

УДК 550.42+551.736.3+551.76.1 (470.1+470.3)

## ИЗОТОПНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ( $\delta^{13}\text{C}$ , $\delta^{18}\text{O}$ ) КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ КАРБОНАТОВ ИЗ ОТЛОЖЕНИЙ РУБЕЖА ПЕРМИ И ТРИАСА СЕВЕРО-ВОСТОКА РУССКОЙ ПЛИТЫ: ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКИЕ И БИОТИЧЕСКИЕ ПРИЧИНЫ, ХЕМОСТРАТИГРАФИЯ

© 2019 г. В. Н. Кулешов<sup>1, \*</sup>, М. П. Арефьев<sup>1,2</sup>, Б. Г. Покровский<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Геологический институт РАН  
119017 Москва, Пыжевский пер., 7

<sup>2</sup> Казанский (Приволжский) федеральный университет  
420008 Приволжский федеральный округ, субъект Российской Федерации, Республика Татарстан,  
Казань, улица Кремлевская, 18  
\*E-mail: vnkuleshov@mail.ru

Поступила в редакцию 26.12.2018 г.

Изотопный состав углерода и кислорода определен в педогенных, осадочных и органогенных карбонатах континентальных отложений верхней перми (вятский ярус) и нижнего триаса (индский ярус) северо-восточной части Московской синеклизы. Предполагается, что вариации значений  $\delta^{18}\text{O}$  (18.0...29.1‰ SMOW) и  $\delta^{13}\text{C}$  (-8.8...0.7‰ PDB) в них могли быть связаны как с региональными климатическими колебаниями, так и с пертурбацией глобального углеродного цикла на границе перми и триаса. Уменьшение величин  $\delta^{18}\text{O}$  в педогенных карбонатах кровли вятского яруса, по-видимому, было обусловлено похолоданием на северо-востоке суперконтинента Пангея. Отрицательный экскурс величин  $\delta^{13}\text{C}$  на этом стратиграфическом уровне коррелируется с аналогичным экскурсом, установленным в морских карбонатах Палео- и Неотетиса, и соответствует позднепермскому биотическому событию.

**Ключевые слова:** изотопный состав, углерод, кислород, континентальные карбонаты, триас, пермь.

DOI: 10.31857/S0024-497X20196568-591

В условиях засушливого климата в разных регионах земного шара (страны Северной и Южной Америки, Европы, Азии, Африки, Австралия) активно протекают процессы формирования педогенных (почвенных) карбонатов. Их образование (и растворение) зависит от изменений влажности почвы, температуры и парциального давления почвенной углекислоты ( $\text{pCO}_2$ ). Осаждение карбонатов происходит при потере (испарении) почвенной воды и дегазации  $\text{CO}_2$ , когда возникает пересыщение почвенного раствора в отношении карбоната кальция [Salomons, Mook, 1976; Rabenhorst, Wilding, 1986; Quade et al., 1989; Verrecchia et al., 1995; Monger, Adams, 1996; Khadkikar et al., 1998; Royer, 1999; Andrews, Schlesinger, 2001; Suchý, 2002; Alonso-Zarza, 1999, 2003; Karberg et al., 2005; Breecker et al., 2009; Zamanian et al., 2016].

Изотопный состав углерода и кислорода педогенных карбонатов является чувствительным маркером климатических (потепление — похолодание, аридизация — гумидизация) и биологиче-

ских (развитие и сокращение биомассы, тип растительности) изменений среды и характеризует изотопно-геохимическую систему почвенного карбонатообразования. Значения  $\delta^{18}\text{O}$  педогенных карбонатов зависят от изотопного состава кислорода почвенной влаги и температуры почв, а величины  $\delta^{13}\text{C}$  характеризуют вариации изотопного состава почвенной углекислоты ( $\text{CO}_2$ ). Эти параметры существенно различаются в разных регионах земного шара и зависят от изотопного состава метеорных осадков разных физико-географических и климатических зон, обусловленного географическим положением (удаленностью от экватора, Мирового океана, высоты над уровнем моря), влажностью (степенью аридизации или гумидизации местности), характером растительности (C-3 и C-4 тип фотосинтеза), колебаниями климата [Quade et al., 1989, 2007; Cerling et al., 1989; Liu et al., 1996; Ekart et al., 1999; Deutz et al., 2001; Steverson et al., 2005; Retallack, 2005; Jin et al., 2009; Gocke, Kuzyakov, 2015; Zamanian et al., 2016; Дамбаев и др., 2016;

Abels et al., 2016; Bai et al., 2017; Bayat et al., 2017; Khokhlova, Myakshina, 2018].

Важная информация о температурах образования современных педогенных карбонатов получена прецизионным методом, основанным на внутримолекулярном термодинамическом эффекте разделения изотопов  $^{17}\text{O}$  и  $^{18}\text{O}$  ("Clumped isotope thermometry",  $T(\Delta_{47})$ ) [Ghosh et al., 2006; Spencer, Kim, 2015]. Этот метод позволяет определять температуры образования карбонатов разного генезиса независимо от изотопного состава воды формирующего их раствора и широко применяется в совокупности с данными по  $\delta^{18}\text{O}$  также и для изучения температур формирования современных почвенных карбонатов [Quade, 2012, 2013; Peters et al., 2013; Hough, 2014; Ringham et al., 2016].

Выявленные закономерности формирования изотопного состава углерода и кислорода в современных педогенных карбонатах широко применяются при интерпретации изотопных данных, полученных для карбонатных образований древних (захороненных) почв с целью реконструкции палеоклимата разных систем фанерозоя [Cerling, 1984, 1989; Quade et al., 1989, 1995, 2007; Liu et al., 1996; Deutz et al., 2001; Huang et al., 2005; Barsbold, Khang, 2008; Leier et al., 2009; Levin et al., 2011; Hough et al., 2014; Abels et al., 2016].

Для нас важно, что изменения климата и изотопно-углеродной системы атмосфера-океан приводят к фиксации этих событий в изотопном составе как морских, так и континентальных (в основном педогенных) карбонатов. Так, вариации величин  $\delta^{13}\text{C}$ , установленные в почвенных карбонатах раннего эоцена бассейна Бигхорн (Вайоминг, США), коррелируются с вариациями изотопного состава углерода в раковинах фораминифер одновозрастных океанических отложений [Abels et al., 2016].

Одним из наиболее важных рубежей в истории геологического развития Земли является граница перми и триаса. В это время произошло крупнейшее в фанерозое позднепермское биотическое событие (экологический кризис), когда на Земле исчезло более 80% родов морских животных [Raup, 1979; Retallack, 1995; Erwin et al., 2002; Payne, Clapham, 2012]. Биотический кризис мог быть следствием разных причин: падением крупного метеорита [Becker et al., 2001, 2004], излиянием сибирских траппов [Renne et al., 1995; Bowring et al., 1998; Reichow et al., 2009; Svensen

et al., 2009; Shen et al., 2011], глобальной аноксии Мирового океана, связанной с повышением уровня моря [Wignall et al., 2009; Hallam, 1992; 1999; Isozaki, 1997; Haq, Schutter, 2008], парниковым эффектом в результате повышения концентрации  $\text{CO}_2$  в атмосфере, которое могло быть вызвано не только вулканическими процессами, но и окислением метана, образовавшегося при разложении газогидратов [Retallack, 2009, 2013; Krull, Retallack, 2000; Krull et al., 2000; Twitchett et al., 2001; Haas et al., 2006], окислением углерода угольных толщ суши [Faure et al., 1995]. Позднепермское вымирание могло быть обусловлено взаимодействием перечисленных факторов [Berner, 2002, 2006; Korte, Kozur, 2010].

Все эти события и изменения, происходившие на фоне общего глобального потепления в конце перми [Svensen et al., 2009; Shen et al., 2011; Retallack, 2013] повлияли на изотопный состав углерода атмосферной  $\text{CO}_2$ , что привело к негативному экскурсу величин  $\delta^{13}\text{C}$  в морских осадочных карбонатах разных районов мира [Margaritz et al., 1988; Baud et al., 1989; Oberhänsli et al., 1989; Jin et al., 2000; Kaiho et al., 2005; Lai et al., 2008; Wignall et al., 2009; Heydari et al., 2001; Wei et al., 2012; Chen et al., 2013; Shen et al., 2013; Yan et al., 2013; Schobben et al., 2013; Jost et al., 2012; Захаров и др., 2014].

Проявление аналогичного экскурса величин  $\delta^{13}\text{C}$ , вероятно, следует ожидать и в педогенных карбонатах, содержащихся в толщах пермских и триасовых отложений суперконтинента Пангея.

Особенности формирования почвенных карбонатов в течение этого важного этапа в истории Земли, в научной литературе, за некоторыми исключениями [Ekart et al., 1999; Bachmann, Kozur, 2004; Korte, Kozur, 2005; Tabor et al., 2007; Cui et al., 2017], практически не обсуждались. Уникальным объектом для этих целей является постказанская континентальная красноцветная формация Восточно-Европейской платформы (ВЕП), сформировавшаяся на рубеже перми и триаса на северо-востоке Лавразии. В настоящее время она является самой представительной в мире серией отложений, накапливавшихся на рубеже перми и триаса в континентальных условиях. Это заставило авторов статьи тщательно проанализировать изотопный состав углерода и кислорода в различных типах карбонатных пород, представленных в составе этой формации на территории Московской синеклизы.

Изотопный состав углерода и кислорода континентальных карбонатов из отложений пограничного интервала перми и триаса на данной территории практически не изучался вплоть до последнего времени. В частности, в разрезах недубровского (верхняя пермь) и вохминского (нижний триас) горизонтов, вскрывающихся у с. Недуброво на р. Кичменге (бассейн р. Юг, Вологодская область) был изучен изотопный состав углерода органического вещества [Foster, Afonin, 2005] и выделены базальные слои вохминского горизонта (индского яруса [Лозовский и др., 2001]), а также имеются скудные изотопные данные из некоторых разрезов пермско-триасовых отложений Казанского Поволжья и Оренбуржья [Нургалиева и др., 2012; Kearsey et al., 2012]. Имеющиеся сведения дают лишь самые общие представления об изотопном составе педогенных карбонатов региона и не отражают закономерностей распределения величины  $\delta^{13}\text{C}$  в толщах переходного интервала от перми к триасу. Предшествующие работы авторов [Арефьев, Кулешов, 2011; Арефьев и др., 2012, 2013, 2015, 2016, 2017] позволили лишь отчасти заполнить этот пробел.

В настоящей работе приводятся результаты изучения изотопного состава углерода и кислорода в карбонатах различного генезиса (педогенных, осадочных, органогенных), отобранных из континентальных отложений поздней перми и раннего триаса северо-востока Московской синеклизы; проанализированы закономерности изменения величин  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  в континентальных карбонатах по разрезу пограничного интервала и рассмотрены причины, их обусловившие. Проведено сопоставление изотопных трендов, выявленных в континентальных отложениях Московской синеклизы на рубеже перми и триаса с опубликованными изотопными данными для синхронных морских разрезов Палеотетиса.

#### ОБЩИЕ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ СВЕДЕНИЯ И ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЪЕКТОВ ИССЛЕДОВАНИЯ

##### *Развитие осадочного бассейна Московской синеклизы на рубеже перми и триаса*

На территории Московской синеклизы (МС) после крупного этапа морского эвапоритового осадконакопления, завершившегося к концу казанского времени, установились континентальные условия.

В уржумском — начале северодвинского века на этой территории существовал обширный солонатоводный водоем, который можно рассматривать как остаточный бассейн, сохранившийся при регрессии казанского моря или, возможно, возникший в результате сокращения площадей морских обстановок на севере ВЕП в начале уржума. Основная часть МС находилась в это время в зоне влияния Фенноскандинавской питающей провинции [Строк, Трофимова, 1976].

В конце уржумского века в пределах площади современного бассейна р. Вятки, а в середине северодвинского века — и бассейна р. Сухоны, появились первые почвы. Появление этих образований фиксирует переход МС к режиму компенсированного прогиба, в это время широкое распространение получили мелководные бессточные озера и субэральные территории бессточных котловин и дельтовых равнин. В конце уржумского века в бассейне р. Вятки, а в середине северодвинского века в бассейне р. Сухоны накапливались аллювиальные пески. В восточной части МС русловые линзы этого времени сложены в основном полимиктовыми песками, обломочный материал которых поступал из Уральской питающей провинции, хотя ранее (вплоть до конца перми) эта область испытывала влияние стока со стороны Фенноскандии. Доминирование обломочного материала Уральской питающей провинции в вятское время отмечено для аллювиальных отложений бассейна р. Вятки, а в поздневятское время — для района нижнего течения р. Ветлуги [Строк, Трофимова, 1976; Арефьев и др., 2011].

В конце перми (вязниковское время) — начале триаса (индский век) произошла резкая активизация рек, водосбором которых являлись области Уральского горного сооружения. Это привело (в индском веке) к доминированию обломочного материала Уральской питающей провинции на всей территории МС и подавлению карбонатонакопления в озерах. В первой половине инда на территории МС окончательно сформировался аллювиальный веер, сложенный продуктами разрушения горных сооружений Урала.

В пелитовой фракции почв, формировавшихся на рубеже перми и триаса, существенно преобладает смектит, присутствуют иллит, хлорит и следы каолинита, однако начиная с индского века, постоянным компонентом в ней становится палыгорскит. В сероцветных алевритово-гли-

нистых отложениях, приуроченных к песчаным линзам, резко снижается концентрация  $\text{C}_{\text{орг}}$  (в среднем до 0.3%). Минимальное разнообразие беспозвоночных, рыб и тетрапод в пределах изученного временного интервала зафиксировано в инде. Переход от перми к триасу также сопровождался исчезновением двусторчатых моллюсков и практически полным исчезновением гастропод [Арефьев и др., 2012; Арефьев, 2011; Верхнепермские ..., 1984; Ивахненко и др., 1997].

В течение следующего, оленекского века восточная часть МС продолжала развиваться в режиме компенсированного прогиба. Одновременно сокращалась мощность песчаных аллювиальных линз, в почвах постепенно уменьшалось содержание палыгорскита (вплоть до полного исчезновения), а в конце оленекского времени в составе ассоциации глинистых минералов появился каолинит. Максимальное разнообразие тетрапод наземных и аквальных адаптаций в пределах изученного нами триасового интервала характерно для конца оленекского

времени [Верхнепермские ..., 1984; Ивахненко и др., 1997].

