

УДК 551.83

**ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ
ФОРМИРОВАНИЯ ОСАДОЧНОЙ ТОЛЩИ
В ПЕРМСКИЙ ПЕРИОД
НА ВОСТОКЕ РУССКОЙ ПЛИТЫ**

Н.Г. Нургалиева, Д.К. Нургалиев

Аннотация

В настоящей работе обсуждаются палеогеографические изменения и палеоклиматические факторы формирования осадочной толщи в пермский период на востоке Русской плиты на основе данных по изотопным отношениям стабильных изотопов углерода и кислорода, полученных по карбонатным отложениям. Чередование ледниковых и межледниковых эпох, влияние устойчивого регрессионного тренда в осадконакоплении, связанного с образованием суперконтинента Пангея, а также региональные особенности развития осадочных палеобассейнов обусловили характерные вариации $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ в карбонатных отложениях ряда ключевых пермских разрезов востока Русской плиты.

Ключевые слова: изотопы кислорода, изотопы углерода, палеоклимат, карбонатные отложения, пермский период.

Введение

На рубеже Палеозоя и Мезозоя произошли принципиальные изменения природной среды, которые привели к исчезновению около 96% видов морских беспозвоночных и около 70% наземных позвоночных [1]. Резкое изменение биосферы на этой границе было обусловлено многими геологическими перестройками: тектоникой литосферных плит, изменениями состава атмосферы, океана, изменениями факторов формирования климата. Исследование Пермского периода в одном из ключевых регионов востока Русской плиты – Волжско-Камском регионе, где располагаются многочисленные естественные обнажения и скважины, вскрывающие отложения, которые характеризуют самые разнообразные фациальные особенности пермских палеобассейнов, открывает широкие возможности для понимания процессов, происходивших в конце Палеозойской эры. В настоящей работе рассмотрены данные по соотношениям стабильных изотопов углерода и кислорода в карбонатных отложениях перми по ряду ключевых разрезов указанного региона как эффективные инструменты реконструкции палеогеографических, в том числе и палеоклиматических факторов формирования осадочной толщи на данной территории в пермский период.

Характеристика информативности отношений стабильных изотопов углерода и кислорода в карбонатных отложениях для реконструктивных целей

Значение величины $\delta^{13}\text{C}$ обусловлено изотопным фракционированием, зависящим от характера фотосинтеза, его условий (морских или неморских), парциального давления углекислого газа и от температуры. Изотопно-углеродные вариации, выявляемые по морским карбонатам и органическому веществу, являются отличным инструментом для выяснения глобальных изменений во взаимоотношениях систем атмосфера – океан – биосфера (например, [2]). Обычно измерения $\delta^{13}\text{C}$ проводятся параллельно с измерениями $\delta^{18}\text{O}$. Это вошло в практику примерно в 1970-е годы. $\delta^{13}\text{C}$ в морских карбонатах отражает сочетание влияний океанической продуктивности, циркуляции и относительного запаса углерода в органическом веществе и карбонатах.

Высокие значения $\delta^{13}\text{C}$ в карбонатах нижнего протерозоя, верхнего рифея, венда и перми согласуются с условиями крупнейших ледниковых эпох [3]. А вот для изотопно тяжелых карбонатов постсакмарской перми и мезозоя выявляются особенности, позволяющие предполагать их формирование в постоянно теплых условиях: первично низкое содержание тяжелого изотопа кислорода, повышенная магнезиальность кальцита, большое разнообразие остатков беспозвоночных [4].

Изотопное фракционирование кислорода существенно отличается от изотопного фракционирования углерода. Главная фаза кислородного фракционирования происходит в ходе кристаллизации карбонатов, а конечное значение $\delta^{18}\text{O}$ в кристаллах карбонатов сильно зависит как от температуры, так и изотопного состава водной среды, в которой происходит кристаллизация осадка. Зависимость фракционирования изотопов от температуры, при которой протекает реакция, была положена в основу палеотермометрического метода.

Изменения значений $\delta^{18}\text{O}$ в карбонатах отражают климатические вариации, связанные прежде всего с гляциальными факторами, приводящими к тому, что в эпохи похолодания легкий кислород накапливается во льдах, а океаническая вода обогащается тяжелым изотопом [5]. Уменьшение значений $\delta^{18}\text{O}_{\text{вода}}$ происходит при смене ледникового периода межледниковым из-за таяния льда и обогащения морской воды легким кислородом. Такой эффект может наблюдаться и при потеплении климата без явного гляциального влияния. Испарение морской воды удаляет более легкий изотоп ^{16}O , обогащая, таким образом, морскую воду более тяжелым изотопом ^{18}O . При сравнении отложений от мелководных бентосных до глубоководных пелагических, а также отложений низких широт до отложений высоких широт установлено более существенное влияние гляциального фактора, чем собственно климатического [5]. Негляциальные эффекты могут быть ярче выражены в солоноватых водах, которые образуются в прибрежной зоне при смешивании пресных континентальных и соленых морских вод. Здесь значение $\delta^{18}\text{O}$ изменится на несколько промилле в отрицательную сторону (обогащение воды легким кислородом). Воды окраинных морей, в которых идут более интенсивные процессы испарения, будут становиться на несколько промилле «тяжелее» из-за увеличивающегося содержания тяжелого кислорода в воде.

