминифер в этой толще появляются представители рода *Tournayellina*, полностью исчезают *Quasiendothyra*. По составу органических остатков нодулярные известняки подразделяются на режевской горизонт (в объеме региональных фораминиферовых зон *Tournayellina vulgaris* — *Tournayellina intermedia* и *Prochernyshinella crassithecata* — *Prochernyshinella disputabilis*) и першинский — зона *Neoseptaglomospiranella donetziana* — *Palaeospiroplectammina tchernyshinensis* [Кучева, Степанова, 2007]. 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.

Пачки 26—33 кизеловского горизонта представлены мелко- и тонкозернистыми, комковатыми, интра- и биокластовыми, отчетливо слоистыми известняками, нередко с узорчатыми текстурами. Характерно присутствие линзовидных скоплений небольших онколитов. В верхней части горизонта (пачки 34—36) известняки биокластовые, преимущественно криноидные, пачка 37 сложена интракластовыми



Рис. 4. Пласт известняковых конгломератов в основании разреза фаменского яруса.

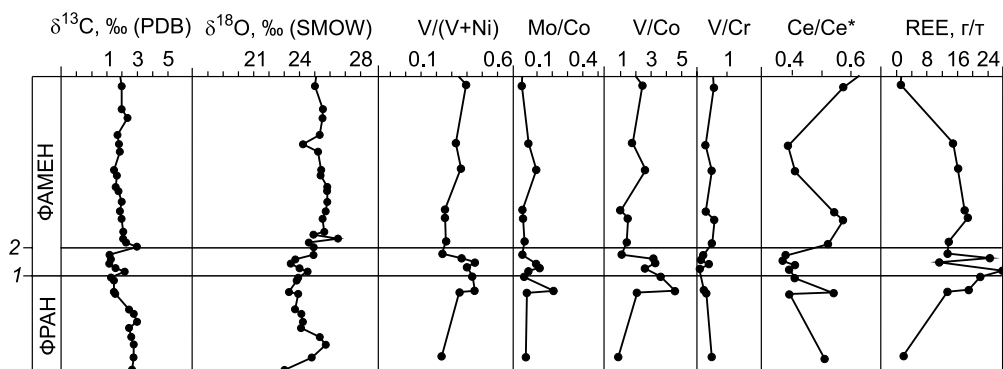


Рис. 5. Распределение некоторых геохимических коэффициентов [Мизенс и др., 2014] и величин $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ вблизи границы между франским и фаменским ярусами.

1 — граница франского и фаменского ярусов (по первому появлению конодонтов *P. triangularis*), 2 — уровень предполагаемого А.З. Бикбаевым и др. [2011] повторения этой границы.

ми известняками. В целом в нижней части кизеловского горизонта устанавливается региональная фораминиферная зона *Laxoendothya parakosvensis*, в верхней — *Spinoendothya costifera*. Известняки, отвечающие кизеловскому горизонту, большей частью обнажены. Лишь на уровне пачек 32—35 имеются три закрытых интервала мощностью до 10 м. Следует отметить, что в отличие от большей части разреза, на уровне кизеловского горизонта сравнительно много кристаллических известняков, что затрудняет изучение изотопного состава углерода и, особенно, кислорода.

Отложения косвинского горизонта обнажаются несколько ниже по реке, в скале Соколиный камень, где они представлены толстослоистыми, тонкозернистыми, участками обломочными, известняками с фораминиферами зоны *Tetrataxis sussaicus* — *Eotextularia diversa*.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ

Статья основана на материале, полученном при изучении разреза мощностью свыше 1100 м. Были проведены исследования литологического состава известняков, изучено распределение в них органических остатков, в первую очередь фораминифер, водорослей и брахиопод. Определения изотопного состава углерода и кислорода в карбонатных породах (140 образцов, относительно равномерно распределенных по разрезу) производились в ГИН РАН (Б.Г. Покровский, лаборатория геохимии изотопов и геохронологии, г. Москва) с помощью масс-спектрометра Delta V Advanced и установки Gas-Bench-II. Пробы предварительно не обрабатывались. Значения $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ приведены относительно стандарта PDB и SMOW соответственно. Точность (воспроизводимость) определений находится в пределах $\pm 0.2\text{‰}$.

Известняки в рассматриваемом разрезе изменены довольно слабо, что позволяет предположить сохранность первичного изотопного состава. Об этом свидетельствуют как петрографические данные, так и геохимические индикаторы. Практически отсутствует доломитизация, почти везде в той или иной степени присутствует микрозернистый кальцит. Отношение Mn/Sr в 33 образцах из 50 изученных, составляет менее 0.2, в 14 образцах — 0.3—0.7, а в 3 — 1.0—1.5 (см. рис. 3). Определение выполнено методом ICP MS в Институте геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург на масс-спектрометре ELAN9000. По мнению Л. Дерри с соавторами [Derry et al., 1992], если данное отношение менее 2, то оно может свидетельствовать о сохранности первичного изотопного состава карбонатов. Другие авторы указывают еще более высокие цифры — менее 3 [Kaufman et al., 1993] и менее 8 [Knoll et al., 1995]. Известняки в целом чистые, примесь силикатного материала составляет менее 0.5 %. Лишь в основании фамена она доходит до 2—3 %, а в средней части режевского горизонта (нижнее турне) — до 2 % [Плюснина и др., 1990].

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ УГЛЕРОДА И КИСЛОРОДА

Углерод на уровне верхнего девона в целом характеризуется устойчивым изотопным составом. Величины $\delta^{13}\text{C}$ большей частью колеблются в интервале 1...2 ‰, что соответствует таковым в осадочных морских карбонатах (табл. 1, 2; см. рис. 3, 6). Только в верхней части франского яруса и около границы фран/фамен наблюдаются небольшие экскурсы (до 3 ‰), а в низах чепчуговского горизонта