**Объекты исследования.** Для выяснения особенностей палеоэкологических обстановок, существовавших во время формирования континентальных образований рубежа перми и триаса, нами был изучен изотопный состав углерода и кислорода в генетически различных карбонатах (педогенных, осадочных и органогенных), отобранных на обширной территории Московской синеклизы: от бассейна р. Вятки на востоке до Верхнего Поволжья на западе и бассейнов рек Сухона и Юг на севере. Основное внимание было уделено разрезам северо-восточной части МС (рис. 1) вскрывающимся в береговых обрывах рек Малая Северная Двина, Юг, Сухона и их притоков [Arefiev et al., 2015; Арефьев и др., 2016а, б].

Изученные континентальные образования относятся к вятскому ярусу пермской системы и индскому ярусу триаса Общей Стратиграфической шкалы России [Верхнепермские ...,

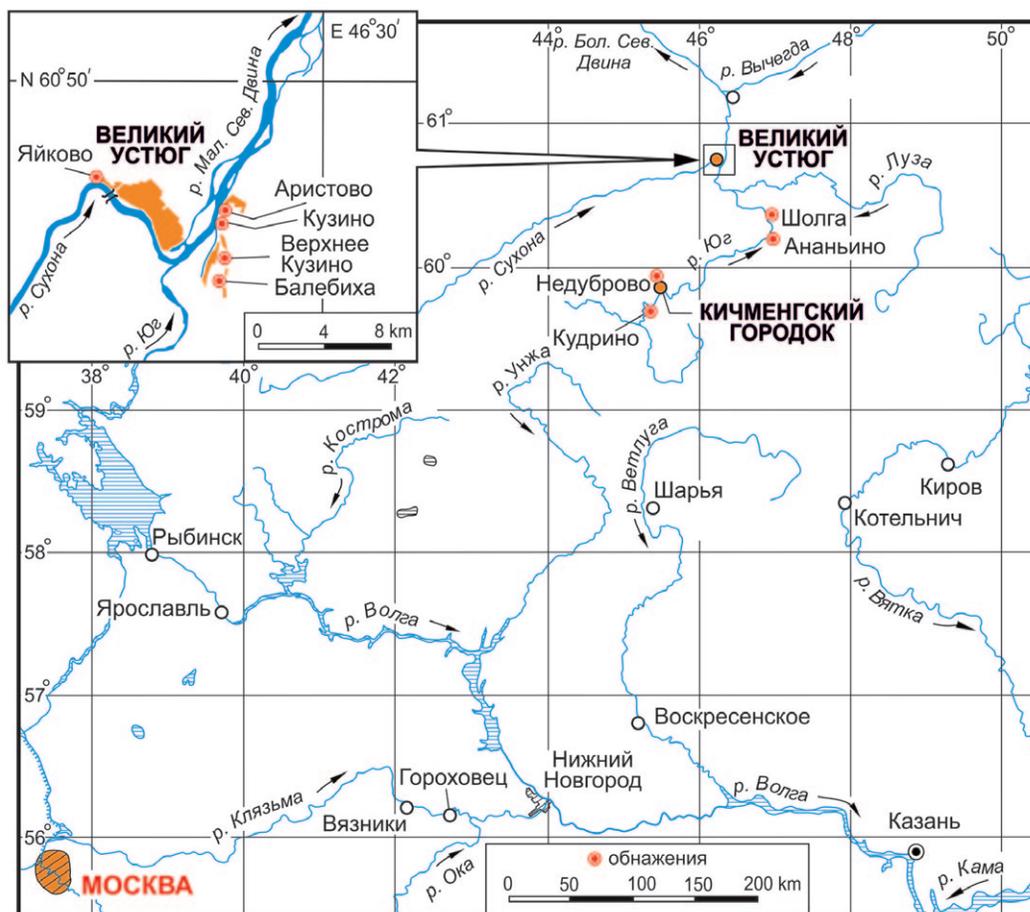


Рис. 1. Расположение изученных разрезов пограничных пермо-триасовых отложений Московской синеклизы.

1984; Arefiev et al., 2015]. Вятский ярус выделяется преобладанием красных оттенков в окраске отложений. Основная его часть (быковский и нефедовский горизонты) в изученном нами районе представлена ритмичным чередованием пачек красноцветных и пестрых алевропелитов со светло-серыми пачками известняков и мергелей. Алевропелиты, включают линзы полимиктовых песков, а также линзы и прослои темно-серых глин, в которых широко распространены палеопочвы. В этих отложениях найдены многочисленные органогенные остатки, в т. ч. разнообразных наземных тетрапод [Arefiev et al., 2015; Ивахненко и др., 1997].

Вышележащие вязниковские отложения представлены красноцветными и пестрыми алевропелитами, включающими мощные линзы полимиктовых песков и тонкие прослои светло-серых мергелей и известняков (в отдельных обнажениях — прослои темно-серых глин, обогащенных  $C_{орг}$ ). В основании песчаных линз, как правило, присутствуют мощные пласты гравелитов.

В кровле вятского яруса залегают терригенные песчаные и алевритово-глинистые отложения недубровской пачки, относившейся ранее к базальным отложениям инда (нижний триас).

Индский ярус в бассейне рек Юг и Северной Двины представлен ритмичным чередованием пестроцветных алевропелитовых отложений с пачками полимиктовых песков. В глинистых породах, присутствующих в составе пестроцветов, регулярно встречаются палеопочвы. В основании песчаных пачек часто залегают гравелиты, в составе этих пачек также присутствуют линзы темно-серых алевритов и алевритовых глин, обогащенных  $C_{орг}$ . Органогенные остатки представлены остракодами, конхостраками, бедными комплексами рыб и тетрапод.

Вышележащие оленекские отложения на всей изученной территории сложены пестроцветными алевропелитами и полимиктовыми песками.

## МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В изученных разрезах карбонатные породы представлены преимущественно педогенными (почвенными) нодулями, или стяжениями (рис. 2). В ряде разрезов в значительном количестве присутствуют озерные карбонатные породы осадочного (хемогенного?) генезиса. Органогенные карбонаты представлены створками

остракод, а также раковинами и створками пресноводных гастропод и двустворчатых моллюсков.

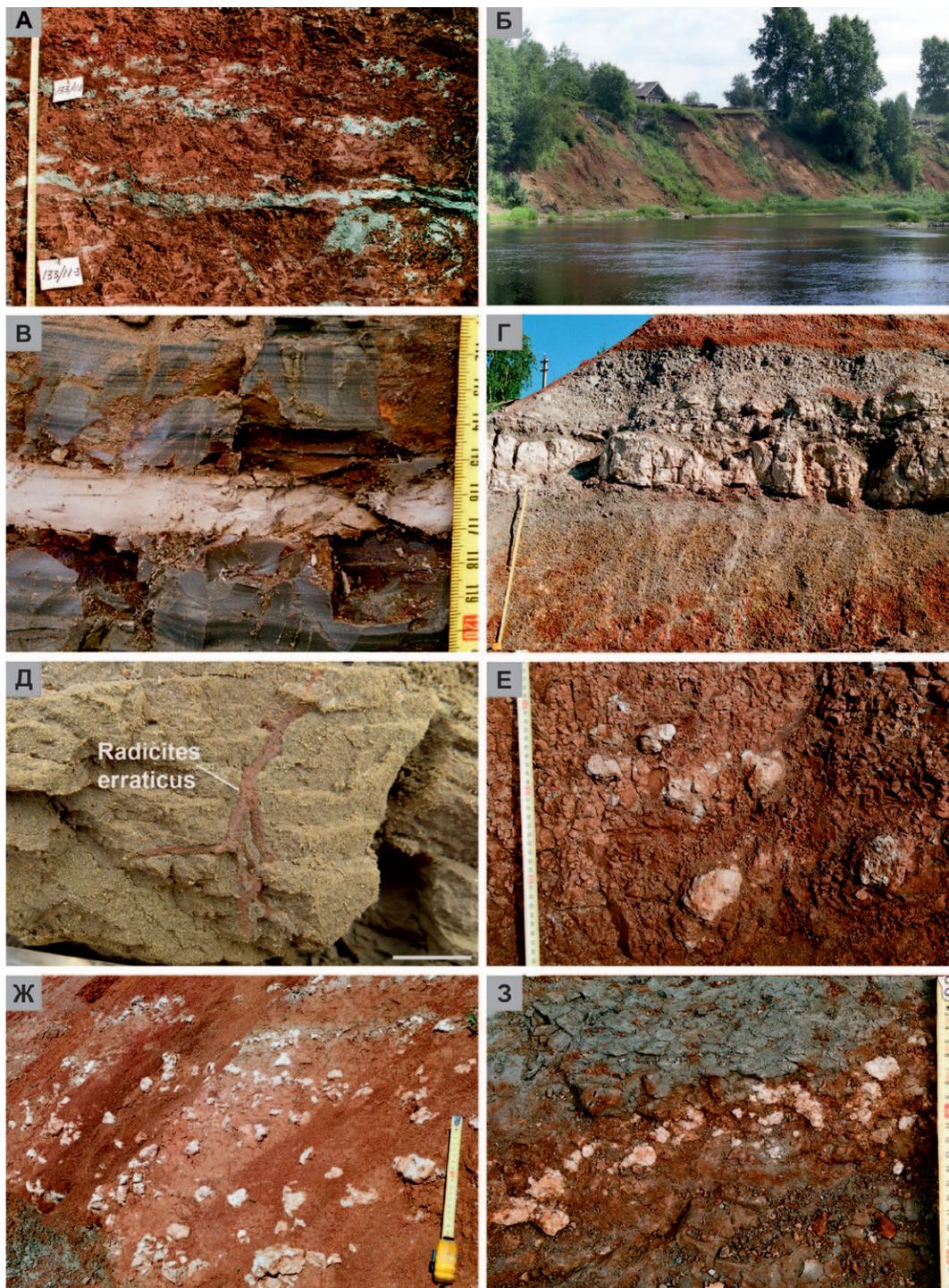
Педогенные карбонаты распространены наиболее широко и сложены глинисто-карбонатным и карбонатным (кальцитовым) веществом. Образцы были отобраны из частично эродированных камбисолей (по [Иноземцев, Таргульян, 2010]) или глейсолей (по [Якименко и др., 2000]). Почвы диагностировались по следующим макроморфологическим признакам: закономерной смене горизонтов в почвенном профиле, присутствию инситных корней, развитию пятен оглеения [Иноземцев, Таргульян, 2010]. В полевых условиях были отобраны в основном не крупные (диаметром до 3 см) карбонатные новообразования. Для изотопных исследований использовались карбонатные и глинисто-карбонатные почвенные нодули, сложенные микритовым и микрокристаллическим кальцитом или кальцитом с различным содержанием глинистой примеси.

Осадочные карбонатные породы вятского яруса представлены светло-серыми известняками и мергелями, которые, по присутствию фауны остракод и корней растений *in situ*, интерпретируются как отложения предельно мелководных пресных или солоноватоводных озер.

Органогенный карбонатный материал представлен веществом раковин остракод и моллюсков (бивальвии, гастроподы). Для изотопного анализа были отобраны отдельные створки остракод, отмытые от вмещающей породы (глины). Раковины моллюсков были собраны в основном из пермских отложений и отчетливо подразделяются на две группы: а) отобранные из песчаных линз и принадлежащие двустворчатым моллюскам, обитавшим в речных обстановках; б) отобранные из пачек серых карбонатных пород и пестроцветных алевропелитов, принадлежащие двустворчатым моллюскам и гастроподам, которые населяли относительно постоянные, возможно солоноватоводные озера.

Для изотопных исследований отбирались карбонатные пробы, изученные макроскопически и с использованием оптического микроскопа, без признаков гипергенных изменений, раскристаллизации и новообразований (прожилков и «залеченных» трещин).

Изотопные исследования проводились в валовых пробах. Для разложения карбонатов и стандартов (КН-2, С-О-1 и NBS-19) исполь-



**Рис. 2.** Карбонатные породы и образования в пермо-триасовых континентальных отложениях северо-востока Московской синеклизы.

а — красноцветные алевроитовые глины с глеевыми горизонтами, включающими карбонатные образования (индский ярус, вохминская свита), разрез у с. Недуброво, слой 133/11; б — разрез пограничных отложений перми—триаса в обнажении у с. Недуброво (вохминская свита); в — линза мергеля в тонкослоистой пачке ритмичного чередования аллювиальных песков, алевроитов и алевроитовых глин (верхняя пермь, верхи вятского яруса, вохминская свита), разрез у с. Недуброво, слой 133/4; г — прослой (линза) озерного известняка в красноцветных алевроитовых глинах (верхняя пермь, нефедовский горизонт), разрез у с. Аристово, слой 42В/6, Длина рулетки 1 м; д — фрагмент корня *Radicitis erraticus* in situ в песчанике (верхняя пермь, слои с вязниковской биотой), разрез у с. Аристово, слой 42F/24, масштабная линейка — 1 см; е — педогенные нодулы горизонта Vк палеопочв (слои с вязниковской биотой), разрез у с. Верхнее Кузино, слой 158/23; ж — педогенные нодулы горизонта EIVgk палеопочв (верхняя пермь, нефедовский горизонт), разрез у с. Аристово, слой 42А/8; з — педогенные нодулы горизонта EIVgk палеопочв, (нефедовский горизонт), разрез у с. Кузино, слой 154/2, вверху — глеевый горизонт Elg.

зовалась ортофосфорная кислота ( $H_3PO_4$ ) при  $50^\circ C$ . Определения изотопного состава углерода и кислорода проводились с помощью комплекса аппаратуры корпорации Thermoelectron, включающего масс-спектрометр Delta V Advantage и установку Gas-Bench-II. Значения  $\delta^{13}C$  приводятся в промилле (‰) относительно стандарта V-PDB, значения  $\delta^{18}O$  — в промилле относительно стандарта V-SMOW. Воспроизводимость определения  $\delta^{18}O$  и  $\delta^{13}C$  находится в пределах  $\pm 0.2\text{‰}$  и  $\pm 0.1\text{‰}$ , соответственно.