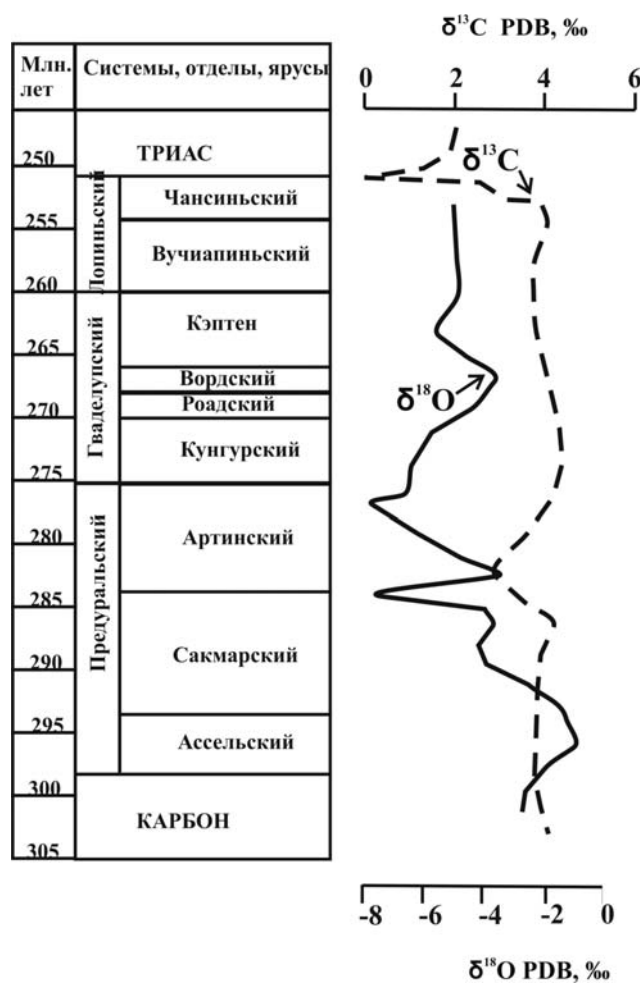


Рис. 1. Пермский период: глобальные кривые изменения $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ (по [6])

Известны глобальные кривые изменения $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$, построенные для Фанерозоя [6] (рис. 1).

Пермский период характеризуется на этих кривых положительными значениями $\delta^{13}\text{C}$ в основном около значения $+4\text{‰ PDB}$. Значительное уменьшение (до $\sim +3\text{‰ PDB}$) происходит на рубеже сакмарского и артинского веков (~ 285 млн. лет), менее значительное (до $\sim +3.5\text{‰}$) – в конце кэптена (~ 262 млн. лет) (в региональной шкале Поволжья и Прикамья эти отложения соотносят с вятским горизонтом татарских отложений). Очень резкое уменьшение $\delta^{13}\text{C}$ (до $\sim 0\text{‰}$) происходит в конце перми в течение ~ 2 млн. лет. Резкие негативные сдвиги в значениях $\delta^{13}\text{C}$ в конце сакмарского века и в конце перми в общем увязываются с резким падением уровня моря и, как следствие, с уменьшением «подвижного резервуара углерода» (термин из [7]).

По сравнению с углеродной кривой кислородная кривая $\delta^{18}\text{O}$ для пермского периода более дифференцированная (рис. 1). Уменьшение показателя $\delta^{18}\text{O}$ связывается на этой кривой с понятием «межледниковый период», а увеличение – с понятием «ледниковый период». Начало перми характеризует максимум

(~ 0‰). Далее в течение ассельского и сакмарского веков происходит уменьшение до -4‰, а в конце сакмарского века происходит резкий выброс до -6‰ (за период ~ 287–283 млн. лет). В течение артинского века (~ 283–277 млн. лет) происходит уменьшение $\delta^{18}\text{O}$ с -4‰ до -7‰. Затем снова начинается рост до ~ -3‰, соответствующий рубежу кунгурского и роадского времени. В течение роадского времени происходит снова уменьшение показателя до ~ -5‰. Затем кривая немного отклоняется в сторону увеличения и стабилизируется до конца перми между ~ -5...-4.5‰. Согласно описанной кривой океан был «холодным» (ледниковый период) в начале перми (в ассельском веке), мощное таяние льда произошло в конце сакмарского и в середине артинского веков. В поздней перми режим межледникового периода сохранялся, предвеля безледниковый период раннего триаса.

