

- тия в современном мире. (Матер. конф., посвящ. 10-летию каф. страноведения и международного туризма СПбГУ). СПб.: ВВМ, 2010. С. 463—468.
- [19] Неотрадиционализм на Российском Севере (этническое возрождение малочисленных народов Севера и государственная региональная политика) / Под ред. А. И. Пика, Б. Б. Прохорова. М., 1994. 225 с.
- [20] Хикл У. Проблемы общественной собственности. Модель Аляски — возможности для России. М.: Прогресс, 2004. 355 с.

Санкт-Петербург
greg.isachenko@gmail.com
Санкт-Петербургский
государственный университет

Поступило в редакцию
27 июня 2012 г.

Изв. РГО. 2012. Т. 144. Вып. 5

© Л. Н. КАРЛИН, В. Н. МАЛИНИН, А. А. ОБРАЗЦОВА

ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ПОТОКА CO₂ В СИСТЕМЕ ОКЕАН—АТМОСФЕРА

Введение. Мировой океан (МО) является самым крупным резервуаром углерода на планете, его запасы более чем в 50 раз превосходят запасы углерода в атмосфере и в 15 раз — запасы углерода в экосистемах суши. В среднем МО поглощает 92 млрд т С/год, а выделяет в атмосферу 90 млрд т С/год [9], т. е. он является активным поглотителем углекислого газа, тем самым ослабляя антропогенный парниковый эффект, обусловленный выбросами от сжигания ископаемого топлива и производства цемента, которые составляют примерно 5.5 млрд т С/год.

В последние годы появились новые оценки результирующего потока CO₂ в системе океан—атмосфера. В обзорной работе [13] приводятся климатологические оценки годового потока CO₂, полученные как в результате прямых измерений, так и на основе математического моделирования углеродного цикла. Разброс оценок CO₂ находится в пределах от 1.8 [11] до 2.4 млрд т С/год [8] при среднем значении 2.1 млрд т С/год. Достаточно надежно известны также особенности географического распределения потока углекислого газа для средне-многолетних годовых условий [16, 17]. Однако пространственно-временная изменчивость потока CO₂ мало исследована, так как до последнего времени отсутствовали систематические данные за длительный период времени со всей акватории МО, хотя начиная с 1960-х г. количество измерений CO₂ (pCO₂) в поверхностном слое океана увеличивалось экспоненциальными темпами. В настоящее время свыше миллиона наблюдений передаются в центры обработки данных каждый год. Обобщенная Taro Takahashi и его рабочей группой в 1997 г. база данных [10], которая насчитывала тогда около 200 тыс. измерений pCO₂, к 2002 г. расширилась до 940 тыс. измерений, а в 2010 г. снова была обновлена и на сегодняшний день включает порядка 3 млн измерений, собранных в период с 1970 по 2008 г.

Это позволило группе исследователей [12], проделав поистине гигантскую работу, осуществить расчет потоков углекислого газа в узлах географической

сетки с пространственным разрешением 4° широты $\times 5^\circ$ долготы с 1982 г. по настоящее время. Межгодовая изменчивость потоков CO_2 оценивалась на основе диагностической модели с использованием эмпирических внутригодовых соотношений между парциальным давлением CO_2 в поверхностном слое воды ($p\text{CO}_{2\text{SW}}$) и температурой поверхности океана (ТПО). Несмотря на приближенный характер модели, она отражает порядка 70 % изменчивости потоков CO_2 в системе океан—атмосфера и довольно хорошо описывает физические закономерности поглощения (выделения) углекислого газа в системе океан—атмосфера, хотя несколько занижает величину результирующего потока. В среднем за период 1982—2007 гг. он оказался равным 1.5 млрд т С/год [12]. В настоящей работе по данным глобального архива [7] рассматриваются пространственно-временные особенности среднемесячного результирующего потока CO_2 между океаном и атмосферой для 4-градусных широтных зон Мирового океана за период 1982—2010 гг.

Исходные данные. Интенсивность газообмена определяется динамическими и диффузионными характеристиками турбулизованных слоев воздуха и воды, примыкающих к границе раздела. В связи с этим физический поток газа через поверхность океана может быть представлен следующим образом [3, 17]:

$$F = \rho C_p U_{10} \Delta p \text{CO}_2 = K_a \Delta p \text{CO}_2, \quad (1)$$

где ρ — плотность газа, U_{10} — скорость ветра в приводном слое на высоте 10 м, C_p — коэффициент газообмена, K_a — коэффициент газового переноса между океаном и атмосферой. В результате измерений в лабораторных условиях было установлено, что скорость газообмена мала и почти постоянна при скорости ветра, не превышающей 5 м/с, а затем резко возрастает приблизительно пропорционально квадрату скорости воздушного потока.