### ИЗОТОПНЫЕ ДАННЫЕ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Полученные изотопные данные приведены в таблице и показаны на рисунках 3–5. Педогенные, осадочные и органогенные карбонаты характеризуются широкими вариациями величин  $\delta^{13}C$  и  $\delta^{18}O$ ; пределы вариаций  $\delta^{13}C$  — от  $-8.8$  до  $0.7\text{‰}$  (PDB),  $\delta^{18}O$  — от  $18.0$  до  $29.1\text{‰}$  (SMOW). Наблюдаются существенные различия в изотопном составе карбонатов разных генетических групп, а также в изотопном составе карбонатов, отобранных с разных стратиграфических уровней. Так, среди пермских карбонатов недубровского горизонта наиболее легкими по изотопному составу углерода ( $-8.8\text{‰}$ ) оказались известняки (рис. 3а). Педогенные нодулы занимают обособленное положение и характеризуются более высокими величинами  $\delta^{13}C$  ( $-7\text{‰}$ – $-4\text{‰}$ ); раковина остракоды с этого уровня отличается самыми высокими значениями  $\delta^{18}O$  ( $24$ – $25\text{‰}$ ).

Распределение величин  $\delta^{13}C$  и  $\delta^{18}O$  в карбонатах вязниковского горизонта не показывает отчетливой взаимосвязи (см. рис. 3б). Однако можно отметить, что значения  $\delta^{13}C$  и  $\delta^{18}O$  мергелей образуют ограниченную область внутри более широкого поля значений, характерных для педогенных карбонатов (см. рис. 3б). При этом карбонатное вещество раковин моллюсков (бивальвий и гастропод), по сравнению с мергелями, по изотопному составу углерода в целом более тяжелое, а остракод — более легкое.

Генетически различные карбонаты нефедовского горизонта существенно различаются также и по изотопным характеристикам (см. рис. 3в). Наиболее тяжелым изотопным составом характеризуются известняки и мергели; значения  $\delta^{13}C$ , определенные в этих породах, сгруппированы на графике (см. рис. 3в) в виде вытянутого узкого

поля. Несмотря на то, что самые высокие значения  $\delta^{13}C$  и  $\delta^{18}O$ , полученные для известняков и мергелей, попадают в область морских карбонатов, целый ряд аргументов не согласуется с такой интерпретацией. Во-первых, основная масса изотопных данных, полученных для карбонатов этой группы, характеризуется низкими значениями  $\delta^{13}C$  и  $\delta^{18}O$ , свойственными пресноводным карбонатам. Кроме того, в известняках и мергелях отсутствуют остатки морской фауны. Таким образом, можно предполагать, что обогащение осадочных карбонатов нефедовского горизонта изотопами  $^{18}O$  и  $^{13}C$  связано с интенсивным испарением мелководного озера.

Створки остракод из нефедовского горизонта, так же как в недубровских и вязниковских отложениях заметно отличаются по изотопному составу углерода и кислорода от педогенных и осадочных карбонатов. Они могут быть более легкими, но значительно чаще более тяжелыми. Это происходит потому, что карбонатное вещество раковин остракод не отлагается в изотопном равновесии с бикарбонатом, растворенным в водах палеоводоема, и всегда тяжелее “равновесного” карбоната [Keatings et al., 2002; Leng, Marshall, 2004].

Можно предполагать, что пермские остракоды обитали в мелких пресных водоемах, в которых растворенный в воде кислород, а также углерод в составе растворенной углекислоты, характеризовались облегченным изотопным составом. Некоторые из этих водоемов, очевидно, претерпевали сильное испарение, что приводило к утяжелению изотопного состава углерода в растворенной углекислоте и, как следствие, в раковинах остракод. Вследствие этого, изотопные данные, полученные по створкам остракод, обитавших в озерах различающихся по размерам, глубинам и типу питания, сложно использовать для палеоклиматических реконструкций.

Следует отметить одну особенность, важную для характеристики изотопного состава карбонатного вещества изученных континентальных отложений. Часто карбонаты разного генезиса сосуществуют в одном и том же образце и существенно различаются по изотопному составу. Так, например, в образце 42F/26-1 присутствует карбонатное вещество педогенного нодуля, створки остракоды и раковина гастроподы, которые характеризуются резко различными величинами  $\delta^{13}C$  и  $\delta^{18}O$  (таблица, см. рис. 3б). Подобные резкие различия также наблюдаются

**Таблица.** Изотопный состав углерода и кислорода педогенных, органогенных и осадочных карбонатов из континентальных пермско-триасовых отложений северо-востока Московской синеклизы

№ образца	Место отбора и характеристика	$\delta^{13}\text{C}$ , ‰ PDB	$\delta^{18}\text{O}$ , ‰ SMOW
<b>Индский ярус, верхний подъярус, вохминский горизонт</b>			
103A/5	Кудрино. Карбонатный нодуль из зрелой глейсоли * . Вохминской свиты, краснобаковская пачка.	-5.3	23.3
103A/3	Кудрино. Карбонатный нодуль из зрелой глейсоли. Вохминской свиты, краснобаковская пачка.	-3.9	24.2
103/1	Кудрино. Карбонатный нодуль из зрелой глейсоли. Вохминской свиты, краснобаковская пачка.	-4.4	22.0
2/3	Ананьино. Карбонатный нодуль из незрелой глейсоли (линзы красной глины с первичными признаками педогенгеза), залегающей в аллювиальной песчаной линзе. Вохминской свиты, краснобаковская пачка	-7.2	21.1
2/2	Ананьино. Створки остракод из красноцветного глинистого прослая в песчаной аллювиальной линзе. Вохминская свита, краснобаковская пачка.	-4.3	23.2
<b>Индский ярус, нижний подъярус, вохминский горизонт</b>			
163/1-3	Пуртово. Карбонатный нодуль из незрелой глейсоли. Вохминская свита, предположительно, рябинская пачка.	-5.7	21.9
163/1-1	Пуртово. Карбонатный нодуль из незрелой глейсоли. Вохминская свита, предположительно, рябинская пачка.	-5.3	21.7
4/11	Шолга. Карбонатный нодуль из незрелой глейсоли. Вохминская свита, рябинская пачка.	-8.1	22.3
4/2-2	Шолга. Створки остракод из сероцветной пачки ритмичного переслаивания песков, алевроитов и глин в кровле аллювиальной линзы Шолга. Вохминская свита, рябинская пачка.	-3.0	23.4
133/11.6-3	Недуброво. Карбонатный нодуль из незрелой глейсоли с мелкими глеевыми пятнами. Вохминская свита, асташихинская(?) пачка.	-4.9	22.7
133/11.4	Недуброво. Карбонатный нодуль из незрелой глейсоли с мелкими глеевыми пятнами. Вохминская свита, асташихинская(?) пачка.	-5.6	22.6
133/11.2	Недуброво. Карбонатный нодуль из незрелой глейсоли с малиново- пурпурными пятнами. Вохминская свита, асташихинская(?) пачка.	-5.3	21.9
133/11.1	Недуброво. Карбонатный нодуль из незрелой глейсоли. Вохминская свита, асташихинская(?) пачка.	-5.2	22.2
133/10	Недуброво. Маломощный известняк в аллювиальной песчаной линзе. Вохминская свита, асташихинская(?) пачка.	-5.3	22.4
<b>Вятский ярус, верхний подъярус, недубровский горизонт</b>			
133/9-9	Недуброво. Карбонатный нодуль из незрелой глейсоли с редкими глеевыми пятнами. Вохминская свита, недубровская пачка.	-6.5	21.7
133/9-7	Недуброво. Карбонатный нодуль из незрелой глейсоли с редкими глеевыми пятнами. Вохминская свита, недубровская пачка.	-4.6	22.4
133/9-4	Недуброво. Карбонатный нодуль из незрелой глейсоли с редкими глеевыми пятнами. Вохминская свита, недубровская пачка.	-6.1	21.4
133/9-1	Недуброво. Карбонатный нодуль из незрелой глейсоли с редкими глеевыми пятнами. Вохминская свита, недубровская пачка.	-5.7	21.7
133/9-0	Недуброво. Карбонатный нодуль из незрелой глейсоли с редкими глеевыми пятнами. Вохминская свита, недубровская пачка.	-5.9	20.6

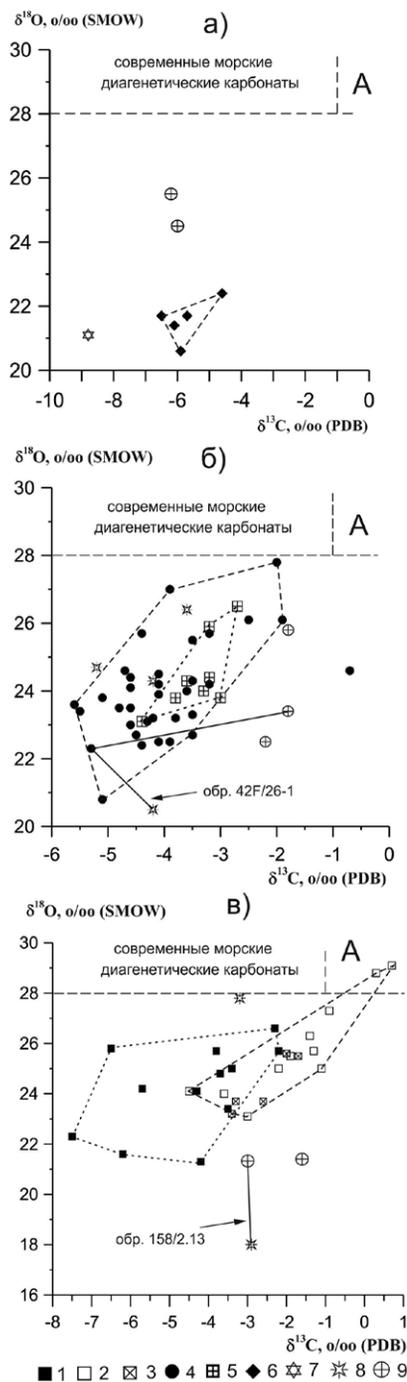
№ образца	Место отбора и характеристика	$\delta^{13}\text{C}$ , ‰ PDB	$\delta^{18}\text{O}$ , ‰ SMOW
133/6-2	Недуброво. Створки остракод из пачки ритмичного переслаивания прослоев песков, алевритов и глин в кровле песчаной аллювиальной линзы. Вохминская свита, недубровская пачка.	-6.1	25.5
133/6-1	Недуброво. Створки остракод из пачки ритмичного переслаивания прослоев песков, алевритов и глин в кровле песчаной аллювиальной линзы. Вохминская свита, недубровская пачка.	-6.0	24.5
133/4-2	Недуброво. Маломощный известняк из сероцветной пачки ритмичного переслаивания прослоев песков, алевритов и глин в кровле песчаной аллювиальной линзы. Вохминская свита, недубровские слои.	-8.8	21.1
<b>Вятский ярус, верхний подъярус, вязниковский горизонт</b>			
151/8-2	Балебиха. Мелкий карбонатный нодуль из горизонта Вк частично размытой глейсоли с редкими мелкими голубыми пятнами. Саларевская свита, комарицкая пачка.	-2.5	26.1
151/6.2	Балебиха. Раковины гастропод из светло-серого мергеля, залегающего в красный алевритовой глине. Саларевская свита, комарицкая пачка.	-3.6	26.4
151/6.2	Балебиха. Раковины гастропод из светло-серого мергеля, залегающего в красный алевритовой глине. Саларевская свита, комарицкая пачка.	-5.2	24.7
151/6.2	Балебиха. Мелкий карбонатный нодуль из горизонта Вк частично размытой глейсоли. Саларевская свита, комарицкая пачка.	-4.6	24.4
151/6.1	Балебиха. Мелкий карбонатный нодуль из частично размытой глейсоли. Саларевская свита, комарицкая пачка.	-4.4	25.7
151/4	Балебиха. Раковины неморских гастропод из светло-серой карбонатной пачки. Саларевская свита, комарицкая пачка.	-3.0	24.0
151/3.11	Балебиха. Мелкий карбонатный нодуль из частично размытой глейсоли. Саларевская свита, комарицкая пачка.	-3.5	25.5
151/3.3	Балебиха. Мелкий карбонатный нодуль из частично размытой глейсоли. Саларевская свита, комарицкая пачка.	-3.2	25.7
151/3.1	Балебиха. Мелкий карбонатный нодуль из частично размытой глейсоли. Саларевская свита, комарицкая пачка.	-4.1	24.5
151/1-4	Балебиха. Мелкий карбонатный нодуль из частично размытой глейсоли. Саларевская свита, комарицкая пачка.	-3.2	24.2
151/1-3	Балебиха. Мелкий карбонатный нодуль из частично размытой глейсоли. Саларевская свита, комарицкая пачка.	-0.7	24.6
158/43	Верхнее Кузино. Светло-серый мергель. Саларевская свита, комарицкая пачка.	-3.0	23.8
158/42	Верхнее Кузино. Светло-серый мергель. Саларевская свита, комарицкая пачка.	-3.6	24.3
158/41	Верхнее Кузино. Светло-серый мергель. Саларевская свита, комарицкая пачка.	-4.4	23.1
158/40-3	Верхнее Кузино. Светло-серый мергель. Саларевская свита, комарицкая пачка.	-3.3	24.0
158/40-2	Верхнее Кузино. Светло-серый мергель. Саларевская свита, комарицкая пачка.	-3.8	23.8
158/40-1	Верхнее Кузино. Светло-серый мергель. Саларевская свита, комарицкая пачка.	-3.2	24.4
158/40	Верхнее Кузино. Раковины гастропод из светло-серого мергеля. Саларевская свита, комарицкая пачка.	-4.2	24.3