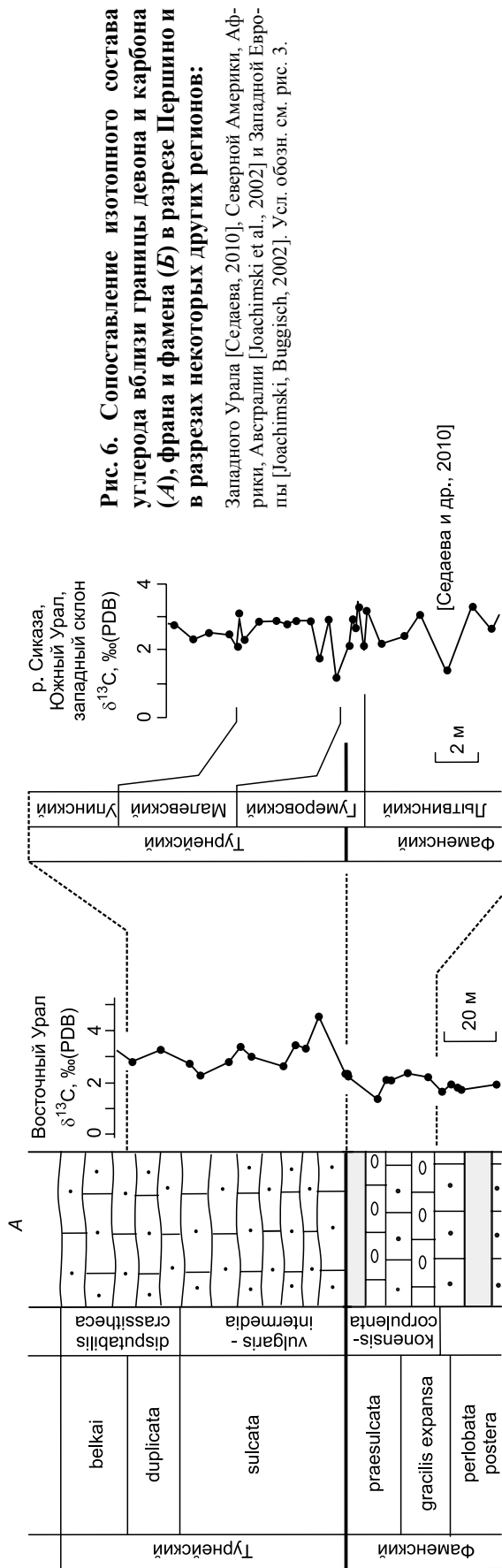
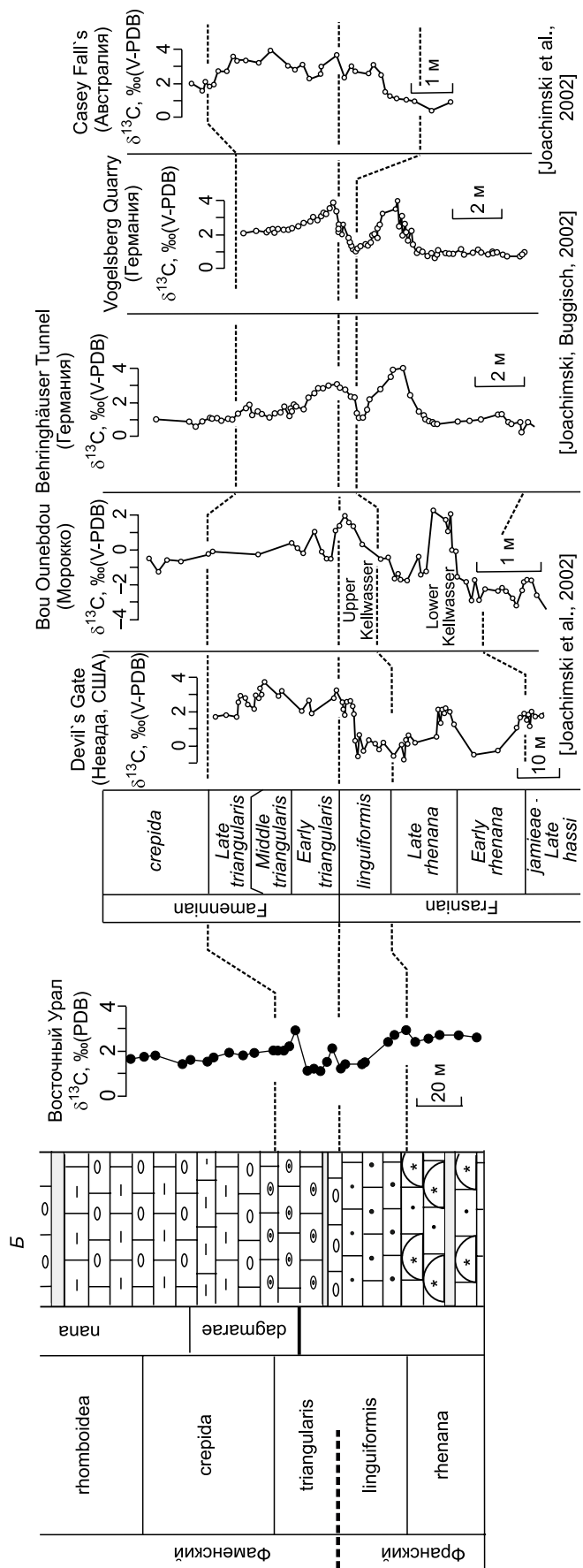


Рис. 6. Сопоставление изотопного состава углерода вблизи границы девона и карбона (А), франа и фамена (Б) в разрезе Першино и в разрезах некоторых других регионов:

Западного Урала [Седаева, 2010], Северной Америки, Африки, Австралии [Joachimski et al., 2002] и Западной Европы [Joachimski, Buggisch, 2002]. Усл. обозн. см. рис. 3.



фамена (фораминиферовая зона primaeva–kingirica, соответствующая конодонтовым зонам marginifera и trachytera, см. рис. 3) $\delta^{13}\text{C}$ удерживается на уровне 1 ‰. Для карбонатов турнейского яруса эти значения более высокие (от 2—3 до 6.9 ‰). В том числе вблизи границы с девоном имеет место экскурс до 4.2 ‰, а наиболее низкие значения (2.0...2.5 ‰) характерны для першинского горизонта (фораминиферовая

Таблица 1. Изотопный состав известняков верхнего девона

| Номер образца | $\delta^{13}\text{C}$, ‰ (PDB) | $\delta^{18}\text{O}$, ‰ (SMOW) | Номер образца | $\delta^{13}\text{C}$, ‰ (PDB) | $\delta^{18}\text{O}$, ‰ (SMOW) |
|---------------|---------------------------------|----------------------------------|---------------|---------------------------------|----------------------------------|
| 3013-7 | 2.3 | 25.5 | 3025-36 | 1.3 | 25.3 |
| 3013-6 | 1.4 | 26.9 | 3025-35 | 2.0 | 25.0 |
| 3025-66 | 2.2 | 25.2 | 3025-34 | 2.0 | 25.5 |
| 3013-5 | 2.1 | 26.7 | 3025-33 | 2.4 | 25.5 |
| 3013-4 | 2.4 | 26.2 | 3025-32 | 1.7 | 25.3 |
| 3025-65 | 2.3 | 26.5 | 3025-31 | 1.8 | 24.2 |
| 3013-3 | 1.9 | 26.6 | 3025-30 | 1.9 | 25.2 |
| 3013-2 | 1.9 | 26.8 | 3025-29 | 1.5 | 25.4 |
| 3025-64 | 2.0 | 26.0 | 3025-28 | 1.7 | 25.4 |
| 3025-63 | 1.9 | 26.1 | 3025-27 | 1.6 | 25.8 |
| 3013-1 | 1.9 | 26.9 | 3025-26 | 1.8 | 25.8 |
| 3025-62 | 2.0 | 26.2 | 3025-25 | 2.0 | 25.8 |
| 3025-61 | 2.0 | 26.0 | 3025-24 | 1.9 | 25.7 |
| 3025-60 | 2.1 | 26.2 | 3025-23 | 2.0 | 25.5 |
| 3025-59 | 2.0 | 25.4 | 3025-22 | 2.1 | 25.6 |
| 3025-58 | 1.8 | 25.6 | 3025-21 | 2.1 | 24.9 |
| 3025-57 | 1.5 | 25.0 | 3025-20 | 2.1 | 26.5 |
| 3025-56 | 1.4 | 25.1 | 3025-19 | 2.3 | 24.6 |
| 3025-55 | 1.6 | 25.2 | 3025-18 | 3.0 | 24.9 |
| 3025-54 | 1.2 | 25.3 | 3025-17 | 1.2 | 24.9 |
| 3025-53 | 1.6 | 24.9 | 3025-16 | 1.3 | 23.7 |
| 3025-52 | 1.3 | 24.9 | 3025-15 | 1.2 | 23.4 |
| 3025-51 | 1.1 | 25.6 | 3025-14 | 1.6 | 24.0 |
| 3025-50 | 1.1 | 25.0 | 3025-13 | 2.2 | 24.5 |
| 3025-49 | 1.0 | 24.2 | 3025-12 | 1.3 | 23.9 |
| 3025-48 | 1.5 | 24.8 | 3025-11 | 1.5 | 23.8 |
| 3025-47 | 1.4 | 24.9 | 3025-10 | 1.5 | 23.3 |
| 3025-46 | 1.3 | 25.2 | 3025-9 | 1.6 | 23.9 |
| 3025-45 | 1.5 | 24.8 | 3025-8 | 2.5 | 23.7 |
| 3025-44 | 1.4 | 24.7 | 3025-7 | 2.8 | 24.1 |
| 3025-43 | 1.3 | 24.3 | 3025-6 | 3.0 | 24.2 |
| 3025-42 | 1.4 | 24.1 | 3025-5 | 2.5 | 24.1 |
| 3025-41 | 1.3 | 24.5 | 3025-4 | 2.6 | 25.3 |
| 3025-40 | 1.3 | 24.6 | 3025-3 | 2.8 | 25.7 |
| 3025-39 | 0.5 | 24.3 | 3025-2 | 2.8 | 24.8 |
| 3025-38 | 0.8 | 24.2 | 3025-1 | 2.7 | 23.0 |
| 3025-37 | 1.1 | 24.7 | | | |