Объект и результаты исследования

Объектом исследования послужил массив данных по изотопным отношениям углерода и кислорода по карбонатным отложениям перми таких разрезов, как Печищи (верхнеказанские отложения), разрез скважины у д. Набережные Моркваши (ассельские и сакмарские отложения – нижнее «продолжение» разреза Печищи), разрез Танайка на р. Кама (нижнеказанские отложения), разрезы скважин Мелекесской впадины (Иглайкинская площадь, казанские отложения), разрезы скважин юго-востока Татарстана (Николашкинская площадь, нижнепермские отложения), разрез у с. Шереметьевка (верхнеказанские и татарские отложения), разрез у с. Монастырское (татарские отложения). Общий объем массива данных по изотопам углерода и кислорода составил 94 наблюдения [8]. Средние значения изотопных отношений по отдельным стратиграфическим подразделениям показаны в табл. 1.

Табл. 1

Средние значения изотопных отношений

Стратиграфия		Изотопные отношения, ‰		
Ярусы	Подъярусы, свиты, серии	$\delta^{13}\text{C}$, PDB	$\delta^{18}\text{O}$, PDB	
Татарский ярус	свита IV	-4.3	-6.4	
	свита III	-2.7	-5.2	
	свита II	-3.1	0.5	
Казанский ярус	Верхнеказанский подъярус (схема М.Э. Ноинского)	переходная	5.8	1.7
		подлужник	6.4	1.6
		опоки	3.5	2.5
		шиханы	5.0	1.6
		серый камень	4.9	1.9
		слоистый камень	3.1	1.1
		ядренный камень	5.6	1.0
	нижнеказанский подъярус	-0.8	-5.9	
сакмарский ярус		6.2	4.1	
ассельский ярус		6.5	4.4	
верхний карбон		6.0	3.8	

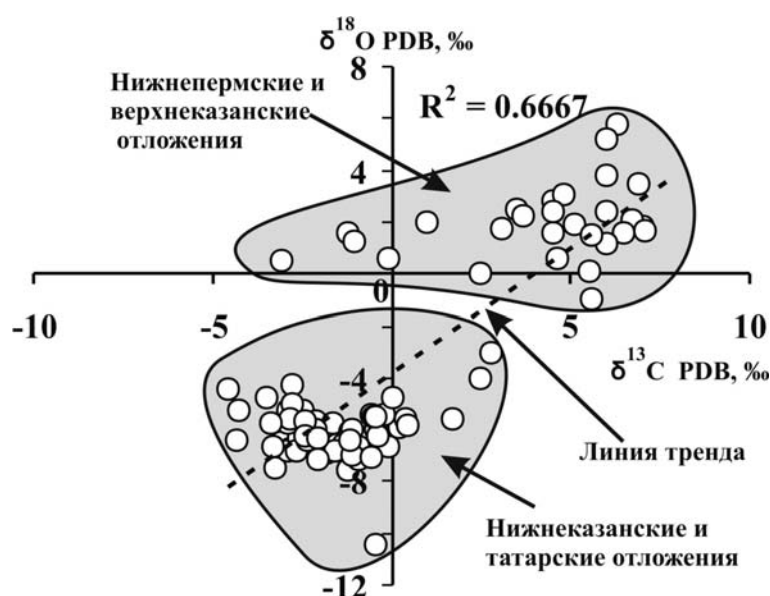


Рис. 2. Зависимость $\delta^{18}\text{O}$ от $\delta^{13}\text{C}$ в карбонатных отложениях перми в Волжско-Камском регионе

На рис. 2 показан тренд зависимости $\delta^{18}\text{O}$ от $\delta^{13}\text{C}$.

По данным этих наблюдений пермские карбонаты Волжско-Камского бассейна раннепермского возраста характеризуются повышенными по сравнению с глобальной кривой (рис. 1) значениями $\delta^{13}\text{C}$: $\sim 6\text{--}7\text{‰}$, которые указывают, вероятно, на высокую степень фоссилизации органического вещества в условиях мелководных карбонатных платформ. В лингуловых глинах эти значения падают до -2.5‰ (условия крайней мелководности), в «колючем известняке» углерод вновь «утяжеляется» (трансгрессия), затем «облегчается» (до $\sim -2\text{‰}$), а в верхнеказанских карбонатах отмечаются в целом повышенные значения $\delta^{13}\text{C}$ ($3\text{--}7\text{‰}$), характерные для бассейнов цехштейнового типа.

Сходные тенденции отмечаются для карбонатных разрезов средне-позднепермского возраста (по глобальной шкале) Ирана, Пакистана, Китая, Непала, Армении, Турции, Югославии, которые характеризуются высокими значениями $\delta^{13}\text{C}$ от 4 до 7‰ [9]. Примерно такой же диапазон значений отмечен для нижнепермских карбонатов северо-американских бассейнов [10] и цехштейна Западной Европы [11].

В татарских отложениях происходит уменьшение $\delta^{13}\text{C}$ до среднего значения -1.5‰ при колебаниях в интервале -4.34 до 3.1‰ .