№ образца	Место отбора и характеристика	$\delta^{13}\text{C}$ , ‰ PDB	$\delta^{18}\text{O}$ , ‰ SMOW
158/39	Верхнее Кузино. Линза мергеля из красноцветной глины. Саларевская свита, комарицкая пачка.	-2.7	26.5
158/38	Верхнее Кузино. Линза мергеля из красноцветной глины. Саларевская свита, комарицкая пачка.	-3.2	25.9
158/36	Верхнее Кузино. Карбонатный нодуль из частично размытой глейсоли. Саларевская свита, комарицкая пачка.	-3.9	27.0
158/35	Верхнее Кузино. Карбонатный нодуль из частично размытой глейсоли. Саларевская свита, комарицкая пачка.	-2.0	27.8
158/34	Верхнее Кузино. Карбонатный нодуль из глейсоли. Саларевская свита, комарицкая пачка.	-4.7	24.6
158/33	Верхнее Кузино. Карбонатный нодуль из глейсоли. Саларевская свита, комарицкая пачка.	-4.6	23.2
158/31	Верхнее Кузино. Карбонатный нодуль из глейсоли. Саларевская свита, комарицкая пачка.	-4.1	24.2
158/29-2	Верхнее Кузино. Карбонатный нодуль из глейсоли. Саларевская свита, комарицкая пачка.	-4.6	24.1
158/29-1	Верхнее Кузино. Карбонатный нодуль из глейсоли. Саларевская свита, комарицкая пачка.	-5.1	23.8
158/26-3	Верхнее Кузино. Карбонатный нодуль из глейсоли. Саларевская свита, комарицкая пачка.	-4.1	22.5
158/26-1	Верхнее Кузино. Карбонатный нодуль из глейсоли. Саларевская свита, комарицкая пачка.	-3.9	22.5
158/25	Верхнее Кузино. Карбонатный нодуль из глейсоли. Саларевская свита, комарицкая пачка.	-3.5	24.3
158/23-2	Верхнее Кузино. Карбонатный нодуль из глейсоли. Саларевская свита, комарицкая пачка.	-4.4	22.4
158/22	Верхнее Кузино. Карбонатный нодуль из глейсоли. Саларевская свита, комарицкая пачка.	-4.5	22.7
158/21	Верхнее Кузино. Карбонатный нодуль из глейсоли. Саларевская свита, комарицкая пачка.	-3.5	22.7
158/17-2	Верхнее Кузино. Карбонатный нодуль из глейсоли. Саларевская свита, комарицкая пачка.	-3.8	23.2
158/17-1	Верхнее Кузино. Карбонатный нодуль из глейсоли. Саларевская свита, комарицкая пачка.	-4.2	23.2
158/16	Верхнее Кузино. Карбонатный нодуль из глейсоли. Саларевская свита, комарицкая пачка.	-3.6	24.0
158/15-4	Верхнее Кузино. Карбонатный нодуль из глейсоли. Саларевская свита, комарицкая пачка.	-5.1	20.8
158/14-2	Верхнее Кузино. Карбонатный нодуль из глейсоли. Саларевская свита, комарицкая пачка.	-3.5	24.3
158/13-1	Верхнее Кузино. Карбонатный нодуль из глейсоли. Саларевская свита, комарицкая пачка.	-1.9	26.1
158/12	Верхнее Кузино. Крупная караваевидная карбонатная конкреция из отложений предположительно озерного генезиса. Саларевская свита, комарицкая пачка.	-0.8	29.1

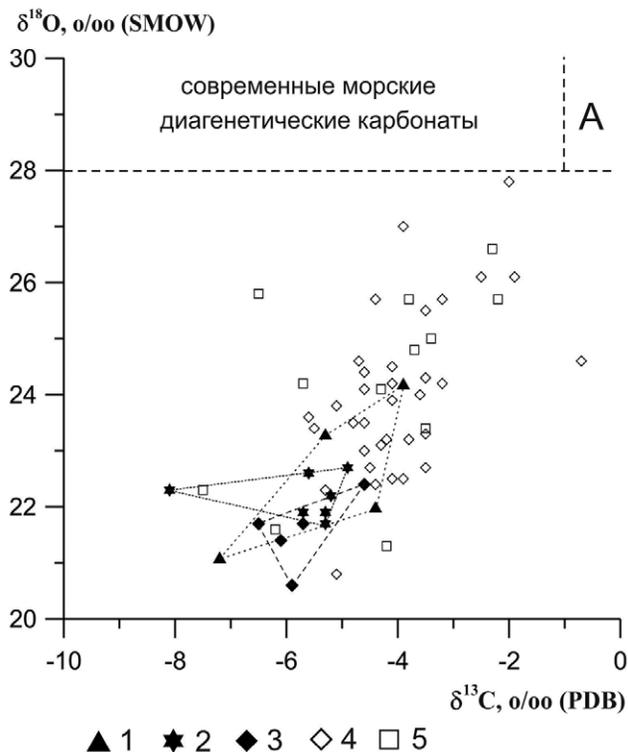
№ образца	Место отбора и характеристика	$\delta^{13}\text{C}$ , ‰ PDB	$\delta^{18}\text{O}$ , ‰ SMOW
158/10	Верхнее Кузино. Крупная караваевидная карбонатная конкреция из отложений предположительно озерного генезиса. Саларевская свита, комарицкая пачка.	-1.4	29.2
158/9	Верхнее Кузино. Карбонатный нодуль из глейсоли. Саларевская свита, комарицкая пачка.	-3.5	23.3
158/4	Верхнее Кузино. Карбонатный нодуль из глейсоли. Саларевская свита, комарицкая пачка.	-4.3	23.1
42F/26-3	Аристово. Карбонатный нодуль из глейсоли. Саларевская свита, комарицкая пачка.	-4.6	23.0
42F/26-2b	Аристово. Створки остракод из красноцветной глины, перекрывающей линзу Аристово-2. Саларевская свита, комарицкая пачка.	- 1.8	25.8
42F/26-2a	Аристово. Створки остракод из красноцветной алевроитовой глины, перекрывающей линзу Аристово-2. Саларевская свита, комарицкая пачка.	-2.2	22.5
42F/26-1	Аристово. Карбонатный нодуль из глейсоли. Саларевская свита, комарицкая пачка.	-5.4	23.4
42F/26-1	Аристово. Раковины двустворчатых моллюсков из красноцветной глины, перекрывающей линзу Аристово-2. Саларевская свита, комарицкая пачка.	-4.2	20.5
42F/26-1	Аристово. Створки остракод из красноцветной алевроитовой глины, перекрывающей линзу Аристово-2. Саларевская свита, комарицкая пачка.	-1.8	23.4
42F/25	Аристово. Карбонатный нодуль из глейсоли. Саларевская свита, комарицкая пачка.	-4.1	23.9
42E/10	Аристово. Карбонатный нодуль из глейсоли. Саларевская свита, комарицкая пачка.	-4.8	23.5
42F/10	Аристово. Карбонатный нодуль из глейсоли. Саларевская свита, комарицкая пачка.	-5.6	23.6
42F/3	Аристово. Карбонатный нодуль из глейсоли. Саларевская свита, комарицкая пачка.	-5.3	22.3
<b>Вятский ярус, верхний подъярус, нефедовский горизонт</b>			
158/2.13	Верхнее Кузино. Линза мергеля из карбонатной светло-серой глины. Саларевская свита, комарицкая пачка.	-3.3	23.7
158/2.12	Верхнее Кузино. Мергель. Саларевская свита, комарицкая пачка	-1.7	25.5
158/2.12	Верхнее Кузино. Раковины гастропод из светло-серой карбонатной пачки. Саларевской свита, комарицкая пачка.	-3.2	27.8
158/2.10	Верхнее Кузино. Мелкий карбонатный нодуль из глейсоли. Саларевская свита, комарицкая пачка.	-2.3	26.6
158/2.6	Верхнее Кузино. Известняк темно-серый с корнями <i>in situ Radicites ex. gr. sukhonensis</i> . Саларевская свита, комарицкая пачка.	-2.6	23.7
158/2.5	Верхнее Кузино. Известняк светло-серый с корнями <i>in situ Radicites ex. gr. sukhonensis</i> . Саларевская свита, комарицкая пачка.	-2.0	25.6
158/2.4	Верхнее Кузино. Известняк светло-серый. Саларевская свита, комарицкая пачка.	-3.4	23.2
42B/7	Аристово. Карбонатный нодуль из незрелой глейсоли. Саларевская свита, комарицкая пачка.	-3.7	24.8

№ образца	Место отбора и характеристика	$\delta^{13}\text{C}$ , ‰ PDB	$\delta^{18}\text{O}$ , ‰ SMOW
42A/11	Аристово. Карбонатный нодуль из глейсоли. Саларевская свита, комарицкая пачка.	-6.5	25.8
42A/9	Аристово. Карбонатный нодуль из глейсоли. Саларевская свита, комарицкая пачка.	-7.5	22.3
42A/6	Аристово. Карбонатный нодуль из глейсоли. Саларевская свита, комарицкая пачка.	-6.2	21.6
42B/3	Аристово. Карбонатный нодуль из глейсоли. Саларевская свита, комарицкая пачка.	-4.2	21.3
(42C/2)	Аристово. Створки остракод из темно-серой глины в песчаной линзе Аристово-1. Саларевская свита, комарицкая пачка.	-1.6	21.4
42C/1	Аристово. Раковина двустворчатого моллюска из аллювиальной линзы Аристово-1. Саларевская свита, комарицкая пачка.	-2.9	18.0
154/14	Кузино. Карбонатный нодуль из горизонта Bgk глейсоли. Саларевская свита, комарицкая пачка.	-5.7	24.2
154/13	Кузино. Карбонатный нодуль из горизонтов Ск глейсоли. Саларевская свита, комарицкая пачка.	-3.8	25.7
154/9	Кузино. Карбонатный нодуль из глейсоли. Саларевская свита, комарицкая пачка.	-2.2	25.7
154/5	Кузино. Карбонатный нодуль из глейсоли. Саларевская свита, комарицкая пачка.	-3.4	25.0
154/1	Кузино. Карбонатный нодуль из глейсоли. Саларевская свита, комарицкая пачка.	-3.5	23.4
41/14g	Яйково. Карбонатный нодуль из глейсоли. Саларевская свита, комарицкая пачка.	-4.3	24.1
41/13-15.2	Яйково. Светло-серый известняк. Саларевская свита, нижефедосовская пачка.	-3.6	24.0
41/13-15.1	Яйково. Светло-серый известняк. Саларевская свита, нижефедосовская пачка.	-4.5	24.1
41/13-13	Яйково. Светло-серый мергель. Саларевская свита, нижефедосовская пачка.	-1.9	25.5
41/13-11	Яйково. Светло-серый известняк. Саларевская свита, нижефедосовская пачка.	-2.2	25.0
41/13-8.2	Яйково. Светло-серый известняк. Саларевская свита, нижефедосовская пачка.	-1.3	25.7
41/13-6.1	Яйково. Светло-серый мергель. Саларевская свита, нижефедосовская пачка.	-0.9	27.3
41/13-6	Яйково. Раковины гастропод из светло-серой карбонатной пачки. Саларевская свита, нижефедосовская пачка	-3.0	23.1
41/13-5.1	Яйково. Светло-серый известняк с корнями in situ <i>Radicités sukhoneńsis</i> . Саларевская свита, нижефедосовская пачка.	-1.1	25.0
41/13-4	Яйково. Светло-серый мергель. Саларевская свита, нижефедосовская пачка.	-1.4	26.3
41/13-3	Яйково. Светло-серый известняк с корнями in situ <i>Radicités sukhoneńsis</i> . Саларевская свита, нижефедосовская пачка.	0.7	29.1
41/13-1	Яйково. Светло-серая карбонатная глина. Саларевская свита, нижефедосовская пачка.	0.3	28.8

Примечание. \*Согласно работам [Якименко и др., 2000; International ..., 2015].



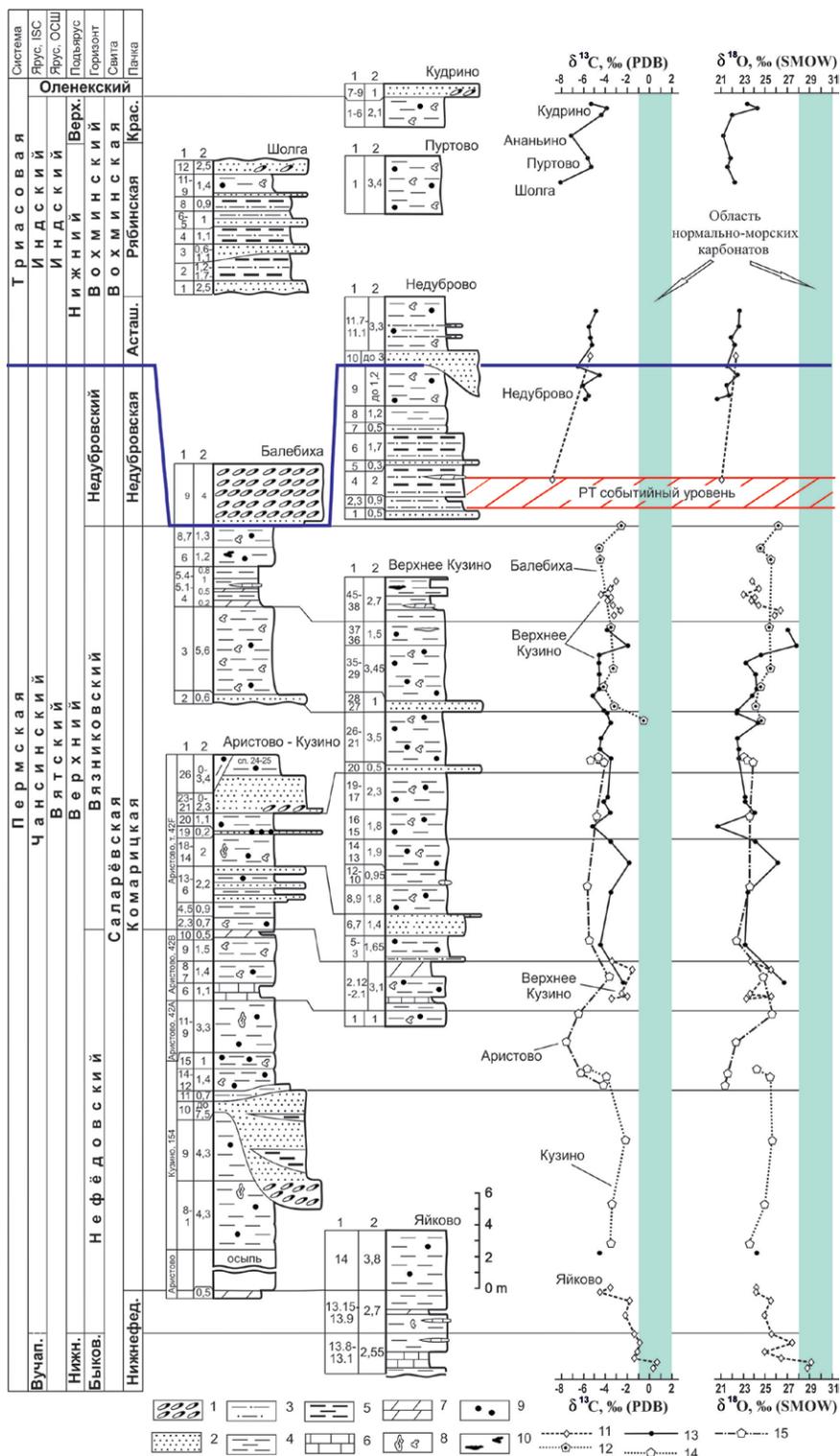
**Рис. 3.**  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  в педогенных, осадочных и биогенных карбонатах из континентальных отложений вятского яруса (верхний подъярус) северо-востока Московской синеклизы. а — недубровский горизонт, б — вязниковский горизонт, в — нефедовский горизонт. 1 — педогенные нодули (нефедовский горизонт); 2 — известняк (нефедовский горизонт, обнажение у с. Яйково); 3 — мергель (нефедовский горизонт, обнажение Верхнее Кузино); 4 — педогенные нодули (вязниковский горизонт); 5 — мергель (вязниковский уровень); 6 — педогенные нодули (недубровский горизонт); 7 — известняк (недубровский горизонт); 8 — гастроподы, двустворчатые моллюски; 9 — остракоды.