Примечание. Анализы выполнены в лаборатории геохимии изотопов и геохронологии ГИН РАН (Б.Г. Покровский).

Таблица 2. Изотопный состав известняков турнейского яруса

| Номер образца | $\delta^{13}\text{C}$, ‰ (PDB) | $\delta^{18}\text{O}$, ‰ (SMOW) | Номер образца | $\delta^{13}\text{C}$, ‰ (PDB) | $\delta^{18}\text{O}$, ‰ (SMOW) |
|---------------|---------------------------------|----------------------------------|---------------|---------------------------------|----------------------------------|
| 3028-11 | 3.7 | 24.0 | 3027-10 | 3.7 | 26.4 |
| 3028-10 | 4.9 | 27.8 | 3027-9 | 4.0 | 27.1 |
| 3028-9 | 4.1 | 24.8 | 3027-8 | 3.8 | 26.0 |
| 3028-8 | 4.0 | 24.6 | 3027-7 | 3.1 | 26.1 |
| 3028-7 | 3.7 | 25.9 | 3013-29 | 3.1 | 26.7 |
| 3028-6 | 4.0 | 23.7 | 3027-6 | 2.8 | 26.1 |
| 3028-5 | 4.3 | 26.3 | 3027-5 | 2.8 | 26.2 |
| 3028-4 | 3.7 | 24.5 | 3027-4 | 2.8 | 24.6 |
| 3028-3 | 3.9 | 23.6 | 3027-3 | 2.3 | 26.0 |
| 3028-2 | 3.6 | 25.6 | 3027-2 | 2.9 | 23.1 |
| 3028-1 | 3.7 | 25.3 | 3027-1 | 2.8 | 24.5 |
| 3027-41 | 3.8 | 25.9 | 3013-28 | 2.9 | 25.4 |
| 3027-40 | 3.8 | 27.8 | 3026-1 | 3.0 | 25.6 |
| 3027-39 | 5.8 | 24.9 | 3013-27 | 2.5 | 23.1 |
| 3027-38 | 6.1 | 27.5 | 3026-2 | 2.3 | 21.7 |
| 3027-37 | 6.0 | 27.0 | 3026-3 | 2.0 | 20.5 |
| 3027-36 | 6.8 | 21.5 | 3013-26 | 2.3 | 21.3 |
| 3027-35 | 6.9 | 24.6 | 3026-4 | 2.2 | 20.0 |
| 3027-34 | 6.4 | 24.4 | 3026-5 | 2.5 | 25.6 |
| 3027-33 | 4.7 | 16.2 | 3013-25 | 2.8 | 26.2 |
| 3027-32 | 5.7 | 17.0 | 3026-6 | 2.7 | 24.5 |
| 3027-31 | 5.6 | 24.9 | 3013-24 | 2.3 | 21.4 |
| 3027-30 | 5.4 | 25.0 | 3013-23 | 3.5 | 26.3 |
| 3027-29 | 4.7 | 25.4 | 3026-7 | 3.9 | 24.9 |
| 3027-28 | 3.3 | 25.2 | 3013-22 | 3.5 | 19.0 |
| 3027-27 | 4.7 | 26.1 | 3026-8 | 3.5 | 24.1 |
| 3027-26 | 4.3 | 20.4 | 3013-21 | 3.8 | 24.0 |
| 3027-25 | 4.0 | 19.6 | 3026-9 | 3.9 | 25.1 |
| 3027-24 | 3.4 | 19.4 | 3013-20 | 3.7 | 27.2 |
| 3027-23 | 4.2 | 25.6 | 3013-19 | 3.2 | 26.0 |
| 3027-22 | 3.4 | 20.0 | 3013-18 | 2.9 | 27.2 |
| 3027-21 | 4.4 | 24.7 | 3013-17 | 3.2 | 26.7 |
| 3027-20 | 4.2 | 26.5 | 3013-16 | 2.8 | 24.2 |
| 3027-19 | 3.8 | 26.9 | 3013-15 | 2.3 | 25.6 |
| 3027-18 | 4.0 | 25.0 | 3013-14 | 2.9 | 25.8 |
| 3027-17 | 4.2 | 25.9 | 3013-13 | 3.3 | 27.2 |
| 3027-16 | 3.4 | 25.6 | 3013-12 | 3.0 | 24.0 |
| 3027-15 | 4.2 | 26.1 | 3013-11 | 2.7 | 26.0 |
| 3027-14 | 3.4 | 26.3 | 3013-10 | 3.5 | 26.9 |
| 3027-13 | 3.4 | 26.0 | 3013-9 | 3.3 | 23.8 |
| 3027-12 | 3.0 | 26.2 | 3013-8 | 4.6 | 26.9 |
| 3027-11 | 3.2 | 24.7 | | | |

Примечание. Анализы выполнены в лаборатории геохимии изотопов и геохронологии ГИН РАН (Б.Г. Покровский).