Пермские карбонаты Волжско-Камского бассейна также характеризуются повышенными значениями $\delta^{18}\text{O}$ по сравнению с глобальной кривой (рис. 1): начало перми отмечается значениями $\delta^{18}\text{O} \sim 6.5\text{‰}$, в конце сакмарского времени $\delta^{18}\text{O}$ падает до -4.5‰ , в раннеказанское время $\delta^{18}\text{O}$ минимально ($\sim -6.5\text{‰}$), в позднеказанское время значения $\delta^{18}\text{O}$ увеличиваются и составляют $\sim -1\text{...}+3\text{‰}$, в татарский век значения $\delta^{18}\text{O}$ значительно падают и изменяются в диапазоне -6.4 до 1.7‰ (среднее -1.4‰).

Обсуждение

Осадконакопление в пермских палеобассейнах востока Русской плиты происходило в условиях резкой смены режимов седиментации. После накопления нижнепермских, в основном карбонатных и галогенных, отложений в поздней перми отмечается многократная смена аридных и гумидных климатических условий, морские обстановки сменяются переходными и континентальными, в которых накопление карбонатов происходит в условиях водоемов с той или иной степенью эвапоритизации.

Изменения характера осадконакопления пермских отложений Волжско-Камского региона, распределение полезных ископаемых, изменение палеогеографии и палеоклимата были обусловлены различными причинами.

Эволюция осадконакопления в исследуемый отрезок геологического времени происходила в условиях уникального климата пермского периода, обусловленного уникальным соотношением площади континентов и океанов, уникальной конфигурацией суперконтинента Пангея с внутренним океаном Тетис, широчайшим распространением красноцветов и уникальной биотой.

Главной климатической тенденцией в пермский период явилось потепление, которое изменило глобальный климат Земли – ледниковый климат позднего палеозоя сменился безледниковым климатом мезозоя [12]. Указанная тенденция проявлялась в виде трех последовательных потеплений, сменявших оледенения.

Первое потепление относят ко второй половине сакмарского века [13]. Полученные нами значения $\delta^{18}\text{O}$, PDB, для ранней перми (в начале $\sim 6.5\%$, в конце сакмарского времени $\delta^{18}\text{O}$ падает до -4.5%), с одной стороны, отражают глобальный гляциальный эффект («легкий» кислород – в ледниках, «тяжелый» кислород – в океанической воде), а с другой – местный региональный негляциальный эффект, относящийся к морским бассейнам внутреннего типа. Вероятно, процессы испарения в таком бассейне доминировали над процессами конденсации и приводили к увеличению содержания «тяжелого» кислорода в воде. Тренд $\delta^{18}\text{O}$ в сакмарское время, полученный для изученного разреза скважины около с. Набережные Моркваши [14], подтверждает уменьшение $\delta^{18}\text{O}$ на глобальной кривой, интерпретируемое как период потепления и таяния ледников.

Второе потепление и существенное сокращение гондванских ледников, видимо, произошло в начале поздней перми [15]. В Лавразийской части Пангеи мы вправе ожидать проявления этого потепления, например, в уменьшении значений $\delta^{18}\text{O}$ в соответствующих стратиграфических интервалах. Действительно, нам удалось зафиксировать минимальное значение $\delta^{18}\text{O}$, приходящееся на карбонаты нижнеказанских отложений: $\sim -6.5\%$, что подтверждает существенное проявление второго потепления в Волжско-Камском регионе. Такой же тренд и минимальное значение наблюдаются, например, и для доломитового цемента отложений верхней части горизонта Октон (сопоставимой с нижнеказанскими отложениями) в бассейне Лодеве во Франции [16].

Увеличение $\delta^{18}\text{O}$, PDB, наблюденное нами в верхнеказанских отложениях до $\sim -1...+3\%$, по-видимому, является в большей степени отражением усиления аридизации климата и усиления эвапоритовых процессов (рис. 3), нежели активизации гондванских ледников, произошедших в казанский век [17]. Такое же



Рис. 3. Эвапоритовая фация. Гипс-доломитовая пачка «шиханы» разреза Печищи

увеличение $\delta^{18}\text{O}$, PDB, до $\sim -0.5\dots+3.5\%$ обнаружено в горизонте Мерифонс (верхнеказанские отложения по нашей региональной шкале) в уже упоминавшемся бассейне Лодеве [16].

Падение значений $\delta^{18}\text{O}$, PDB, зафиксированное в нашем массиве данных в татарских отложениях (-6.4 до 1.7% , среднее -1.4%), указывает, вероятно, на начало третьего наиболее значительного потепления, произошедшего на рубеже перми и триаса. В высоких широтах северного полушария установился умеренно-теплый, возможно, даже «тропический», климат, а в высоких широтах южного полушария – умеренный климат [18]. Среднегодовые температуры увеличились на $5\text{--}15\text{ }^\circ\text{C}$ [5]. Потепления явились причиной аридизации Пангеи. Если в начале ранней перми аридные и семиаридные пояса занимали около 40% суши, то после позднекаммарского потепления – 55% , а после потепления на границе перми и триаса – 80% [12].