**Рис. 4.**  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  в педогенных нодулях из континентальных отложений вятского яруса верхней перми и индского яруса нижнего триаса северо-востока Московской синеклизы. 1, 2 — индский ярус: 1 — верхний подъярус, вохминский горизонт, 2 — нижний подъярус, вохминский горизонт; 3–5 — вятский ярус, верхний подъярус: 3 — недубровский горизонт, 4 — вязниковский горизонт; 5 — нефедовский горизонт. А — область современных морских карбонатов.

для величин  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$ , определенных в створке остракоды и раковине гастроподы образца 158/2.13, отобранного из нефедовского горизонта (см. таблицу, рис. 3в).

Для выяснения особенностей палеоэкологических обстановок, существовавших на рубеже перми и триаса, были проанализированы кривые распределения  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  и в педогенных карбонатах пограничного пермь-триасового интервала. На графике (рис. 4) видно, что самые низкие значения  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  характерны для почвенных карбонатов триаса и для самой верхней части перми (вятский ярус, недубровский горизонт), в то время как карбонаты ниже лежащих пермских отложений (вязниковского и нефедовского горизонтов) характеризуются более высокими величинами  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$ , образующими обширное поле. Это может свидетельствовать о том, что условия образования почвенных карбонатов в конце вязниковского времени существенно из-



**Рис. 5.** Сопоставление изученных разрезов и флуктуации значений  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  в осадочных и педогенных карбонатах. Сокращения в стратиграфической колонке: Красн. — краснобаковская пачка, Асташ. — асташихинская пачка, Вучап. — вучапинский ярус, Быков. — быковский горизонт, Нижнефед. — нижнефедосовская пачка. Цифры на литологических колонках: 1 — № слоя, 2 — мощность, м. 1 — гравелиты, конгломераты; 2 — пески, песчаники; 3 — алевриты, алевrolиты; 4 — глины, глинистые алевриты; 5 — глины и глинистые алевриты, обогащенные  $\text{C}_{\text{орг}}$ ; 6 — известняки; 7 — мергели; 8 — зоны оглеения, в т. ч. во круг in situ корней *Radicites eraticus*; 9 — почвенные карбонатные нодулы; 10 — красноватые остаточные пятна в оглеенной голубоватой породе; 11–15 — флуктуации значений  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$ : 11 — осадочные карбонаты, разрез Верхнее Кузино, 12 — педогенные карбонаты, разрез Балебиха, 13 — педогенные карбонаты, разрез Верхнее Кузино, 14 — педогенные карбонаты, разрез Кузино, 15 — педогенные карбонаты, разрез Аристово.

менилась, и формирование более поздних почвенных карбонатов в недубровское время поздней перми и в раннем триасе (начале индского века) происходило в близких изотопно-геохимических условиях. Можно предполагать, что в конце вязниковского — начале недубровского времени происходили палеоэкологические изменения, которые привели к формированию почвенных карбонатов с более легким изотопным составом углерода и кислорода.

На кривых вариаций  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  (рис. 5) в педогенных карбонатах верхней части вязниковского горизонта (разрез у с. Недуброво) и в осадочных карбонатах основания вышележащей недубровской пачки наблюдается отрицательный экскурс  $\delta^{13}\text{C}$  (на 3–4‰) и  $\delta^{18}\text{O}$  (на 5–6‰), по сравнению с величинами, характерными для педогенных карбонатов более низких стратиграфических уровней (разрезы у с. Верхнее Кузино и Балебиха).

Распределение величин  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  в осадочных и почвенных карбонатах нефедовского горизонта (разрезы у с. Верхнее Кузино, Балебиха, Аристово, Кузино, Яйково) также неоднородное. На отдельных стратиграфических уровнях наблюдаются положительные и отрицательные флуктуации (второго порядка). Можно предполагать, что они также связаны с вариациями изотопного состава кислорода в растворах карбонатообразующих систем (метеорные осадки, речная или озерная вода) и колебаниями температуры карбонатообразования.

Какова причина наблюдаемого изотопного смещения в почвенных и осадочных (озерных) карбонатах в конце вязниковского времени на северо-востоке Московской синеклизы? Чем обусловлено в них облегчение изотопного состава углерода и кислорода? Основной причиной могли быть широкомасштабные резкие климатические изменения и связанные с ними палеоэкологические события, которые привели к глобальному экологическому кризису в конце перми. Эти события зафиксированы в отрицательном экскурсе изотопного состава углерода морских карбонатов в разрезах Палео- и Неотетиса [Heydari et al., 2001; Shen et al., 2013; Chen et al., 2013; Clarkson et al., 2013]. Сопоставление изученных нами разрезов континентальных отложений [Арефьев и др., 2016а, б; Arefiev et al., 2015] с разрезами синхронных морских отложений провинции Мейшань (Китай) и сходство вариаций изотопного состава углерода и кислорода (рис. 6) согласуется с этим предположением.

Негативный экскурс величин  $\delta^{13}\text{C}$  в морских и педогенных карбонатах был обусловлен обогащением атмосферной  $\text{CO}_2$  и, одновременно, растворенного бикарбонат-иона ( $\text{HCO}_3^-$ ) гидросферы палеоокеана легким изотопом  $^{12}\text{C}$ . Это могло быть следствием поступления в изотопно-обменную систему  $\text{CO}_{2(\text{атмосфера})} - \text{CO}_{2(\text{гидросфера})}$  изотопно-легкой углекислоты, что определяется во многих случаях соотношением захоронения и окисления изотопно-легкого углерода органического вещества и изменениями (пертурбациями) углеродного экзогенного цикла Земли [Kump, Arthur, 1999; Cao et al., 2008; Shen et al., 2011; Luo et al., 2011; Chen et al., 2011]; является результатом палеоклиматических, биотических и геологических событий. Эти вопросы широко обсуждаются в научной литературе, детально изложены во многих работах. Для нас важно то, что главное биотическое событие в конце перми произошло значительно позднее начала негативного экскурса величин  $\delta^{13}\text{C}$  [Korte et al., 2010; Korte, Kozur, 2010], что требует специального обсуждения.

Причинами наблюдаемого изотопного тренда, также, как и биотического кризиса, могли быть перечисленные выше события (падение метеорита; излияние сибирских траппов; парниковый эффект, вызванный повышением концентрации  $\text{CO}_2$  в атмосфере за счет вулканических процессов и окисления метана газогидратов и органического вещества; или взаимодействие всех этих факторов), которым разными авторами отдается разное предпочтение.

Изотопный состав углерода углекислоты растворов, участвующих в образовании педогенных карбонатов, определяется не только составом растворенной в ней атмосферной  $\text{CO}_2$ , но и присутствием окисленного углерода животного и растительного происхождения, а также изотопно-тяжелого бикарбоната, источником которого могут быть содержащиеся в материнских породах (по которым развиваются почвенные процессы) карбонаты осадочного (как континентального, так и, возможно, морского генезиса) и органического происхождения. Оценить вклад этих источников, за редким исключением, крайне сложно.

Для палеоклиматических реконструкций наиболее информативными в педогенных карбонатах служат данные по изотопному составу кислорода. Значения  $\delta^{18}\text{O}$  в них определяются изотопным составом грунтовых вод, имеющих метеорное происхождение, и температурами

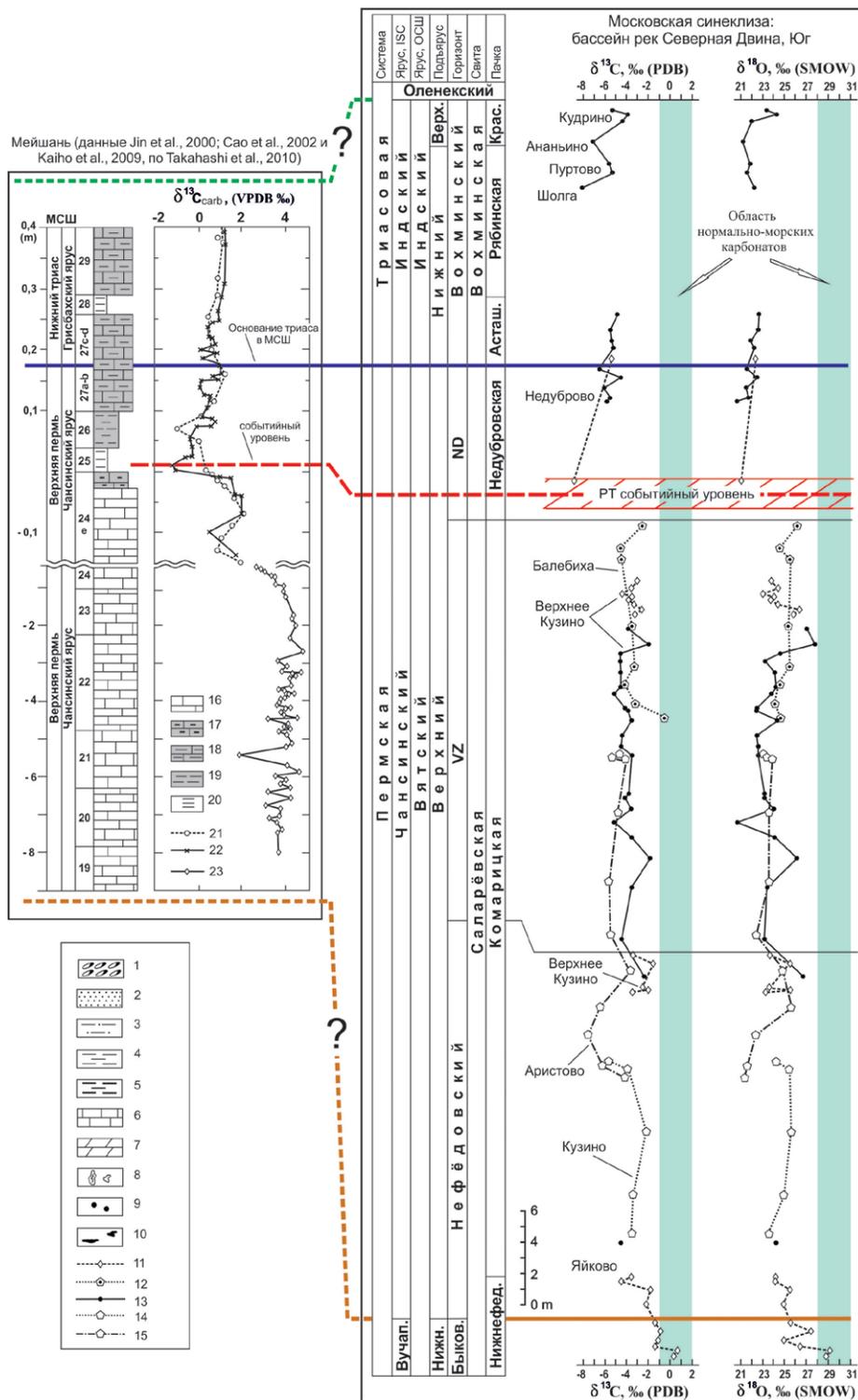


Рис. 6. Сопоставление разрезов пограничных отложений перми и триаса Московской синеклизы и стратотипического разреза Мейшань.

1 — гравелиты, конгломераты; 2 — пески, песчаники; 3 — алевриты, алевролиты; 4 — глины, глинистые алевриты; 5 — глины и глинистые алевриты, обогащенные  $\text{C}_{\text{орг}}$ ; 6 — известняки; 7 — мергели; 8 — зоны оглеения, в т.ч. во-круг in situ корней *Radicites erraticus*; 9 — почвенные карбонатные нодули; 10 — красноцветные остаточные пятна в оглеенной голубоватой породе; 11–15 — флуктуации значений  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$ : 11 — осадочные карбонаты, разрез Верхнее Кузино, 12 — педогенные карбонаты, разрез Балебиха, 13 — педогенные карбонаты, разрез Верхнее Кузино, 14 — педогенные карбонаты, разрез Кузино, 15 — педогенные карбонаты, разрез Аристово. Светло-голубая зона — нормально-морские карбонаты; 16 — белый известняк; 17 — темноцветный известняк с черными обломками; 18 — темноцветный мергель; 19 — темноцветный аргиллит; 20 — глина (пепловый горизонт), 21–23 — изотопные данные: 21 — [Kaiho et al., 2009], 22 — [Jin et al., 2000], 23 — [Cao et al., 2008, 2010].

карбонатообразования. Комплексное изучение ( $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta^{13}\text{C}$ ,  $T(\Delta_{47})$ ) современных почвенных карбонатов позволило установить [Hough et al., 2014], что они образуются в летний период при высыхании почвы после сезонных дождей, и, следовательно, их изотопный состав кислорода отражает сезонные, а не среднегодовые, как принималось ранее [Breecker et al., 2009; Peters et al., 2013; Quade et al., 2013] температуры образования. Также установлено, что почвенные карбонаты (например, пустыни Вайоминг и Небраска, США) находятся (или близки) в изотопном равновесии с летними осадками [Hough et al., 2014]. Поэтому можно предполагать, что вариации изотопного состава кислорода педогенных карбонатов из почвенных горизонтов геологического прошлого, в том числе отложений пограничного интервала перми и триаса, обусловлены, прежде всего, вариациями изотопного состава кислорода метеорных вод и сезонных (летних) температур, обусловленных климатическими изменениями.