зона *Neoseptaglomospiranella donetziana* — *Palaeospiroplectamma tchernyshinensis*). Выше по разрезу изотопный состав углерода постепенно становится все более тяжелым — $\delta^{13}\text{C}$ достигает 6.9 ‰ в верхней части кизеловского горизонта (фораминиферовая зона *Spinoendothya costifera*), а в самом конце турнейского яруса (зона *sussaicus* — *diversa*) он опять несколько легче ($\delta^{13}\text{C} = 3.5 \dots 4.5$ ‰).

Изотопный состав кислорода в девонской части разреза (на уровне фаменского яруса) также довольно устойчивый — значения $\delta^{18}\text{O}$ варьируют в интервале 24...26 ‰. При этом наиболее легкий состав характерен для средней части яруса (узурчатые известняки чепчуговского горизонта), а вблизи кровли (хвощевский горизонт) $\delta^{18}\text{O}$ достигает величины 27 ‰. Несколько более значительные и более резкие изменения (синхронные с колебаниями состава углерода) наблюдаются в верхней части франского яруса и на рубеже фран/фамен (23.0...26.5 ‰). В известняках турнейского яруса изотопный состав кислорода существенно более изменчивый, особенно в его нижней части ($\delta^{18}\text{O}$ варьирует от 20 до 27.5 ‰). Небольшие и частые экскурсы как в сторону легкого, так и тяжелого изотопа характерны для пограничной зоны между девоном и карбоном. Высокие значения $\delta^{18}\text{O}$ наблюдаются в верхней части режевского горизонта (до 27.2 ‰), что соответствует фораминиферовой зоне *Prochernyshinella crassithesa* — *Prochernyshinella disputabilis*, и в обломочных известняках верхов турнейского яруса (27.0—27.8 ‰), а легкий изотопный состав отмечается в средней части першинского горизонта, на том же уровне, для которого характерны низкие значения $\delta^{13}\text{C}$. Следует отметить также, что на уровне кизеловского горизонта турне иногда встречаются очень низкие значения $\delta^{18}\text{O}$ (меньше 20 ‰), что, вероятнее всего, связано с постдиагенетической перекристаллизацией пород, которая в этом интервале проявлена наиболее заметно.

ОБСУЖДЕНИЕ

Обстановка осадконакопления на Першинской карбонатной платформе в девоне, очевидно, была довольно устойчивой. Об этом свидетельствуют как изотопный состав углерода и кислорода, так и геохимические индикаторы среды осадконакопления [Мизенс, Сапурин, 2013; Мизенс и др., 2014]. Тем не менее некоторые события, в том числе считающиеся глобальными, оставили следы в толще известняков. Так, на рубеже фран/фамен наблюдается небольшой положительный экскурс изотопного состава углерода (см. рис. 3, 6), который, скорее всего, соответствует верхнему Кельвассерскому событию (нередко аноксидному). На этом рубеже наблюдаются также колебания $\delta^{18}\text{O}$. Среда в бассейне тем не менее оставалась кислородной [Мизенс и др., 2014].

В Западной Европе верхний кельвассерский горизонт тоже не везде характеризуется признаками дисоксидных и, тем более, аноксидных обстановок [Bond et al., 2004]. По мнению Д. Бонда с коллегами, степень и продолжительность ограничения насыщенности кислородом в позднедевонских бассейнах Европы зависели от палеобатиметрии и палеогеографической ситуации. Так, устойчивое развитие кислородных обстановок во время формирования разреза *Wolayer Glacier* (Карнийские Альпы, Австрия) эти авторы объясняют расположением бассейна вблизи континентальной окраины, что напоминает положение Першинской карбонатной платформы. Отсутствие на Урале признаков бескислородной среды во время проявления Кельвассерских событий подтверждает точку зрения указанных исследователей, что аноксидные события начались в эпиконтинентальных бассейнах, которые потом трансформировались в бассейны континентальных окраин. Если бы развитие аноksии началось в глубинах океана, как это предполагается в других моделях [McGhee, 1986; Goodfellow et al., 1989], то бескислородная вода, по-видимому, распространялась бы также и на Першинскую платформу.

Трансгрессия, связанная с верхним Кельвассерским событием, практически по всему земному шару сменилась обширной, но кратковременной регрессией, пик которой приходился на интервал конодонтовой зоны *triangularis* (рис. 7). Признаки этой регрессии описаны в многочисленных работах на территории Западной и Центральной Европы [Hladil et al., 1991; Piecha, 2002; и др.], Казахстана [Веймарн и др., 1996], Восточной Азии [Tsien, Fong, 1997; Gagiev, 1997; и др.], Северной Америки [Johnson, Murphy, 1984; Over, 2002; и др.], Австралии [George, Chow, 2002; и др.]. Причем падение уровня моря по разным оценкам составляло от 60—100 до 170—200 м [Беляева, Сташкова, 1999]. Перерыв в пограничной зоне франна и фамена развит и на обширных площадях Русской платформы [Yunusov et al., 1997; Беляева, Сташкова, 1999; и др.]. Признаки регрессии наблюдаются также на западном склоне Южного Урала, где обнажаются отложения восточного края платформы. Здесь на многих участках имеет место полное или частичное выпадение пограничных отложений, на других — относительно глубоководные отложения сменяются мелководными. В некоторых случаях следы регрессии проявились в виде брахиоподовых ракушнякав, так называемых *барминских слоев* [Abramova, Artyshkova, 2004; Мизенс, 2007]. На восточном склоне Южного Урала на рубеже между франом и фаменом (зоны *linguiformis-triangularis*) среди глубоководных (флишевых) отложений залегает мощное (700—800 м) тело микститов (бияго-