Другой причиной аридизации, вероятно, явилась регрессия внутренних морей Пангеи и связанное с этим исчезновение источников влаги во внутриконтинентальных областях этого суперконтинента. Регрессионные тенденции и связанное с ними снижение деятельности фитопланктона нашли свое отражение в колебаниях значений $\delta^{13}\text{C}$ в карбонатных породах изученных разрезов Волжско-Камского бассейна. Эта регрессионная тенденция отмечается наиболее выраженным падением значений $\delta^{13}\text{C}$ на границе ранне- и позднепермского времени (от $6\text{--}7\%$ в нижнепермских отложениях до -2.5% в нижнеказанских отложениях). В конце татарского века мы наблюдаем также уменьшение $\delta^{13}\text{C}$ (для сравнения: в позднеказанских карбонатах значения $\delta^{13}\text{C}$, PDB, составляют

3–7‰, а в татарских отложениях колеблются в интервале –4.34 до 3.1‰ при среднем значении –1.5‰). Аналогичный тренд $\delta^{13}\text{C}$, PDB, наблюдается также и в соответствующих отложениях в бассейне Лодеве от 1.5‰ в горизонте Октон до –1.5‰ в горизонте Мерифонс [16].

Каковы же причины климатических и связанных с ними других палеогеографических изменений в перми?

Пангея за пермский период лишь немного сместилась к северу [13]. Южный край Восточной Антарктиды, например, в течение ранней перми отодвинулся от южного полюса менее чем на 3°, а за весь пермский период – максимум на 10°. Северо-восточная Азия и Северная Америка за это время, наоборот, приблизились к северному полюсу. Их северные побережья переместились с 75° и 48° с. п.-ш. до 88° и 58° с. п.-ш. соответственно, сместившись приблизительно на 10–15°. Сравнительно медленное перемещение Пангеи к северу, по-видимому, вызывало постепенное региональное похолодание в высоких широтах северного полушария. Можно предположить, что дрейф континента оказывал медленное и эволюционное влияние на региональные климаты. Раскрытие в середине перми океана Неотетис и возникновение в нем нового южного антициклонического круговорота (гира) могло способствовать дополнительному переносу тепла из низких широт в высокие южные вдоль восточного побережья Пангеи. С этим гиром, очевидно, было связано постепенное более позднее региональное потепление [12].

Горные цепи также оказывали свое влияние на распределение атмосферных осадков. В поздней перми горы между Лавразией и Гондваной, а также между Сибирью и Балтикой влияли на перенос влаги.

Сдвиг континентальной массы на север на 10° широты в постсакмарское время обусловил коллизию Урала и микроплиты Казахстана, что привело к увеличению высоты Уральских гор (Уральские горы по данным оценкам были одними из самых высоких (высотой до 3 км [19]). Это повлекло за собой увеличение атмосферных осадков, соответственно, увеличение влажности воздуха, что обусловило накопление угленосных отложений в Печорском бассейне в поздней перми. В [13] предложены методические подходы к исследованию водоемов перми (в терминах солености, температуры и органической продуктивности), основанные на данных изучения осадочных образований – климатических индикаторов мелководно-морских и соседних с ними переходных обстановок. Эти подходы очень важны для реконструкции эпейрогенических бассейнов, установления биогеографических провинций и понимания эволюции фауны. Выделены два типа обстановок.

Один тип связан с образованием богатых органикой сланцев в зонах апвеллинга, другой тип распространен в районах позитивного баланса «атмосферные осадки – испарение» и обусловлен «эстуариевой циркуляцией». Например, пермские нефтеносные породы Южного Китая образовывались в бассейнах с солоноватой водой. Обильные дожди обуславливали смешение пресных и соленых вод, а также появление густых лесов [13]. По мнению ряда исследователей [13], Уральские горы в южной части при наличии пусть слабого, но позитивного баланса «атмосферные осадки – испарение», также обусловили фронт дождей и образование обильных пресных водотоков с юга на северо-запад и запад, а также

их смешение с водами морских каналов, определяя тем самым «дельтовый», или «эстуариевый», эффект. Есть основание полагать, что пермские «гудронные» песчаники Закамья в Татарстане, по-видимому, также могли формироваться в этих условиях. Полосообразное залегание песчаных тел в направлении с юго-востока на северо-запад позволяет предположить, что пресные воды приносились поверхностными водотоками, формировавшимися дождями в регионе Южного Урала. Эти водотоки могли впадать в реки и смешиваться с ними либо иметь самостоятельный путь. Пресная вода взаимодействовала с морскими водными клиньями, и формировался, например, эстуарий.

Корреляции ледниковых и тектонических событий свидетельствуют о том, что максимумы всех фанерозойских оледенений, в том числе и пермских, на несколько миллионов и десятки миллионов лет предшествовали максимумам орогенической активности [20]. С сакмарского века до конца перми оледенение, осциллируя, последовательно сокращалось, а интенсивность орогенических фаз в это время столь же последовательно увеличивалась от астурийской до максимальной пфальцской фазы, завершившей в верхней перми герцинский тектонический цикл. Эта фаза отличалась не только наибольшими деформациями, но также максимальными для фанерозоя масштабами гранитообразования и регионального метаморфизма [21]. Поэтому горообразование не считается главной причиной пермских оледенений [12].