При формировании изотопного состава метеорных вод в широких высотах наблюдается важная закономерность. Она заключается в том, что зимние осадки всегда изотопно более легкие, по сравнению с летними, т. е. с понижением среднегодовых температур усредненный изотопный состав кислорода атмосферных осадков, а, следовательно, и континентальных резервуаров, облегчается. Это фиксируется в озерных карбонатах [Leng, Marshall, 2004], которые ближе всего отражают среднегодовые вариации величин  $\delta^{18}\text{O}$ , и в которых влияние сезонных вариаций существенно ниже, чем в педогенных.

Облегчение изотопного состава кислорода (отрицательный изотопный тренд величин  $\delta^{18}\text{O}$ ) в педогенных, а также и в пресноводных карбонатах Московской синеклизы вблизи границы перми и триаса, фиксируется на сводном хеоматриграфическом графике рис. 5 при переходе от верхних слоев разрезов у сел Балебиха и Верхнее Кузино к основанию разреза у с. Недуброво. Этот тренд хорошо согласуется с данными по изотопному составу кислорода карбонатов морских разрезов Южного Китая и Ирана [Joachimski et al., 2012; Schobben et al., 2013].

Для нас важно, что изученные разрезы Южного Китая в конце перми — начале триаса располагались в приэкваториальной области [Joachimski et al., 2012; Chen et al., 2013; Schobben et al., 2013]. Территория Московской синеклизы

в это время находилась в северном полушарии на значительном расстоянии от экватора (примерно  $40^\circ$  с. ш.) и относилась к северному теплому семиаридному климатическому поясу, переходящему в более высоких широтах в северный умеренный гумидный, с “аллювиально-озерным” типом развития [Климат ..., 2004]. Сезонные изменения изотопного состава метеорных осадков на таких широтах сегодня довольно значительные и варьируют в пределах  $-11\text{...}-10\text{‰}$  (для холодного полугодия) и  $-7\text{...}-6\text{‰}$  (для теплого полугодия) [Материалы ..., 1987].

Если ориентироваться на изотопные данные по осадочным карбонатам изученных разрезов верхней перми у с. Балебиха и Недуброво, и принимать, согласно [Leng, Marshall, 2004], что они отражают общую направленность изменения среднегодовых температур, то наблюдаемый в конце вятского времени резкий отрицательный изотопный экскурс кислорода может быть следствием общего похолодания климата. Имеющиеся палеофлористические данные также допускают кратковременное похолодание на рубеже перми и триаса [Красилов, 2001].

Постепенное снижение среднегодовых температур, как можно предполагать, фиксируется и в отрицательном тренде изотопного состава кислорода в осадочных карбонатах верхней части разреза у с. Верхнее Кузино (см. рис. 5, таблицу — т. 158), занимающих стратиграфическое положение ниже верхнепермского биотического события. Здесь следует отметить, что снижение величин  $\delta^{18}\text{O}$  в этих карбонатах происходило после периода с преобладанием процессов эвапоритизации на фоне повышения летних температур, которые зафиксированы в тяжелом изотопном составе кислорода ( $24.8$  и  $25.8\text{‰}$ ) педогенных карбонатов нижележащей части разреза. Можно видеть, что здесь, начиная примерно с середины разреза (слои 20–21), в почвенных карбонатах происходит постепенное утяжеление величин  $\delta^{18}\text{O}$ . В аридных обстановках, как установлено [Quade et al., 2007], высокие значения  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  типичны для карбонатов верхних частей почвенных профилей и отражают периоды преобладания процессов испарения над увлажнением.

Таким образом, на фоне общего потепления в экваториальной и приэкваториальной областях Палео- и Неотетиса в конце перми — начале триаса (раннего инда), в средних широтах Северной Пангеи, в т. ч. в северо-восточной ча-

сти Московской синеклизы произошло похолодание, которое привело к гумидизации климата. Это отразилось не только в изотопном составе карбонатов, но также и в характере континентальных отложений и биоты. Например, как нами ранее сообщалось [Арефьев, 2017; Arefiev, Kuleshov, 2017, 2018], вблизи границы перми и триаса, в индских отложениях северной части Московской синеклизы наблюдаются признаки активизации Уральской питающей провинции. В разрезах инда резко увеличивается мощность конгломератов в основании русловых врезов, а также наблюдается увеличение мощности и протяженности аллювиальных песчаных и гравелитовых линз. Эти данные указывают на заметное возрастание в инде интенсивности сноса обломочного материала с Урала за счет высокой энергии уральских рек, что могло быть следствием гумидизации климата в этот период.

Следует также отметить частые находки в отложениях индского яруса остатков, неоракитомных лабиринтодонтов *Tupilakosaurus sp.* [Блом, 1968]. Распространение амфибий, дышавших жабрами, может указывать на широкое развитие водоемов, пригодных для постоянного обитания аквальной биоты. По-видимому, в это время началось региональное распространение гидроморфных плауновидных *Pleuromeia*, что установлено по присутствию спор *Densoisporites* в индских отложениях [Ярошенко, 2005], которое достигло максимума в раннеоленинское время. Распространение спор *Densoisporites* позволяет предполагать частое периодическое интенсивное обводнение экотопов, связанное с сезонной гумидизацией.

Причиной гумидизации климата в начале триаса на территории МС, находившейся в средних широтах, мог быть позднегерцинский орогенез Уральской горной системы, а также специфические региональные условия, возникшие на фоне потепления в приэкваториальных областях Палео- и Нотетиса, когда в средние широты эпизодически поступали крупные объемы метеорных вод во время влажных сезонов [Arefiev, Kuleshov, 2018].

Изменения климата на рубеже перми и триаса зафиксированы в изотопном составе кислорода педогенных карбонатов, присутствующих в переходных пермь-триасовых отложениях разреза у с. Недуброво. На кривых вариаций изотопного состава (см. рис. 5) видно, что значения  $\delta^{18}\text{O}$  в педогенных карбонатах недубровских и аста-

шихинских слоев вохминской свиты при движении вверх по разрезу заметно увеличиваются (примерно на 2‰): от 20.6‰ в нижней части разреза до 22.7‰ в верхней его части (см. таблицу). Можно предполагать, что этот экскурс был обусловлен постепенным потеплением климата.

Близкий тренд установлен в морских разрезах Палео- и Неотетиса. Рассчитанные температуры образования фосфатов (по конодонтам) и температуры, определенные по фораминиферам в пределах стратиграфического интервала, который находится выше уровня, соответствующего пермскому биотическому событию, указывают на постепенное относительное повышение температуры океанических вод примерно на 10–15°C, вблизи границы перми и триаса [Joachimski et al., 2012; Schobben et al., 2013].

Полученные нами изотопные данные позволяют сопоставлять недубровские и асташихинские слои в исследованных нами разрезах МС с верхней частью пермской системы Международной стратиграфической шкалы (МСШ, см. рис. 6). Наиболее отчетливый негативный экскурс  $\delta^{13}\text{C}$  выявленный нами в педогенных карбонатах в зоне перехода от недубровских к вышележащим асташихинским слоям. По стратиграфическому положению, этот экскурс, установленный в генетически различных карбонатах континентальных отложений МС, соответствует негативному экскурсу, выявленному в пепловом слое 25 стратотипического разреза Мейшань в Китае [Takahashi et al., 2010].

В верхней части асташихинских слоев выявлен второй негативный экскурс  $\delta^{13}\text{C}$  (второго порядка), который коррелируется с негативным экскурсом, установленным в слое 27a–b разреза Мейшань [Takahashi et al., 2010]. Температурный оптимум, зафиксированный в интервале разреза, находящемся выше пермского события, хорошо согласуется с максимумом потепления, зафиксированного в кровле зоны *Isarcicella isarcica* [Sun et al., 2012], соответствующей слою 29 в разрезе Мейшань [Hongfu et al., 2001]. По-видимому, граница перми и триаса Международной стратиграфической шкалы, находящаяся между уровнем пермского события и уровнем температурного оптимума, близко соответствует пограничному интервалу асташихинских и рябинских слоев ОСШ России. Положение границы перми и триаса на этом стратиграфическом уровне предполагается также по палеонтологическим данным [Лозовский, 2013].

Температурные (климатические) изменения, зафиксированные в изотопном составе карбонатов пермской части изученных разрезов, проявлены на нескольких стратиграфических уровнях. Так, изотопные тренды  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$ , которые, по нашим представлениям, обусловлены потеплением климата и повышением температуры, проявлены в пределах нефедовского горизонта (вятский ярус), в разрезе у с. Аристово-Кузино (см. рис. 5). Эти вариации в целом хорошо согласуются с изотопными трендами  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$ , проявленными в разрезе у с. Верхнее Кузино (см. рис. 5).

Тренд постепенного облегчения изотопных составов углерода и кислорода в осадочных (озерных) карбонатах при движении снизу вверх по разрезу выявлен в разрезе нижне-нефедовской пачки быковского горизонта (разрез у с. Яйково); В нижней части разреза нефедовской пачки в озерных карбонатах были определены аномально высокие величины  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$ , близкие значениям, характерным для морских карбонатов. При движении вверх по разрезу пачки, величины  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  в постепенно смещаются в направлении изотопно-легких составов, характерных для пресноводных карбонатов. Морской генезис этих карбонатов исключается вследствие отсутствия геологических и фаунистических свидетельств, которые могли бы подтвердить это предположение.

Можно предполагать, что изотопно тяжелые карбонаты, установленные вблизи основания разреза нижне-нефедовской пачки у с. Яйково образовались в мелководном пресноводном водоеме (озере) с аномально тяжелым изотопным составом кислорода в воды, обусловленным процессами эвапоритизации. В дальнейшем, в связи с похолоданием, гумидизацией климата и притоком свежих метеорных вод, отлагались карбонаты с более легким изотопным составом кислорода. Это отражено также в литологическом составе отложений: разрез представлен в основании пачкой известняков (мощностью до 1 м), которые вверх по разрезу сменяются карбонатными глинами и мергелями, в том числе с линзами чистых карбонатов в терригенных песчано-глинистых отложениях.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Несмотря на многолетние исследования, события, которые послужили причиной массового

вымирания на рубеже палеозоя и мезозоя а также события, которые, возможно, не были причиной биотического кризиса, но сопутствовали ему, по-прежнему остаются предметом острых дискуссий. В первую очередь, это касается изменений климата на рубеже перми и триаса. Согласно доминирующей в настоящее время точке зрения, биотический кризис сопровождался глобальным потеплением, которое, оценивается как одна из возможных его причин. Результаты проведенных нами исследований изотопного состава углерода и кислорода генетически различных карбонатов из континентальных перм-триасовых толщ северо-востока Московской синеклизы, свидетельствуют о том, что потепление не было повсеместным и, по-видимому, не распространялось в северо-восточную часть Пангеи.

Практически во всех изученных нами разрезах, в педогенных и осадочных карбонатах величина  $\delta^{18}\text{O}$  заметно уменьшается в верхах вятского яруса верхней перми (переход от вязниковских отложений к недубровским), что, очевидно, связано с обеднением тяжелым изотопом кислорода речных, озерных и грунтовых вод, питаемых атмосферными осадками. Установленная в результате многочисленных измерений положительная корреляция изотопного состава кислорода в атмосферных осадках со среднегодовой температурой позволяет утверждать, что отрицательный экскурс величины  $\delta^{18}\text{O}$ , скорее всего, свидетельствует о существенном похолодании, которое охватило северо-восточную часть Пангеи на рубеже перми и триаса. Этот вывод подтверждается широким распространением на северо-востоке Московской синеклизы аллювиально-озерных отложений этого времени, одновременно это указывает на гумидизацию климата.

Геохимические причины вариаций изотопного состава углерода в изученных карбонатах, которые в большинстве случаев синхронизированы с вариациями в них  $\delta^{18}\text{O}$ , менее определенные. Наиболее значимый отрицательный экскурс значений  $\delta^{13}\text{C}$ , установленный в разрезах континентальных отложений Московской синеклизы на рубеже перми и триаса, коррелируется с аналогичным экскурсом, установленным в морских карбонатах разрезов Палео- и Неотетиса и, по-видимому, связан с изменениями глобального углеродного цикла. Вместе с тем, определенный вклад в обеднение почвенных, а также озерных и речных карбонатов тяжелым изотопом углерода могла внести гумидизация клима-

та, которая сопровождалась заболачиванием территории и обогащением озерных и речных вод окисленным углеродом органического происхождения.

## ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в соответствии с госзаказом ГИН РАН (тема № 0135-2019-0070) и при поддержке РФФИ (проект № 16-05-00706 а).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Арефьев М. П.* О связи седиментационных обстановок и биоразнообразия аквальной биоты в пермтриасовых отложениях Московской синеклизы // Пермская система: стратиграфия, палеонтология, палеогеография, геодинамика и минеральные ресурсы // Сборник материалов международной научной конференции, посвященной 170-летию со дня открытия Пермской системы (5-9 сентября 2011 г., г. Пермь) / Под ред. Т. В. Карасевой, Е. А. Кузнецовой, Г. Ю. Пономаревой. Пермь: Пермский ГУ, 2011. С. 21-26.
- Арефьев М. П.* Индская гумидизация Московской синеклизы: свидетельства и возможные причины // Палеострат-2017. Годичное собрание (научная конференция) секции палеонтологии МОИП и Московского отделения палеонтологического общества при РАН. Москва, 30 января — 1 февраля 2017 г. Тез. докл. / Под ред. А. С. Алексеева. М., 2017. С. 5-6.
- Арефьев М. П., Шкурский Б. Б., Григорьева А. В.* Влияние Балтийской и Уральской питающих провинций на осадконакопление на рубеже перми и триаса в северо-восточной части Московской синеклизы // Концептуальные проблемы литологических исследований в России // Материалы 6 Всеросс. литологического совещания / Под ред. О. В. Япаскурта, Р. Р. Хасанова, Р. Х. Сунгатуллина. Казань: Казанский университет, 2011. С. 63-67.
- Арефьев М. П., Алексеева Т. В., Алексеев А. О.* Глинистые минералы пермских и триасовых палеопочв Московской синеклизы и их палеоклиматическая интерпретация // Глины и глинистые минералы // Материалы II Росс. совещания (5-8 июня 2012 г., Пушкино Московской обл.) / Под ред. Т. В. Алексеевой, С. Н. Удалцова. Пушкино: ИФХиБПП РАН, 2012. С. 16-17.
- Арефьев М. П., Кулешов В. Н., Покровский Б. Г.* Изотопный состав углерода и кислорода в континентальных карбонатах поздней перми и раннего триаса Русской плиты: глобальный экологический кризис на фоне меняющегося климата // ДАН. 2015. Т. 460. № 2. С. 193-197.
- Арефьев М. П., Кулешов В. Н.* Исследование изотопного состава углерода и кислорода в пограничных отложениях перми и триаса Московской синеклизы // Концептуальные проблемы литологических исследований в России // Материалы 6 Всероссийского литологического совещания. Казань: Казанский университет, 2011. С. 59-62.
- Арефьев М. П., Кулешов В. Н., Покровский Б. Г.* Палеоэкологические и изотопно-геохимические события на рубеже перми и триаса (по данным  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  континентальных отложений) // Материалы VII Всероссийского литологического совещания "Осадочные бассейны, седиментационные и постседиментационные процессы в геологической истории". Новосибирск: СО РАН, Институт нефтегазовой геологии и геофизики, 2013. Т. I. С. 43-46.
- Арефьев М. П., Кулешов В. Н., Шкурский Б. Б., Григорьева А. В.* Связь изотопного состава педогенных карбонатов с составом тяжелой фракции и с цикличностью континентальных пермтриасовых отложений Московской синеклизы // Приоритетные и инновационные направления литологических исследований / Материалы 9 Уральского литологического совещания. Екатеринбург: ИГГ Уро РАН, 2012. С. 9-12.
- Арефьев М. П., Голубев В. К., Кулешов В. Н. et al.* Комплексная палеонтологическая, седиментологическая и геохимическая характеристика терминальных отложений пермской системы северо-восточного борта Московской синеклизы. Статья 1. Бассейн реки Малая Северная Двина // Бюлл. МОИП. 2016а. Т. 91. Вып. 1. С. 24-49.
- Арефьев М. П., Голубев В. К., Карасев Е. В. et al.* Комплексная палеонтологическая, седиментологическая и геохимическая характеристика терминальных (вязниковских) отложений пермской системы северо-восточного борта Московской синеклизы. Статья 2. Нижнее течение р. Юг // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2016б. Вып. 2-3. С. 47-63.
- Блом Г. И.* Каталог местонахождений фаунистических остатков в нижнетриасовых отложениях среднего Поволжья и Прикамья. Казань, 1968. 374 с.
- Верхнепермские и нижнетриасовые отложения Московской синеклизы. М.: Недра, 1984. 140 с.
- Дамбаев В. Б., Банзарацкаева Т. Г., Буянтуева Л. Б. et al.* Изотопные вариации углерода растительности и почв степных пастбищ Внутренней Монголии // География и природные ресурсы. 2016. № 2. С. 118-124.
- Захаров Ю. Д., Бяков А. С., Хорачек М.* Глобальная корреляция базальных слоев триаса в свете первых изотопно-углеродных свидетельств по границе перми и триаса на северо-востоке Азии. // Тихоокеанская геология. 2014. Т. 33. № 1. С. 3-19.
- Ивахненко М. Ф., Голубев В. К., Губин Ю. М. et al.* Пермские и триасовые тетраподы Восточной Европы // Тр. ПИН РАН. Т. 268. М.: ГЕОС, 1997. 216 с.
- Иноземцев С. А., Таргульян В. О.* Верхнепермские палеопочвы: свойства, процессы, условия формирования. М.: ГЕОС, 2010. 188 с.
- Красилов В. А.* Модель биосферных кризисов // Экосистемные перестройки и эволюция биосферы. М.: Издание Палеонтологического института РАН, 2001. Вып. 4. С. 9-16.
- Лозовский В. Р.* Пермо-триасовый кризис и его возможная причина. // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2013. Т. 88. Вып. 1. С. 49-58.
- Климат в эпохи крупных биосферных перестроек. М.: Наука, 2004. 299 с.

- Материалы метеорологических исследований. Изотопный состав метеорных осадков в Центральной и Восточной Европе. М.: ВИНТИ, 1987. № 12. 88 с.
- Нургалиева Н. Г., Силантьев В. В., Ветошкина О. С., Уразова М. Н.* Изотопные углеродные и кислородные индикаторы эталонного разреза уржумского и татарского ярусов // Ученые записки Казанского ун-та. Сер. естеств. науки. 2012. Т. 154. Кн. 1. С. 189-196.
- Строк Н. И., Трофимова И. С.* Влияние Уральской и Балтийской питающих провинций на формирование верхнепермских и нижнетриасовых отложений Московской синеклизы // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1976. Т. 51. № 1. С. 100-110.
- Якименко Е. Ю., Таргульян В. О., Чумаков Н. М. и др.* Палеопочвы в верхнепермских отложениях, река Сухона (бассейн Северной Двины) // Литология и полез. ископаемые. 2000. № 4. С. 376-390.
- Ярошенко О. П.* Палинофлористическая перестройка на границе перми и триаса (на примере палинокомплексов Восточно-Европейской платформы) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2005. Т. 13. № 4. С. 78-85.
- Abels H. A., Lauretano V., van Yperen A. E. et al.* Environmental impact and magnitude of paleosol carbonate carbon isotope excursions marking five early Eocene hyperthermals in the Bighorn Basin, Wyoming // *Clim. Past.* 2016. V. 12. P. 1151-1163.
- Alonso-Zarza A. M.* Initial stages of laminar calcrete formation by roots: examples from Neogene of central Spain // *Sediment. Geol.* 1999. V. 126. P. 177-191.
- Alonso-Zarza A. M.* Palaeoenvironmental significance of palustrine carbonates and calcretes in the geological record // *Earth-Sciences Rev.* 2003. V. 60. P. 261-268.
- Andrews J. A., Schlesinger W. H.* Soil CO<sub>2</sub> dynamics, acidification, and chemical weathering in a temperate forest with experimental CO<sub>2</sub> enrichment // *Global Biogeochem. Cy.* 2001. V. 15. P. 149-162.
- Arefiev M. P., Kuleshov V. N.* The Induan humidization within Moscow syncline: evidence and possible causes // Kazan Golovkinsky Stratigraphic Meeting—2017 and Fourth All-Russian Conference “Upper Paleozoic of Russia”. Upper Paleozoic Earth systems: high-precision biostratigraphy, geochronology and petroleum resources. Abstract volume. Kazan, September, 19-23, 2017. Kazan: Kazan University Press, 2017. P. 15.
- Arefiev M., Kuleshov V.* Evidence for and Causes of the Induan Humidization of the Moscow Syncline // *Advances in Devonian, Carboniferous and Permian Research: Stratigraphy, Environments, Climate and Resources. Proc. of Kazan Golovkinsky Stratigraphic Meeting 2017* / Ed. D. Nurgaliev. Filodiritto Editore, 2018. P. 265-273.
- Arefiev M. P., Golubev V. K., Balabanov Yu. P. et al.* Type and reference sections of the Permian-Triassic continental sequences of the East European Platform: main isotope, magnetic, and biotic events (XVIII International Congress on Carboniferous and Permian. Sukhona and Severnaya Dvina Rivers field trip) / Ed. A. S. Alekseev. Moscow, 2015. 104 p.
- Bachmann G. H., Kozur H. W.* The Germanic Triassic: correlations with the international chronostratigraphic scale, numerical ages and Milankovitch cyclicity // *Hallesches Jahrb. Geowiss.* 2004. Bd. 26. P. 17-62.
- Bai S. G., Jiao Y., Yang W. Z. P. et al.* Review of progress in soil inorganic carbon research // 1st International Global on Renewable Energy and Development (IGRED 2017), IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science. V. 100. 2017. P. 1-5.
- Barsbold R., Khand Y.* The non-marine Cretaceous of Mongolia // *Paleoclimates in Asia during the Cretaceous: their variations, causes, and biotic and environmental responses. Abstract volume.* Ulaanbaatar: Paleontological Center of Mongolian Academy of Sciences, 2008. P. 13-16.
- Baud A., Magaritz M., Holser W. T.* Permian-Triassic of the Tethys: carbon isotope studies // *Geol. Rundsch. Z. Allg. Geol.* 1989. Bd. 78. P. 649-677.
- Bayat O., Karimi A., Khademi H.* Stable isotope geochemistry of pedogenic carbonates in loess-derived soils of north-eastern Iran: Palaeoenvironmental implications and correlation across Eurasia // *Quaternary International.* 2017. V. 429. Part B. P. 52-61.
- Becker L., Poreda R. J., Basu A. R. et al.* Bedout: a possible end-Permian impact crater offshore of northwestern Australia // *Science.* 2004. V. 304. P. 1469-1476.
- Berner R. A.* Examination of hypotheses for the Permian-Triassic boundary extinction by carbon cycle modeling // *Proc. Natl. Acad. Sci.* 2002. V. 99(7). P. 4172-4177.
- Berner R. A.* Carbon, sulfur and O<sub>2</sub> across the Permian-Triassic boundary // *J Geochem. Explor.* 2006. V. 88(1-3). P. 416-418.
- Bowring S. A., Erwin D. H., Jin Y. G. et al.* U/Pb zircon geochronology and tempo of the end-Permian mass extinction // *Science.* 1998. V. 280. P. 1039-1045.
- Breecker D. O., Sharp Z. D., McFadden L. D.* Seasonal bias in the formation and stable isotopic composition of pedogenic carbonate in modern soil from central New Mexico, USA // *Geol. Soc. Am. Bul.* 2009. V. 121. P. 630-640.
- Cao C. Q., Wang W., Liu L. J. et al.* Two episodes of <sup>13</sup>C-depletion in organic carbon in the latest Permian: evidence from the terrestrial sequences in northern Xinjiang, China // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2008. V. 270. P. 251-257.
- Cao C. Q., Yang Y. C., Shen S. Z. et al.* Pattern of d<sup>13</sup>C<sub>carb</sub> and implications for geological events during the Permian-Triassic transition in South China // *Geol. J.* 2010. V. 45. P. 186-194.
- Cerling T. E.* The stable isotopic composition of modern soil carbonate and its relationship to climate // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1984. V. 71. P. 229-240.
- Cerling T. E., Quade J., Wnag Y., Bowman J. R.* Carbon isotopes in soils and paleosoils as ecology and paleoecology indicator // *Nature.* 1989. V. 341. P. 138-139.
- Chen B., Joachimski M. M., Shen Sh.-Zh. et al.* Permian ice volume and palaeoclimate history: Oxygen isotope proxies revisited // *Gondwana Res.* 2013. V. 24. P. 77-89.
- Chen B., Joachimski M. M., Sun Y. D. et al.* Carbon and conodont apatite oxygen isotope records of Guadalupian-Lopingian boundary sections: climatic or sea-level signal? //

- Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 2011. V. 311. P. 145-153.
- Clarkson M. O., Richoz S., Wood R.A. et al. A new high-resolution  $\delta^{13}\text{C}$  record for the Early Triassic: Insights from the Arabian Platform // Gondwana Res. 2013. V. 24. P. 233-242.
- Cui Y, Bercovici A, Yu J, Kump L.R., Freeman K.H., Su S, Vajda V. Carbon cycle perturbation expressed in terrestrial Permian-Triassic boundary sections in South China // Global and Planetary Change. 2017. V. 148. P. 272-285.
- Deutz P., Montañez I. P., Monger H. C., Morrison J. Morphology and isotope heterogeneity of Late Quaternary pedogenic carbonates: Implications for paleosoil carbonates as paleo-environmental proxies // Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 2001. V. 166. P. 293-317.
- Ekart D. D., Cerling T. E., Montañez I. P., Tabor N. J. A 400 million years carbon isotope record of pedogenic carbonate: implications for paleoatmospheric carbon dioxide // Am. J. Sci. 1999. V. 299. P. 805-826.
- Erwin D. H., Bowring S. A., Jin Y. G. End-Permian mass extinctions: a review // Geol. Soc. Am. Spec. Pap. 2002. V. 356. P. 363-383.
- Faure K., de Wit M. J., Willis J. P. Late Permian global coal hiatus linked to  $^{13}\text{C}$ -depleted  $\text{CO}_2$  flux into the atmosphere during the final consolidation of Pangea // Geology. 1995. V. 23(6). P. 507-510.
- Foster C. B., Afonin S. A. Abnormal pollen grains: an outcome of deteriorating atmospheric conditions around the Permian-Triassic boundary // J. Geol. Soc. 2005. V. 162. P. 653-659.
- Hongfu Y., Kexin Z., Jinnan T. et al. The Global Stratotype Section and Point (GSSP) of the Permian-Triassic Boundary // Episodes. 2001. V. 24(2). P. 102-114.
- Karberg N. J., Pregitze K. S., King J. S. et al. Soil carbon dioxide partial pressure and dissolved inorganic carbonate chemistry under elevated carbon dioxide and ozone // Oecologia. 2005. V. 142. P. 296-236.
- Haas J., Demeny A., Hips K., Vennemann T. W. Carbon isotope excursions and microfacies changes in marine Permian-Triassic boundary sections in Hungary // Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 2006. V. 237. P. 160-181.
- Haq, B. U., Schutter S. R. A chronology of Paleozoic sea-level changes // Science. 2008. V. 322. P. 64-68.
- Hallam A., Wignall P. B. Mass extinctions and sea-level changes // Earth-Sci. Rev. 1999. V. 48(4). P. 217-250.
- Heydari E., Wade W. J., Hassanzadeh J. Diagenetic origin of carbon and oxygen isotope compositions of Permian-Triassic boundary strata // Sediment. Geol. 2001. V. 143. P. 191-197.
- Hough B. G., Fan M., Passey B. H. Calibration of the clumped isotope geothermometer in soil carbonate in Wyoming and Nebraska, USA: Implications for paleo-elevation and paleoclimate reconstruction // Earth Planet. Sci. Lett. 2014. V. 391. P. 110-120.
- Huang Ch.-M., Wang Ch.-Sh., Tang Y. Stable Carbon and Oxygen Isotopes of Pedogenic Carbonates in Ustic Vertisols: Implications for Paleoenvironmental Change // Pedosphere. 2005. V. 15(4). P. 539-544.
- Ghosh P., Adkins J., Affek H. et al.  $^{13}\text{C}$ - $^{18}\text{O}$  bonds in carbonate minerals: A new kind of paleothermometer // Geochim. et Cosmochim. Acta. 2006. V. 70. P. 1439-1456.
- International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps (World reference base for soil resources 2014). Update 2015. FAO. Rome. 2015. 192 p.
- Isozaki Y. Permo-Triassic boundary superanoxia and stratified superocean: records from lost deep sea // Science. 1997. V. 276. P. 235-238.
- Jin Y. G., Wang Y., Wang W. et al. Pattern of marine mass extinction near the Permian-Triassic boundary in South China // Science. 2000. V. 289. P. 432-436.
- Joachimski M. M., Lai X., Shen S. et al. Climate warming in the latest Permian and the Permian-Triassic mass extinction // Geology. 2012. V. 40. P. 195-198.
- Jost A. B., Mundil R., He B. et al. Constraining the cause of the end-Guadalupian extinction with coupled records of carbon and calcium isotopes // Earth Planet. Sci. Lett. 2012. V. 396. P. 201-212.
- Kaiho K., Chen Z.-Q., Ohashi T. et al. A negative carbon isotope anomaly associated with the earliest Lopingian (Late Permian) mass extinction // Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 2005. V. 223. P. 172-180.
- Keatings K.W., Heaton T.H., Holmes J.A. Carbon and oxygen isotope fractionation in non-marine ostracods; Results from a 'natural culture' environment // Geochim. et Cosmochim. Acta. 2002. V. 66(10). P. 1701-1711.
- Kearsey T., Twitchet R. J., Newell A. J. The origin and significance of pedogenic dolomite from the Upper Permian of the South Urals of Russia // Geol. Mag. 2012. V. 149(2). P. 291-307.
- Khadkikar A. S., Merh S. S., Malic J. N., Chamial L. S. Calcrites in semi-arid alluvial systems: formative pathways and sinks // Sediment. Geol. 1998. V. 116. P. 251-216.
- Khokhlova O., Myakshina T. Dynamics of Carbonates in Soils under Different Land Use in Forest-Steppe Area of Russia Using Stable and Radiogenic Carbon Isotope Data // Geosciences. 2018. V. 8(4). 144. P. 1-21.
- Korte C., Kozur H. W. Carbon isotope trends in continental lake deposits of uppermost Permian to Lower Olenekian Germanic Lower Buntsandstein (Calvörde and Bernburg Formations) // Hallesches Jahrbuch für Geowissenschaften. 2005. B. 19. P. 87-94.
- Korte C., Kozur H. W. Carbon-isotope stratigraphy across the Permian-Triassic boundary: a review // J. Asian Earth Science. 2010. V. 39. P. 215-235.
- Korte C., Pande P., Kalia P. et al. Massive volcanism at the Permian-Triassic boundary and its impact on the isotopic composition of the ocean and atmosphere // J. Asian Earth Sci. 2010. V. 37. P. 293-311.
- Krull E. S., Retallack G. J.  $\delta^{13}\text{C}$  depth profiles from paleosols across the Permian-Triassic boundary: evidence for methane release // Geol. Soc. Am. Bull. 2000. V. 112. P. 1459-1472.
- Krull E. S., Retallack G. J., Campbell I. H., Lyon G. L.  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  chemostratigraphy of the Permian-Triassic boundary in the Maitai