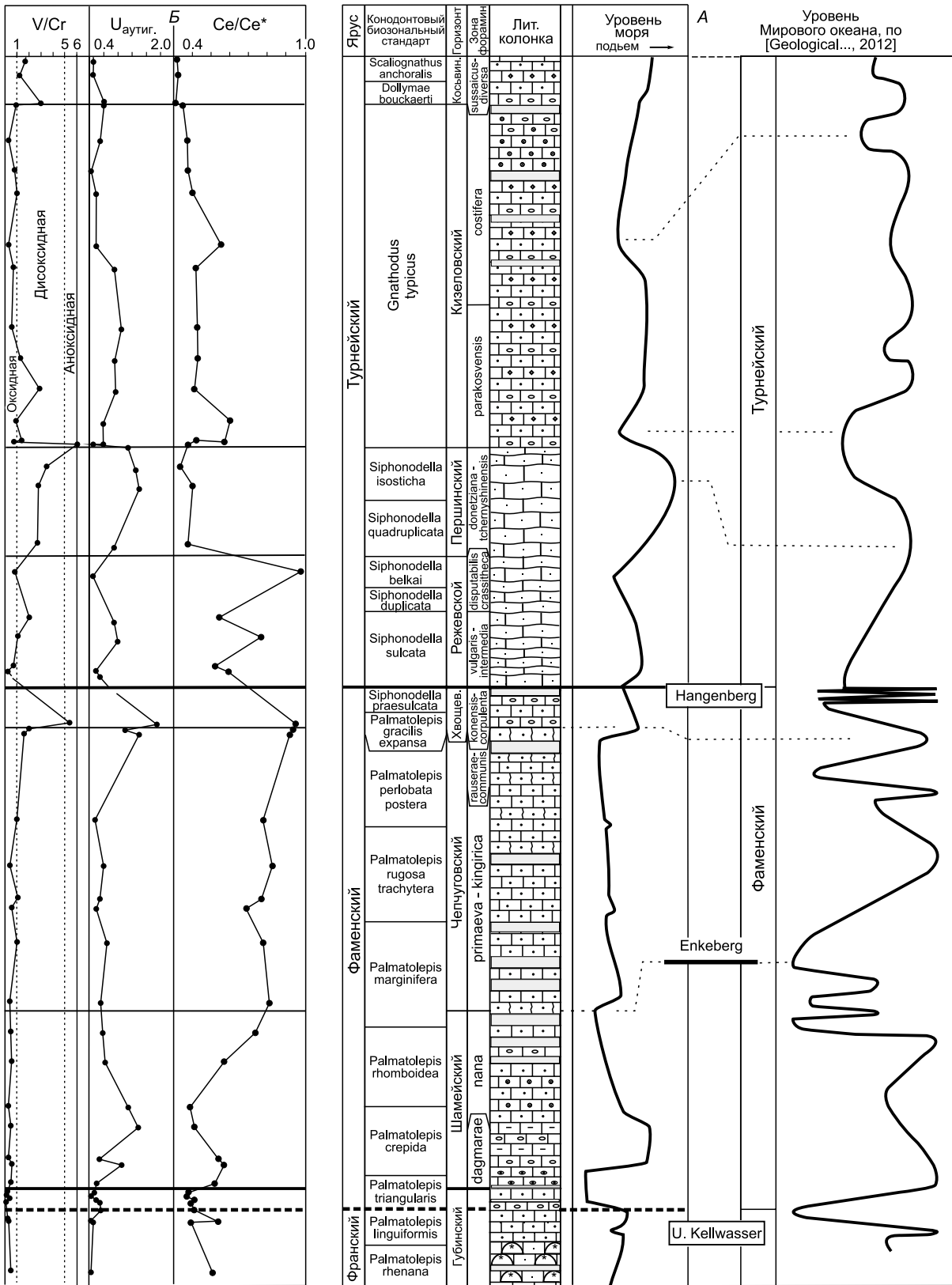


Рис. 7. Кривая колебания глубины бассейна на изолированной Першинской платформе в конце девона — начале карбона и ее сопоставление с обобщенной эвстатической кривой, по [The geologic..., 2012] (А); распределение значений коэффициентов V/Cr, Ce/Ce*, U-аутигенный, по [Мизенс и др., 2014] (Б).

Усл. обозн. см. рис. 3.

динский олистостром), происхождение которого, возможно, также связано со снижением уровня моря [Мизенс, 2002, 2003].

Признаки кратковременной регрессии можно видеть и в разрезе Першино (см. рис. 7), но они свидетельствуют лишь об относительно небольшом изменении уровня моря, вероятно, не больше первых десятков метров. Следы осушения дна бассейна на границе фран/фамен здесь отсутствуют, но на этом уровне залегает пласт своеобразной конгломератовидной породы (брекчии взламывания) с градиционной сортировкой материала, сложенной в нижней части плохо округленными комками и пластинами микрозернистых известняков различного размера (до 20—30 см) и формы (см. рис. 4). Образование этого пласта, возможно, связано с мощным штормом или он представляет собой след цунами, описанный на этом уровне Г. Рацки [Racki, 2005] в разрезах Западной Европы. Выше данного пласта, в основании фораминиферовой зоны *Parathuramina dagmarae*, залегают оолитовые известняки. Кроме того, в основании фаменского яруса в известняках несколько увеличивается примесь силикатных частиц [Плюснина и др., 1990]. Об уменьшении глубины бассейна свидетельствуют также изотопный состав кислорода — на кривой появляется экскурс, указывающий на увеличение количества более тяжелого изотопа.

Приблизительно на уровне конодонтовой зоны *strepida* (или даже ниже) в разрезе карбонатной платформы видны признаки новой трансгрессии — мелководные (оолитовые) известняки сменяются известняковыми турбидитами [Мизенс, Клещенок, 2005], увеличиваются отрицательные цериевые аномалии [Мизенс и др., 2014]. В то же время изотопный состав углерода и кислорода практически не меняется. Но и эта трансгрессия была быстротечной. Последующая за ней регрессия привела к постепенной, но быстрой смене турбидитов более мелководными известняками. В дальнейшем, почти до конца фамена, в рассматриваемой акватории сохранялась относительно устойчивая, в целом мелководная, обстановка. В известняках чепчуговского горизонта (конодонтовые зоны *marginifera*, *trachytera*, *postera*) признаки значительных событий отсутствуют. Изотопный состав углерода и кислорода почти не меняется, остается постоянным отношение V/Cr (см. рис. 7), незначительно колеблется содержание аутигенного урана и величина цериевой аномалии [Мизенс и др., 2014]. Ни одно из глобальных событий, характерных для этого временного интервала (Нэдэн, Кондроз, Аннулата, Дасберг), заметно не проявилось. Лишь событие Энкеберг оставило след в виде небольших экскурсов $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ в пределах зоны *marginifera*, хотя во многих регионах на этом уровне реконструируются регрессивные процессы [Johnson et al., 1985; Sandberg et al., 2000; House, 2002; The geologic..., 2012]. Следы небольшой трансгрессии в разрезе Першино фиксируются в верхней части фамена (фораминиферовая зона *Quasiendothyra konensis* — *Eoquasiendothyra corpulenta*). На изотопный состав углерода и кислорода она, как и предыдущая регрессия, почти не повлияла, но прослеживается по некоторым изменениям литологического состава известняков (породы становятся более темными, исчезают узорчатые структуры) и соотношениям V/Cr, Ce/Ce* [Мизенс и др., 2014]. Этот подъем уровня океана тоже хорошо известен [Walliser, 1996; Sandberg et al., 2000] и рассматривается как межледниковый эпизод.

Вблизи границы девон/карбон (особенно в основании турнейского яруса) в разрезе наблюдаются существенные колебания изотопного состава как углерода, так и кислорода, что может быть обусловлено колебаниями глубины моря, которые хорошо видны на обобщенной кривой, приведенной в [The geologic..., 2012] (см. рис. 7). Следы относительно низкого стояния уровня в разрезе Першино проявляются сразу выше границы девона и карбона, выражающиеся в существенном увеличении содержания тяжелого изотопа углерода, но по литологическим характеристикам оно не прослеживается, известняки сохраняются относительно однородными. В то же время по всему земному шару к концу фамена имело место сокращение занятых морем площадей, появились перерывы в осадконакоплении, относящиеся к середине конодонтовой зоны *praesulcata* и далее, к рубежу фамена и турне [Alekseev et al., 1996; Racki, 1997; Sandberg et al., 2000; и др.].