Усиление эндогенной дегазации (при образовании Эймешанских базальтов и Сибирских траппов) и поступление в атмосферу большого количества парниковых газов провоцировало масштабное потепление на рубеже перми и триаса.

Новая модель массового вымирания в конце пермского периода 251 млн. лет назад показывает, каким образом значительное потепление климата может вызывать гибель организмов в океане и на суше [22]. Все начинается с бурной вулканической деятельности, при которой в атмосферу выбрасывается огромное количество двуокси углерода, метана и других газов, провоцирующее глобальное потепление. В океане усиливается деятельность анаэробных бактерий и нарушается положение хемоклина, что ведет к сокращению численности аэробных организмов. В атмосфере уменьшается содержание кислорода. А агрессивные газы, например сероводород, достигают тропосферы и разрушают озоновый слой планеты. После чего, не встречая преграды, ультрафиолетовая радиация солнца уничтожает оставшиеся формы жизни. По оценкам [22], количество сероводорода, поступавшее в атмосферу из океанов в конце пермского периода, более чем в 2 тыс. раз превышает объем сегодняшних вулканических выбросов.

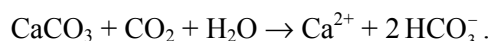
Данные углеродно-изотопного анализа подтверждают, что в конце пермского периода (а также в конце триаса, в начале юры, в середине мела и в конце палеоцена, то есть перед началом массовых вымираний) происходило стремительное повышение концентрации углекислого газа в земной атмосфере [23].

Понижение содержаний в земной атмосфере во время оледенений и повышение содержаний во время потеплений характерно не только для углекислого газа, но и для углеводородных газов, например метана. Известно, что бруски льда хранят информацию о составе атмосферы и изменчивости климата, а крошечные пузырьки воздуха, заключенные в них, показывают сравнительные концентрации атмосферных газов в прошлом. В ледниковые периоды концентрация

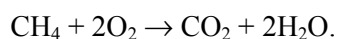
углекислого газа низка, во времена потеплений она возрастает. В целом такая тенденция характерна и для метана.

Возрастание концентраций углеводородных газов в эпохи потеплений можно объяснить, например, разрушением газогидратов, образующихся при высоком давлении на дне океанов. При этом, вероятно, могло произойти массовое растворение карбонатов.

Действительно, уравнение карбонатного равновесия записывается следующим образом:



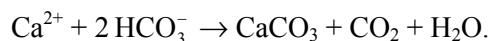
Из этого уравнения видно, что при высоком содержании углекислого газа и относительно низких концентрациях ионов Ca^{2+} и HCO_3^- происходит растворение кальцита. Высокое содержание углекислого газа могло образовываться в результате разрушения газогидратов, например окисления метана в результате деятельности аэробных бактерий:



Одновременно в раствор поступали и компоненты деятельности сульфат-редуцирующих анаэробных бактерий:



На следующей стадии карбонатное равновесие вновь смещалось в сторону осаждения карбонатов:



Выброс метана мог происходить также и из-за деятельности растений. Ранее считалось, что больше всего метана выделяется при гниении неископаемых органических материалов под воздействием анаэробных микробов на болотах. Однако сегодня установлено, что и живые растения выделяют значительное его количество. Пока механизм этого явления неизвестен. Предполагается, что здесь может быть задействован пектин [24]. Растительность Земли очень чувствительна к изменениям окружающей среды, и общее ее количество на планете зависело от климатических условий в ледниковые периоды. Примерно 21 тыс. лет назад рост растений в лесах Амазонки был в два раза менее интенсивным, чем в наши дни, и, таким образом, тропические леса могли выделять значительно меньше метана [24]. С тех пор глобальная температура на поверхности Земли и концентрация углекислого газа возросли, что привело к усилению роста зеленой массы, которая стала выделять все больше метана. Аналогичные изменения климата, возможно, происходили и на рубеже перми и триаса, когда чрезвычайно высокие концентрации углекислого газа в атмосфере и повышение температуры могли приводить к значительному увеличению растительной биомассы, выбросу метана и дополнительному потеплению. Выбросы метана могли быть в 10 раз выше, чем сегодня.

Можно полагать, что одна из фаз выделения метана, вероятно, могла произойти в конце казанского века, где мы наблюдаем снижение фиксирующейся в карбонатах степени изъятия изотопно легкого углерода примерно на 10‰ при переходе от верхнеказанских отложений к татарским (примерно в мощностном

интервале 20–30 м) в изученных нами разрезах. Смещение карбонатного равновесия в сторону осаждения карбонатов могло происходить уже на рубеже перми и триаса. Такой возможный сценарий гидрохимических процессов на рубеже перми и триаса подтверждается нахождением слоя так называемого хемогенного сингенетического кальцита на границе пермских и триасовых отложений, найденного в разрезах Ирана, Армении, Турции, Китая и Японии [25].