- Group, New Zealand: evidence for high-latitude methane release // *New Zeal. J. Geol. Geop.* 2000. V. 43. P. 23-32.
- Kump L.R., Arthur M.A.* Interpreting carbon-isotope excursions: carbonates and organic matter // *Chem. Geol.* 1999. V. 161. P. 181-198.
- Lai X., Wang W., Wignall P.B. et al.* Palaeoenvironmental change during the end-Guadalupian (Permian) mass extinction in Sichuan, China // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 2008. V. 269. P. 78-93.
- Leier A., Quade J., DeCelles P., Kapp P.* Stable isotopic results from paleosol carbonate in South Asia: paleoenvironmental reconstructions and selective alteration // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2009. V. 179. P. 242-254.
- Leng M.J., Marshall J.D.* Palaeoclimate interpretation of stable isotope data from lake sediment archives // *Quat. Sci. Rev.* 2004. V. 23. P. 811-831.
- Levin N.E., Brown F.H., Behrensmeier A.K. et al.* Paleosol carbonates from the Omomo Group: Isotopic records of local and regional environmental change in East Africa // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 2011. V. 307. P. 75-89.
- Liu B., Phillips F.M., Campbell A.R.* Stable carbon and oxygen isotopes of pedogenic carbonates, Ajo Mountains, southern Arizona: implications for paleoenvironmental change // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 1996. V. 124. P. 233-246.
- Luo G.M., Wang Y.B., Yang H. et al.* Stepwise and large-magnitude negative shift in  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  preceded the main marine mass extinction of the Permian-Triassic crisis interval // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 2011. V. 299. P. 70-82.
- Margaritz M., Bär, R., Holser W.T.* The carbon isotope shift at the Permian/Triassic boundary in the southern Alps is gradual // *Nature.* 1988. V. 331. P. 337-339.
- Monger H.C., Adams H.P.* Micromorphology of calcite-silica deposits, Yucca Mountain, Nevada // *Soil Sci. Soc. Am. J.* 1996. V. 60. P. 519-530.
- Oberhänsli H., Hsü K.J., Piasecki S., Weissert H.* Permian-Triassic carbon-isotope anomaly in Greenland and the Southern Alps // *Historical Biology.* 1989. V. 2. P. 37-49.
- Payne J.L., Clapham M.E.* End-Permian Mass Extinction in the Oceans: An Ancient analog for the Twenty-First Century? // *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 2012. V. 40. P. 89-111.
- Peters N.A., Huntington K.W., Hoke G.D.* Hot or not? Impact of seasonally variable soil carbonate formation on paleotemperature and O-isotope records from clumped isotope thermometry // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2013. V. 361. P. 208-218.
- Quade J., Cerling T.E., Bowman J.R.* Systematics variations in the carbon and oxygen isotopic composition of pedogenic carbonate along elevation transects in the southern Great Basin, United States // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1989. V. 101. P. 464-475.
- Quade J., Cater J.M.L., Ojha T.P. et al.* Late Miocene environmental change in Nepal and the northern Indian subcontinent: stable isotopic evidence from paleosols // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1995. V. 107. P. 1381-1397.
- Quade J., Eiler J., Daëron M., Breecker D.* The clumped isotope geothermometer in soil and paleosol carbonate // *Goldschmidt 2012 Conference Abstracts // Mineralogical Magazine.* 2012. P. 2260-2261.
- Quade J., Eiler J., Daëron M., Achyuthan H.* The clumped isotope geothermometer in soil and paleosol carbonate // *Geochim. et Cosmochim. Acta.* 2013. V. 105. P. 92-107.
- Quade J., Garzione C., Eiler J.* Paleoelevation reconstruction using pedogenic carbonates // *Rev. Mineral. Geochem.* 2007. V. 66. P. 53-87.
- Raup D.* Size of the Permo-Triassic Bottleneck and Its Evolutionary Implications // *Science.* 1979. V. 206. P. 217-218.
- Rabenhorst M.C., Wilding L.P.* Pedogenesis on the Edwards Plateau, Texas: III. New model for the formation of petrocalcic horizons // *Soil Sci. Soc. Am. J.* 1986. V. 50. P. 693-699.
- Reichow M.K., Pringle M.S., Al'Mukhamedov A.I. et al.* The timing and extent of the eruption of the Siberian Traps large igneous province: implications for the end-Permian environmental crisis // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2009. V. 277. P. 9-20.
- Renne P.R., Black M.T., Zhang Z. et al.* Synchrony and causal relations between Permian-Triassic boundary crises and Siberian flood volcanism // *Science.* 1995. V. 269. P. 1413-1416.
- Retallack G.J.* Permian-Triassic life crisis on Land // *Science.* 1995. V. 267. P. 77-80.
- Retallack G.J.* Pedogenic carbonate proxies for amount and seasonality of precipitation in paleosoils // *Geology.* 2005. V. 33. P. 333-336.
- Retallack G.J.* Greenhouse crises of the past 300 million years // *Geol. Soc. Am. Bull.* 2009. V. 121(9/10). P. 1441-1455.
- Retallack G.J.* Permian and Triassic greenhouse crises // *Gondwana Res.* 2013. V. 24. P. 90-103.
- Royer D.L.* Depth to pedogenic carbonate horizon as a paleo-precipitation indicator? // *Geology.* 1999. V. 27. P. 1123-1127.
- Ringham M.C., Hoke G.D., Huntington K.W., Aranibar J.N.* Influence of vegetation type and site-to site variability on soil carbonate clumped isotope records, Andean piedmont of Central Argentina (32-34°S) // *Earth and Planet. Lett.* 2016. V. 440. P. 1-11.
- Salomons W., Mook W.G.* Isotope geochemistry of carbonate dissolution and reprecipitation in soils // *Soil Sci. Soc. Am. J.* 1976. V. 122. P. 15-24.
- Shen S.-Z., Crowley J.L., Wang Y. et al.* Calibrating the end-Permian mass extinction. // *Science.* 2011. V. 334. P. 1367-72.
- Shen S.-Z., Cao C.-Q., Zhang H. et al.* High resolution  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  chemostratigraphy from latest Guadalupian through earliest Triassic in South China and Iran // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2013. V. 375. P. 156-165.
- Schobben M., Joachimski M.M., Korn D. et al.* Palaeotethys seawater temperature rise and an intensified hydrological cycle

- following the end-Permian mass extinction // *Gondwana Res.* 2013. V. 26(2). P. 675-683.
- Spencer Ch., Kim S.-T.* Carbonate clumped isotope paleothermometry: a review of recent advances in  $\text{CO}_2$  gas evolution, purification, measurement and standardization techniques // *Geosci. J.* 2015. V. 19(2). № 2. P. 357-374.
- Stevenson B.A., Kelly E.F., McDonald E.V., Busacca A.J.* The stable carbon isotope composition of soil organic carbon and pedogenic carbonates along a bioclimatic gradient in the Palouse region, Washington State, USA // *Geoderma.* 2005. V. 124. P. 37-47.
- Suchý V.* The “white beds” — a fossil caliche of the barrandian area: Its origin and paleoenvironmental significance // *J. Cztch. Geol. Soc.* 2002. V. 47. P. 45-54.
- Sun Y., Joachimski M.M., Wignall P.B. et al.* Lethally hot temperatures during the Early Triassic greenhouse // *Science.* 2012. V. 338. P. 366-370.
- Svensen H., Planke S., Polozov A.G. et al.* Siberian gas venting and the end-Permian environmental crisis // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2009. V. 277. P. 490-500.
- Tabor N.J., Moñtacez I.P., Steiner M.B., Schwindt D.*  $\delta^{13}\text{C}$  values of carbonate nodules across the Permian-Triassic boundary in the Karoo Supergroup (South Africa) reflect a stinking sulfurous swamp, not atmospheric  $\text{CO}_2$  // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 2007. V. 252. P. 370-381.
- Takahashi S., Kaiho K., Oba M., Kakegawa T.* A smooth negative shift of organic carbon isotope ratios at an end-Permian mass extinction horizon in central pelagic Panthalassa. // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 2010. V. 292. P. 532-539.
- Twitchett R.J., Looy C.V., Morante R. et al.* Rapid and synchronous collapse of marine and terrestrial ecosystems during the end-Permian biotic crisis // *Geology.* 2001. V. 29(4). P. 351-354.
- Verrecchia E.P., Freydet P., Verrecchia K.E., Dumont J.-L.* Spherulites in calcrete laminal crusts: biogenic  $\text{CaCO}_3$  precipitation as a major contributor to crust formation // *J. Sediment. Res.* 1995. V. 55. P. 670-700.
- Wei H., Chen D., Yu H., Wang J.* End-Guadalupian mass extinction and negative carbon isotope excursion at Xiaojiaba, Guangyuan, Sichuan // *Earth Sci. China.* 2012. Ser. B. V.1. *Earth Sci.* V. 55(9). P. 1480-1488.
- Wignall P.B., Sun Y., Bond D.P. et al.* Volcanism, mass extinction, and carbon isotope fluctuations in the Middle Permian of China // *Science.* 2009. V. 324. P. 1179-1182.
- Yan D., Zhang L., Qiu Z.* Carbon and sulfur isotopic fluctuations associated with the end-Guadalupian mass extinction in South China // *Gondwana Res.* 2013. V. 24(3-4). P. 1276-1282.
- Zamanian K., Pustovoytov K., Kuziakov Y.* Pedogenic carbonates: Forms and formation process // *Earth-Sci. Rev.* 2016. V. 157. P. 1-17.

## ISOTOPE FEATURES ( $\delta^{13}\text{C}$ , $\delta^{18}\text{O}$ ) OF CONTINENTAL CARBONATES FROM PERMIAN AND TRIASSIC BOUNDARY DEPOSITS NORTHEAST OF RUSSIAN PLATE: PALEOCLIMATIC AND BIOTIC CAUSES, CHEMOSTRATIGRAPHY

V. N. Kuleshov<sup>1,\*</sup>, M. P. Arefiev<sup>1,2</sup>, B. G. Pokrovsky<sup>1</sup>

<sup>1</sup> *Geological Institute of Russian Academy of Sciences,  
Pyzhevsky per. 7, Moscow, 119017 Russia*

<sup>2</sup> *Kazan Federal University,  
Kremlevskaya str. 18, Kazan, 420008, Republic of Tatarstan, Russia*

\*E-mail: vnkuleshov@mail.ru

Received December 26, 2018

The carbon and oxygen isotopic composition were determined in pedogenic, sedimentary and organogenic carbonates of continental deposits of the Upper Permian (Vyatkian stage) and lower Triassic (Induan stage) of the northeastern part of the Moscow Syncline. It is assumed that variations in  $\delta^{18}\text{O}$  (18.0 ...29.1‰ SMOW) and  $\delta^{13}\text{C}$  (-8.8 ...0.7‰ PDB) values in them could be associated with both regional climate fluctuations and perturbation of the global carbon cycle at the Permian and Triassic boundary. The decrease in  $\delta^{18}\text{O}$  values in the pedogenic carbonates of the roof sequence of the Vyatkian stage, apparently, was due to the cooling in the northeast of the Pangea supercontinent. The negative excursion of  $\delta^{13}\text{C}$  values at this stratigraphic level is correlated with a similar excursion found in the Paleo- and Neotetis marine carbonates and corresponds to the Late Permian biotic event.

**Keywords:** *isotope composition, carbon, oxygen, continental carbonates, Triassic, Permian.*

**DOI:** 10.31857/S0024-497X20196568-591