Упомянутая регрессия является элементом многофазного Хангенбергского события, она относительно хорошо коррелируется с оледенением в западной части Гондваны [Streel, 1986]. Тем не менее многие исследователи связывают это событие с процессами всеобщей тектономагматической активизации, в том числе с трапповым магматизмом и рифтингом, с проявлением мантийных плюмов [Walliser, 1995; Веймарн и др., 2005; Шипилов, 2007; и др.]. Оно отчетливо фиксируется и в карбонатных разрезах по восточной периферии Европейской платформы [Седаева и др., 2010], в Казахстане [Жаймина, 2007], но следы его отсутствуют в Сибири, Индии, Антарктике [Becker, 1993], хотя именно на Сибирской платформе на рубеже D/C (360 млн лет) имел место активный трапповый магматизм, формировались кимберлитовые трубки [Кривонос, 1997]. На территории современного Урала в то время тоже происходили события, которые могли повлиять на изменение глубины бассейна, в том числе имело место столкновение Тагильской островной дуги с Восточно-Европейским континентом [Пучков, 2010].

Несколько выше по разрезу, на уровне режевского горизонта на кривой изотопного состава углерода прослеживаются чередующиеся отрицательные и положительные экскурсы, которые также могут

быть обусловлены колебаниями глубин (хотя и не очень значительными) и, соответственно, биопродуктивности палеобассейна. Это отражается и в поведении изотопов кислорода, в отношениях Se/Se^* , V/Cr и в концентрации урана [Мизенс и др., 2014]. В том числе в верхней части горизонта (соответствующей конодонтовой зоне *belkai*) заметны следы довольно продолжительной регрессии, проявления которой имеются и на Русской платформе [Alekseev et al., 1996]. Правда, литологически она снова не выражена.

Признаки наиболее значительного углубления моря в пределах рассматриваемой карбонатной платформы обнаруживаются на уровне першинского горизонта, особенно в его верхней части. Здесь фиксируются наиболее легкий изотопный состав углерода, значительные отрицательные аномалии церия [Мизенс и др., 2014], высокие значения отношения V/Cr и высокая концентрация урана. Причем в верхних слоях горизонта отношение V/Cr превышает величину 6, что допускает кратковременное существование аноксической среды. Повышение уровня моря в конце першинского времени, вероятно, отражает глобальную трансгрессию середины турнейского века. Она реконструируется в Северной Америке и в Европе [Becker, 1993; Alekseev et al., 1996], в Китае [Muechez et al., 1996], на Омолонском массиве в Сибири [Simakov et al., 1983], отмечается и на обобщенной эвстатической кривой [The geologic..., 2012].

Выше по разрезу в интракластовых известняках кизеловского горизонта (фораминиферовая зона *Laخoendothya parakosvensis*) наблюдается постепенное, хотя и неравномерное, с перерывами, увеличение содержания тяжелого изотопа углерода, достигающего максимума в криноидных известняках верхней части горизонта. Как известно [Perry, Magaritz, 1990], высокие значения $\delta^{13}C$ характерны для мелководных карбонатов, образовавшихся в бассейнах с аридными и семиаридными условиями седиментации, а также с высоким общим количеством биомассы. Следовательно, можно предположить, что в это время имело место потепление климата, однако обмеление, скорее всего, связано с местными причинами.

В верхней части турнейского яруса, в пределах косьвинского горизонта (фораминиферовая зона *sussaicus—diversa*), снова наблюдается некоторое углубление морского бассейна — изотопный состав углерода становится легче, отрицательные аномалии церия сильнее, увеличиваются значения отношений V/Cr , криноидные известняки сменяются микрозернистыми. Однако эта трансгрессия также, по-видимому, не имела всеобщего характера. Уже в средней части Русской платформы (Московская синеклиза) она незаметна, там в это время был перерыв [Alekseev et al., 1996], хотя на обобщенной эвстатической кривой [The geologic..., 2012] кратковременная трансгрессия на этом уровне отмечена.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На востоке современного Среднего Урала сохранились фрагменты разреза изолированной карбонатной платформы, которая образовалась в окраинном море Уральского океана в середине девонского периода и продолжала развиваться до начала карбона включительно. В позднем девоне и в турнейском веке раннего карбона на акватории платформы преобладали обстановки глубокого шельфа, среди отложений которого сохранились следы геологических событий различного масштаба, в том числе верхнего Кельвассерского и Хангенбергского, а также некоторых субглобальных трансгрессий и регрессий. Однако события эти проявлены весьма слабо.

Изотопный состав углерода и кислорода в девонской части разреза относительно постоянный ($\delta^{13}C = 1...2\text{‰}$, $\delta^{18}O = 24...26\text{‰}$). Колебания наблюдаются только вблизи границы франского и фаменского ярусов (верхнее Кельвассерское событие), а также на рубеже девон/карбон (многофазное Хангенбергское событие). Турнейский интервал разреза характеризуется более заметными вариациями изотопного состава: $\delta^{13}C$ от $2.0...2.5\text{‰}$ на уровне першинского горизонта (приблизительно конодонтовая зона *isosticha*), до 6.9‰ — в верхней части кизеловского (соответствует конодонтовой зоне *tyricus*). Высокие значения $\delta^{18}O$ наблюдаются в верхней части режевского горизонта (до 27.2‰) и в криноидных известняках верхов турнейского яруса (до $27.0...27.8\text{‰}$), а легкий изотопный состав отмечается в средней части першинского горизонта ($\delta^{18}O$ характеризуется величинами $20.0...21.7\text{‰}$), на том же уровне, для которого характерны низкие значения $\delta^{13}C$.

По литологическим признакам, колебаниям изотопного состава углерода и кислорода, а также по особенностям распределения некоторых редких элементов предполагается, что в течение фамена в бассейне несколько раз менялась глубина моря, что, возможно, было связано с чередованием эпох оледенения и межледниковых периодов на Гондване. Колебания уровня моря имело место и на протяжении турнейского века. Большинство трансгрессий и регрессий, фиксируемых в пределах рассматриваемой платформы, по-видимому, отражают глобальные и субглобальные процессы. Лишь некоторые из них (во второй половине турне), вероятно, были локальными.

В большей части времени на карбонатной платформе существовала оксидная обстановка. В том числе и во время проявления Кельвассерских событий. Кратковременное обеднение придонной воды

кислородом можно предположить в конце фамена (начальный этап Хангенбергских событий?). Более продолжительное время дисоксидная среда существовала в первой половине турне, причем в конце першинского времени (приблизительно в интервале конодонтовой зоны *isosticha*) вероятно непродолжительное существование аноксидной среды. Устойчивое развитие кислородных обстановок на рассматриваемой платформе можно объяснить расположением ее вблизи континентальной окраины, но тогда нужно согласиться с моделью, отрицавшей распространение аноксидных условий из глубин океанов.

Можно предположить, что значительных колебаний уровня моря на территории Першинской платформы не было. Это подтверждает как геохимические особенности, так и отсутствие следов субэвальных размывов.

Органическая жизнь в бассейне была несколько обедненной (отсутствуют остатки аммоноидей, а конодонты распространены только в нижней части верхнего девона, сообщества брахиопод большей частью состоят из небольшого количества таксонов), поэтому трудно уловить рубежи катастрофического вымирания каких-то групп организмов. Лишь вблизи границы девон/карбон вымирают многие виды фораминифер, представляющие зону *Quasiendothya kobeitusana*, исчезают несколько видов *Cyanobacteria*, смена комплексов фораминифер и брахиопод происходит также на границе между отделами турнейского яруса, на рубеже между режевским и першинским горизонтами вымирает ряд родов фораминифер.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты 11-05-00584 и 12-05-00561).