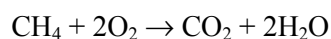
Используя уравнение [26] можно посчитать, какое количество метана обеспечило бы уменьшение $\delta^{13}\text{C}$ на 5–7‰ PDB:

$$(M_{\text{ТХ}} + M_{\text{R}})(\delta^{13}\text{C}_{\text{ТХ}}) = (M_{\text{R}})(\delta^{13}\text{C}_{\text{R}}) + (M_{\text{ТХ}})(\delta^{13}\text{C}_{\text{ТХ}}),$$

где $M_{\text{ТХ}}$ и $\delta^{13}\text{C}_{\text{ТХ}}$ – соответственно масса и изотопное отношение всего обмениваемого углерода из экзогенных источников (органических и неорганических); M_{R} и $\delta^{13}\text{C}_{\text{R}}$ – соответственно масса и значение $\delta^{13}\text{C}$, приходящих из газогидратов и растений; $\delta^{13}\text{C}_{\text{ТХ}}$ – изотопное отношение углерода после окончания обмена [26].

Сдвиг в $\delta^{13}\text{C}$ на 5–7‰ PDB в отрицательную сторону потребовал бы от 3.2 до $4.7 \cdot 10^{18}$ г углерода из газогидратов в океан пермо-триасового рубежа, что примерно в 4 раза больше, чем объем метана, который был выброшен в океан на рубеже палеоцена-эоцена ($1.1 \cdot 10^{18}$ г, [26]).

Из реакции:



видно, что окисление одного моля метана требует два моля кислорода и приводит к образованию одного моля углекислого газа и двух молей воды. Эта реакция имеет два важных следствия. Во-первых, использование кислорода в реакции окисления метана приводит к понижению содержания растворенного кислорода в воде (развитие аноксии). Во-вторых, высвобождение углекислого газа приводит к повышению его парциального давления и процессам растворения карбонатов [25].

Заключение

Эволюция осадконакопления в пермский период происходила в условиях чередования ледниковых и межледниковых эпох. Комплексирование данных по $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ позволяет подтвердить известные регрессионные модели в существовании палеобассейнов в течение пермского периода. Основными факторами палеогеографических и палеоклиматических изменений в изучаемое время могли являться образование суперконтинента Пангеи, ее дрейф на север примерно на 10° ш., орогенез в завершающей фазе герцинского тектоногенеза, раскрытие океана Неотетис в середине перми и гидротермальная океаническая циркуляция, образование Эймешанских базальтов, а также увеличение парниковых газов (углекислого газа, сероводорода, метана) в атмосфере в эпохи потеплений.

Summary

N.G. Nurgaliev, D.K. Nurgaliev. Paleo-climatic Factors of Permian Stratigraphic Record in the East of the Russian Plate.

The present paper regards paleogeographic changes and paleo-climatic factors of Permian stratigraphic record in the east of the Russian plate on the basis of data on isotopic relations of the stable isotopes of carbon and oxygen, obtained on the carbonate deposits. The alternation

of glacial and interglacial epochs, the influence of the steady regression trend connected with Pangea supercontinent shaping on the Permian sedimentary history, along with regional specifics of Permian sedimentary paleobasins caused characteristic variations in $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ in the carbonate deposits in a lot of key Permian sections.

Key words: isotopes of oxygen, isotopes of carbon, ancient climate, Permian carbonate rocks.