ЛИТЕРАТУРА

Анфимов А.Л. Биостратиграфия девонских карбонатных отложений Волго-Уральской области и Урала на основе фораминифер // Ежегодник-2011 Института геологии и геохимии УрО РАН. Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 2012, с. 3—7.

Беляева Н.В., Сташкова Э.К. Модель седиментации франско-турнейских отложений Калининской впадины в системе Камско-Кинельских прогибов. Екатеринбург, УрО РАН, 1999, 125 с.

Бикбаев А.З., Снигирева М.П. К проблеме границы франского и фаменского ярусов на восточном склоне Среднего Урала // Ежегодник-2001 Ин-та геологии и геохимии УрО РАН. Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 2002, с. 9—13.

Бикбаев А.З., Снигирева М.П., Тупицына М.А. Варианты F/F границы разреза «Першино» в конодонтовой последовательности // Биостратиграфия, палеогеография и события в девоне и раннем карбоне. Материалы Международной конференции. Новосибирск, 2011, с. 37—39.

Веймарн А.Б., Кузьмин А.В., Кононова Л.И., Барышев В.Н., Воронцова Т.Н. Рубеж франского и фаменского веков в Тимано-Печорской провинции, на Урале и в Казахстане (геологические события и их интерпретация) // Бюл. МОИП, Отдел геологический, 1996, т. 71, вып. 3, с. 42—55.

Веймарн А.Б., Дегтярев К.Е., Тевелев А.В. Характер проявления позднедевонских плюм-тектонических и плейт-тектонических процессов в Казахстане и их взаимоотношения // Вестник МГУ, Серия 4. Геология, 2005, № 5, с. 14—21.

Жаймина В.Я. Биотические и абиотические события на границе девонской и каменноугольной систем в Казахстане // Верхний палеозой России: стратиграфия и палеогеография. Материалы Всероссийской научной конференции / Под ред. В.В. Силантьева, Г.М. Сунгатуллиной. Казань, КГУ, 2007, с. 107—110.

Кривонос В.Ф. Относительный и абсолютный возраст кимберлитов // Отечественная геология, 1997, № 1, с. 41—51.

Кучева Н.А., Степанова Т.И. Расчленение и корреляция нижнекаменноугольных отложений восточного склона Среднего Урала по фораминиферам и брахиоподам // Верхний палеозой России: стратиграфия и палеогеография. Материалы Всероссийской научной конференции / Под ред. В.В. Силантьева, Г.М. Сунгатуллиной. Казань, КГУ, 2007, с. 185—189.

Мизенс А.Г. Брахиоподовые комплексы из пограничных франско-фаменских отложений южноуральских разрезов «Большая Барма» и «Аккыр» (стратотипа и парастратотипа барминских слоев) // Литосфера, 2007, № 6, с. 93—110.

Мизенс Г.А. Седиментационные бассейны и геодинамические обстановки в позднем девоне—ранней перми юга Урала. Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 2002, 190 с.

Мизенс Г.А. Колебания уровня Мирового океана и осадконакопление в девонских глубоководных бассейнах юга Урала // Литосфера, 2003, № 4, с. 43—64.

Мизенс Г.А., Клещенко Н.С. Гравитационные образования в составе толщи верхнедевонских известняков в окрестностях с. Першино (р. Реж, восточный склон Среднего Урала) // Ежегодник-2004 Ин-та геологии и геохимии УрО РАН. Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 2005, с. 40—45.

Мизенс Г.А., Сапурин С.А. О среде осадконакопления на изолированной позднедевонской-раннекаменноугольной карбонатной платформе (восточный склон Среднего Урала) // Ежегодник-2012 Ин-та геологии и геохимии УрО РАН. Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 2013, с. 133—138.

Мизенс Г.А., Степанова Т.И., Кучева Н.А. Восточные зоны Среднего Урала в карбоне (эволюция бассейнов осадконакопления и особенности палеотектоники) // Литосфера, 2012, № 4, с. 107—126.

Мизенс Г.А., Степанова Т.И., Кучева Н.А., Сапурин С.А. Геохимические особенности известняков и условия осадконакопления на изолированной карбонатной платформе в позднем девоне и начале карбона на восточной окраине Урала // Литосфера, 2014, № 6, с. 53—76.

Наседкина В.А., Зенкова Г.Г. Биостратиграфия верхнего девона на восточном склоне Среднего и Северного Урала // Проблемы стратиграфии и палеонтологии Урала / Под ред. Н.Я. Анцыгина. Екатеринбург, ОАО УГСЭ, 1999, с. 45—51.

Наседкина В.А., Постоялко М.В., Плюснина А.А., Зенкова Г.Г., Петрова Л.Г., Степанова Т.И., Черепанова Н.А., Ширшова Д.И. К стратиграфии верхнего девона на восточном склоне Среднего Урала // Проблемы стратиграфии Урала. Девонская система / Под ред. Б.А. Попова. Свердловск, ИГГ УрО РАН, 1990, с. 22—35.

Плюснина А.А., Арбанова Е.С., Поташко М.А., Степанова Т.И. Литолого-минералогическое изучение разрезов нижнего карбона Урала для целей корреляции и палеогеографии // Литологические методы при детальном расчленении и корреляции осадочных толщ. Новосибирск, Наука, 1990, с. 132—140.

Постановление Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Девонская система. Каменноугольная система / Под ред. А.И. Жамойды, О.В. Петрова. СПб., 2008, вып. 38, с. 52—68.

Постоялко М.В., Плюснина А.А., Арбанова Е.С., Степанова Т.И., Черепанова Н.А. Путеводитель геологических экскурсий. Свердловская экскурсия. Маршрут № 4. Режевская структурно-фациальная зона. Осадочные породы Першинского комплекса. Свердловск, УНЦ АН СССР, ПГО Уралгеология, 1989, с. 46—49.

Постоялко М.В., Кучева Н.А., Степанова Т.И., Ширшова Д.И. Фаунистическая характеристика отложений фаменского и турнейского ярусов в разрезе Першино // Проблемы стратиграфии и палеонтологии Урала / Под ред. Н.Я. Анцыгина. Екатеринбург, ОАО УГСЭ, 1999, с. 114—136.

Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа, Даурия, 2000, 145 с.

Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа, ДизайнПолиграфСервис, 2010, 280 с.

Седаева К.М., Рябкина Н.Н., Кулешов В.Н., Валяева О.В. Отражение Хангенбергского глобального геологического события рубежа девона и карбона в разрезах западного склона Приполярного (р. Кожим) и Южного (р. Сиказа) Урала // Литосфера, 2010, № 6, с. 25—37.

Смирнов В.Н., Ферштатер Г.Б., Иванов К.С. Схема тектономагматического районирования территории восточного склона Среднего Урала // Литосфера, 2003, № 2, с. 40—56.

Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, Уралгеолком, 1993.

Шпилов Э.В. Эпохи рифтогенеза в эволюции Западно-Арктической континентальной окраины Евразии и ее осадочных бассейнов // Материалы XI тектонического совещания. Т. 2. М., ГЕОС, 2007, с. 332—335.

Abramova A.N., Artyushkova O.V. The Frasnian-Famennian boundary in the Southern Urals // Geological Quarterly, 2004, v. 48 (3), p. 217—323.

Alekseev A.S., Kononova L.I., Nikishin A.M. The Devonian and Carboniferous of the Moscow Syncline (Russian Platform): stratigraphy and sea-level changes // Tectonophysics, 1996, v. 268, p. 149—168.

Becker R.T. Anoxia, eustatic changes, and Upper Devonian to lowermost Carboniferous global ammonoid diversity / Ed. M.R. House // The Ammonoidea: environment, ecology and evolutionary change. Systematics Ass. Spec. Oxford, Clarendon Press. 1993, v. 47, p. 115—163.

Bond D., Wignall P.B., Racki G. Extent and duration of marine anoxia during the Frasnian-Famennian (Late Devonian) mass extinction in Poland, Germany, Austria and France // Geol. Mag., 2004, v. 41 (2), p. 173—193.

Derry L.A., Kaufman A.J., Jacobsen S.B. Sedimentary cycling and environmental change in the Late Proterozoic: Evidence from stable and radiogenic isotopes // Geochim. Cosmochim. Acta, 1992, v. 56, p. 1317—1329.

Gagiev M.H. Sedimentary evolution and sea-level fluctuations in the Devonian of North-East Asia // Courier Forschungsinstitut Senckenberg, 1997, v. 199, p. 75—82.

George A.D., Chow N. The depositional record of the Frasnian-Famennian boundary interval in a fore-reef succession, Canning Basin of Western Australia // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 2002, v. 181, p. 347—374.

Goodfellow W.D., Geldsetzer H., McLaren D.J., Orchard M.J., Klapper G. Geochemical and isotopic anomalies associated with Frasnian-Famennian extinction // *Histor. Biol.*, 1989, v. 2, p. 51—72.

Hladil J., Krejci Z., Kalvoda J., Ginter M., Galle A., Beroushek P. Carbonate ramp environment of Kellwasser time-interval (Lesní lom, Moravia, Czechoslovakia) // *Annales et Bulletin de la Societe Geologique de Belgique*, 1991, v. 100, p. 57—119.

House M.R. Strength, timing, setting and cause of mid-Palaeozoic extinctions // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 2002, v. 181, p. 5—25.

Joachimski M., Buggisch W. Anoxic events in the Late Frasnian — causes of the Frasnian-Famennian faunal crisis? // *Geology*, 1993, v. 21, p. 675—678.

Joachimski M., Buggisch W. Conodont apatite $\delta^{18}\text{O}$ signatures indicate climatic cooling as a trigger of the Late Devonian mass extinction // *Geology*, 2002, v. 30, p. 711—714.

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

Johnson J.G., Murphy M.A. Time-rock model for Siluro-Devonian continental shelf, western United States // *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1984, v. 95, p. 1349—1359.

Johnson J.G., Klapper G., Sandberg C.A. Devonian eustatic fluctuations in Euramerica // *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1985, v. 96, p. 567—587.

Kaufman A.J., Jacobsen S.B., Knoll A.H. The Vendian record of Sr and C isotopic variations in seawater: Implications for tectonics and paleoclimate // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1993, v. 120, № 3—4, p. 409—430.

Knoll A.H., Grotzinger J.P., Kaufman A.J., Kolosov P. Integrated approaches to terminal Proterozoic stratigraphy: An example from the Olenek Uplift, northeastern Siberia // *Precamb. Res.*, 1995, v. 73, p. 251—270.

McGhee G.R. The Late Devonian Mass extinction. The Frasnian-Famennian Crisis. N.Y., 1986, 303 p.

Muchez P., Hou H., Groessens E., Hance L., Tan Z. Sedimentology and paleogeography of the Famennian, Tournaisian and Lower Viséan in South China // *Memoires de l'Institut geologique de l'Universite Louvain*, 1996, v. 36, p. 175—191.

Over J. The Frasnian-Famennian boundary in central and eastern United States // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 2002, v. 181, p. 153—169.

Perryt T.M., Magaritz M. Genesis of evaporate associated platform dolomites: case study of the Main Dolomite (Zechstein, Upper Permian), Leba elevation, northern Poland // *Sedimentology*, 1990, v. 37, № 4, p. 745—761.

Piecha M. A considerable hiatus at the Frasnian/Famennian boundary in the Rhenish shelf region of northwest Germany // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2002, v. 181, p. 195—211.

Racki G. Devonian eustatic fluctuations in Poland // *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, 1997, v. 199, p. 1—12.

Racki G. Towards understanding Late Devonian global events: few answers, many questions / Eds. D.J. Over, J.R. Morrow, P.B. Wignall. *Understanding Late Devonian and Permian—Triassic biotic and climatic events: Towards an integrated approach.* Amsterdam, Elsevier, 2005, p. 5—36.

Read J.F. Carbonate platform facies models // *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 1985, v. 69, p. 1—21.

Sandberg C.A., Morrow J.R., Ziegler W. Late Devonian events and mass extinctions // *Catastrophic events and mass extinctions: Impacts and beyond.* Houston, Texas, Lunar and Planetary Institute Contribution, 2000, v. 1053, p. 188—189.

Simakov K.V., Bless M.J.V., Bouckaert J., Conil R., Gagiev M.H., Kolesov Y.V., Onoprienko Y.I., Poty E., Razina T.P., Shilo N.A., Smirnova L.V., Streel M., Sweenen R. Upper Famennian and Tournaisian deposits of the Omolon Region (NE-USSR) // *Annales de la Societe geologique de la Belgique*, 1983, v. 106, p. 335—339.

Streel M. Miospore contribution to the Upper Famennian-Strunian event stratigraphy // *Annales de la Societe geologique de la Belgique*, 1986, v. 109, p. 75—92.

The geologic Time Scale 2012 / Eds. F.M. Gradstein, J.G. Ogg, M.D. Schmitz, G.M. Ogg. Boston, Elsevier, 2012, 1144 p.

Tsien H.H., Fong C.K. Sea-level fluctuations in South China // *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, 1997, v. 199, p. 103—115.

Walliser O.H. Global events and event stratigraphy in the Phanerozoic. Berlin, Heidelberg, Springer, 1995, 333 p.

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

Wilde P., Berry W.B.N. Comment on «Sulfur isotope anomaly associated with the Frasnian-Famennian extinction, Medicine Lake, Alberta, Canada» // *Geology*, 1988, v. 16, p. 86.

Yunusov M.A., Masagutov R.K., Arkhipova V.M., Yunusova G.M. Devonian sea-level changes in the platform region of Bashkortostan // *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, 1997, v. 99, p. 65—73.

<http://jan.ucc.nau.edu.com>

*Рекомендована к печати 21 октября 2014 г.
Н.В. Сенниковым*

*Поступила в редакцию
23 июня 2014 г.*