Литература

1. *Sole R.V., Newman M.* Extinctions and Biodiversity in the Fossil Record // Encyclopedia of Global Environmental Change. V. 2: The earth system: biological and ecological dimensions of global environment change / Eds. H. Mooney, J. Canadell. – Chichester: John Wiley and Sons Ltd, 2002. – P. 297–391.
2. *Kump L.R.* Interpreting carbon-isotope excursions: Strangelove oceans // *Geol.* – 1991. – V. 19, No 4. – P. 299–302.
3. *Rao C.P.* Paleoclimate of some Permo-Triassic carbonates of Malaysia // *Sediment. Geol.* – 1988. – V. 60. – P. 163–171.
4. *Захаров Ю.Д., Борискина Н.Г., Попов А.М.* Реконструкция условий морской среды позднего палеозоя и мезозоя по изотопным данным (на примере севера Евразии). – Владивосток: Дальнаука, 2001. – 112 с.
5. *Holser W.T., Magaritz M., Ripperdan R.L.* Global Isotope Events // Global Events and Event Stratigraphy in the Phanerozoic: results of international interdisciplinary cooperation in the IGCP Project 216 “Global Biological Events in Earth History” / Ed. O.H. Walliser. – Springer, 1995. – P. 63–88.
6. *Veizer J., Ala D., Azmy K., et al.* $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ evolution of Phanerozoic seawater // *Chem. Geol.* – 1999. – No 161 – P. 59–88.
7. *Гаррелс Р., Маккензи Ф.* Эволюция осадочных пород. – М.: Мир, 1974. – 270 с.
8. *Нурғалиева Н.Г.* Литологические аспекты исследования структуры стратиграфической записи перми востока Русской плиты: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. – Казань, 2008. – 58 с.
9. *Baud A., Magaritz M., Holser W.T.* Permian-Triassic of the Tethys: Carbon isotope studies // *Geol. Rundsch.* – 1989. – V. 78, No 2. – P. 649–677.
10. *Given R.K., Lohmann K.C.* Isotopic evidence for the early meteoric diagenesis of the reef facies, Permian Reef Complex of West Texas and New Mexico // *J. Sediment. Petrol.* – 1986. – V. 56. – P. 183–193.
11. *Botz R., Müller G.* Geochemical investigations of Upper Permian carbonates (Zechstein) and associated organic matter in the NW-German Basin // *Chemie d. Erde.* – 1987. – V. 46. – P. 131–143.
12. *Климат в эпохи крупных биосферных перестроек / Гл. ред. М.А. Семихатов, Н.М. Чумаков; Тр. ГИН РАН. Вып. 550. – М.: Наука, 2004. – 299 с.*
13. *Ziegler A.M., Hulver M.L., Rowley D.B.* Permian world topography and climate // Late Glacial and Postglacial environmental changes / Ed. I.P. Martini. – New York; Oxford: Oxford Univ. press, 1997. – P. 111–146.
14. *Нурғалиева Н.Г.* Изотопные соотношения кислорода и углерода в пермских разрезах востока Русской плиты // *Учен. зап. Казан. ун-та. Сер. Естеств. науки.* – 2005. – Т. 147, кн. 3. – С. 37–48.
15. *Eyles N., Eyles C.H., Gostin V.A.* Iceberg rafting and scouring in the Permian Shoalhaven Group of New South Wales, Australia: Evidence of Heinrich-like events? // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* – 1997. – V. 136. – P. 1–17.

16. *Schneider J.W., Körner F., Roscher M., Kroner U.* Permian climate development in the northern peri-Tethys area – The Lodève basin, French Massif Central, compared in a European and global context // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* – 2006. – V. 240. – P.161–183.
17. *Crowell J.C.* Pre-Mesozoic ice ages: Their bearing on understanding the climate system // *Geol. Soc. Amer. Mem.* – 1999. – No 192. – P. 1–106.
18. *Fluteau F., Besse J., Broutin J., Ramstein G.* The Late Permian climate. What can be inferred from climate modelling concerning Pangea scenarios and Hercynian range altitude? // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* – 2001. – V. 167. – P. 39–71.
19. *Torçq F.* Evolution et destruction de la Pangea du Carbonifère au Jurassique. De l'origine des pôles magnétiques et l'étude de la dipolarité du champ: PhD thesis. – Paris: Université Paris VII – Denis Diderot, 1997. – P. 232.
20. *Чумаков Н.М.* Периодичность главных ледниковых событий и их корреляция с эндогенной активностью Земли // *Докл. РАН.* – 2001. – Т. 378, № 5. – С. 656–659.
21. *Хаин В.Е., Сеславинский К.Б.* Глобальные ритмы в фанерозойской эндогенной активности Земли // *Стратиграфия. Геол. Корреляция.* – 1994. – Т. 2, № 6. – С. 40–63.
22. *Kump L.R., Pavlov A., Arthur M.A.* Massive release of hydrogen sulfide to the surface ocean and atmosphere during intervals of oceanic anoxia // *Geol.* – 2005. – V. 33, No 5. – P. 397–400.
23. *Уорд П.* Океан-убийца // *В мире науки.* – 2006. – № 12. – С. 37–43.
24. *Keppler F., Hamilton J.T.G., Brass M., Rockmann T.* Methane Emissions from Terrestrial Plants under Aerobic Conditions // *Nature.* – 2006. – V. 439, No 12. – P. 187–191.
25. *Heydari E., Hassanzadeh J.* Deev Jahi Model of the Permian – Triassic boundary mass extinction: a case for gas hydrates as the main cause of biological crisis on Earth // *Sediment. Geol.* – 2003. – V. 163. – P. 147–163.
26. *Dickens G.R., O'Neil J.R., Rea D.K., Owen R.M.* Dissociation of oceanic methane hydrate as a cause of the carbon isotope excursion at the end of Paleocene // *Paleoceanogr.* – 1995. – V. 10. – P. 965–971.

Поступила в редакцию
27.04.09

Нургалиева Нурия Гавазовна – доктор геолого-минералогических наук, доцент кафедры геологии нефти и газа Казанского государственного университета.
E-mail: nouria.nourgaliyeva@ksu.ru

Нургалиев Данис Карлович – доктор геолого-минералогических наук, профессор, заведующий кафедрой геофизики Казанского государственного университета.
E-mail: danis.nurgaliyev@ksu.ru