Вариации $p\text{CO}_{2\text{SW}}$ обусловлены изменениями ТПО (SST), солёности (SSS), содержания растворенного неорганического углерода (DIC) и общей щёлочности (TA). Эти изменения могут быть выражены следующим выражением:

$$\begin{aligned} \Delta p\text{CO}_{2\text{SW}} = & \frac{\partial p\text{CO}_{2\text{SW}}}{\partial SST} \times \Delta SST + \frac{\partial p\text{CO}_{2\text{SW}}}{\partial SSS} \times \Delta SSS + \\ & + \frac{\partial p\text{CO}_{2\text{SW}}}{\partial DIC} \times \Delta DIC + \frac{\partial p\text{CO}_{2\text{SW}}}{\partial TA} \times \Delta TA, \end{aligned} \quad (2)$$

где $\Delta p\text{CO}_{2\text{SW}}$ — изменение $p\text{CO}_{2\text{SW}}$ во времени; $\partial p\text{CO}_{2\text{SW}}/\partial XXX$ — частные производные по величине XXX , причем XXX — соответственно ТПО (SST), солёность (SSS), содержание растворенного неорганического углерода (DIC) и общая щёлочность (TA).

Из указанных параметров ТПО является наиболее важным фактором, влияющим на изменение $p\text{CO}_{2\text{SW}}$. При изохимических условиях ($\partial \ln p\text{CO}_{2\text{SW}}/\partial SST$) повышение ТПО увеличивает парциальное давление CO_2 приблизительно на 4.23 % с каждым градусом Цельсия [15]. Изменения содержания DIC и общей щёлочности TA в поверхностном слое океана обусловлены в основном апвеллингом глубинных вод (физический эффект) и фотосинтезом (биологический эффект). Эти изменения часто сопровождаются изменениями ТПО. Солёность определяет лишь небольшую часть общей изменчивости $p\text{CO}_{2\text{SW}}$ [14].

Ежемесячные потоки CO_2 в системе океан—атмосфера (F_{ym}) для каждой ячейки размером 4° широты $\times 5^\circ$ долготы за каждый год были рассчитаны на основе глобальной климатологии $\Delta p\text{CO}_2$, полученной Takahashi и др. [17], среднемесячной скорости ветра и аномалий ТПО по сравнению с данными о ТПО для эталонного 2000 года:

$$F_{ym} = k_{ym} K_{0,ym} \times \left\{ \left[p\text{CO}_{2SW\ 2000m} + \left(\frac{\partial p\text{CO}_{2SW}}{\partial SST} \right)_{2000m} \times \Delta SST_{ym-2000m} \right] - p\text{CO}_{2AIR\ 2000m} \right\}, \quad (3)$$

где индекс ym — соответственно год и месяц в течение исследуемого периода (1982—2010 гг.), а индекс $2000m$ соответствует месяцу в 2000 г. Растворимость CO_2 (K_0 , моль/кг · атм) оценивалась на основе месячной ТПО и климатологических оценок солености (SSS) с использованием уравнений растворимости Weiss [19]:

$$K_0 = \exp \{ -60.2409 + 9345.17 / (SST + 273.15) + 23.3585 \times \\ \times \ln[(SST + 273.15) / 100] + SSS \times [0.023517 - 0.00023656 \times \\ \times (SST + 273.15) + 0.00000047036 \times (SST + 273.15)^2] \}. \quad (4)$$

Среднемесячная скорость газового переноса (gas transfer velocity), k_{ym} , определялась по второму моменту среднемесячной скорости ветра:

$$k_{ym} = 0.217 \times \langle U_{10ym}^2 \rangle (Sc_{ym} / 660)^{-0.5}, \quad (5)$$

где $\langle U_{10ym}^2 \rangle$ — второй момент, характеризующий дисперсию скорости ветра в каждой ячейке, а Sc — число Шмидта, рассчитанное, согласно [18], с использованием месячной ТПО для каждой ячейки. Коэффициент пропорциональности 0.217 для $\langle U_{10ym}^2 \rangle$ получен из коэффициента 0.26 для месячной скорости ветра, нормированной для высоты 10 м над поверхностью океана (U_{10}), и глобального среднего отношения $\langle U_{10}^2 \rangle / \langle U_{10ym}^2 \rangle$, равного 1.2 для свободных ото льда океанов ($0.26/1.2 = 0.217$), которые использовали в работе [17].

База данных распределения потоков CO_2 находится в свободном доступе на сайте [7] и содержит оценки потока CO_2 между океаном и атмосферой (моль/м²год), их аномалии, оценки разности парциальных давлений CO_2 в поверхностном слое воды и в атмосфере (мкатм) и их аномалии.

Сезонные изменения потока CO_2 . Среднемесячные значения потока CO_2 , заимствованные из архива [7] за период 1982—2010 гг. в узлах сетки 4° широты $\times 5^\circ$ долготы, усреднялись по 4-градусным широтным зонам Мирового океана. Их временной ход, представленный на рис. 1, дает наглядное представление о потоке CO_2 , который формируется сезонным ходом ТПО и скорости ветра, а также особенностями биологического потребления CO_2 и перемешивания водных масс [16]. Нетрудно видеть, что поток CO_2 в атмосферу круглый год направлен в приэкваториальных широтах (20° ю. ш.— 15° с. ш.) с максимумом вблизи 8° ю. ш. Естественно, что в средних и высоких широтах поток CO_2 также круглогодично направлен в океан. В Южном полушарии МО его максимум отмечается в зоне 38 — 42° ю. ш., а в северной части МО он достигает абсолют-

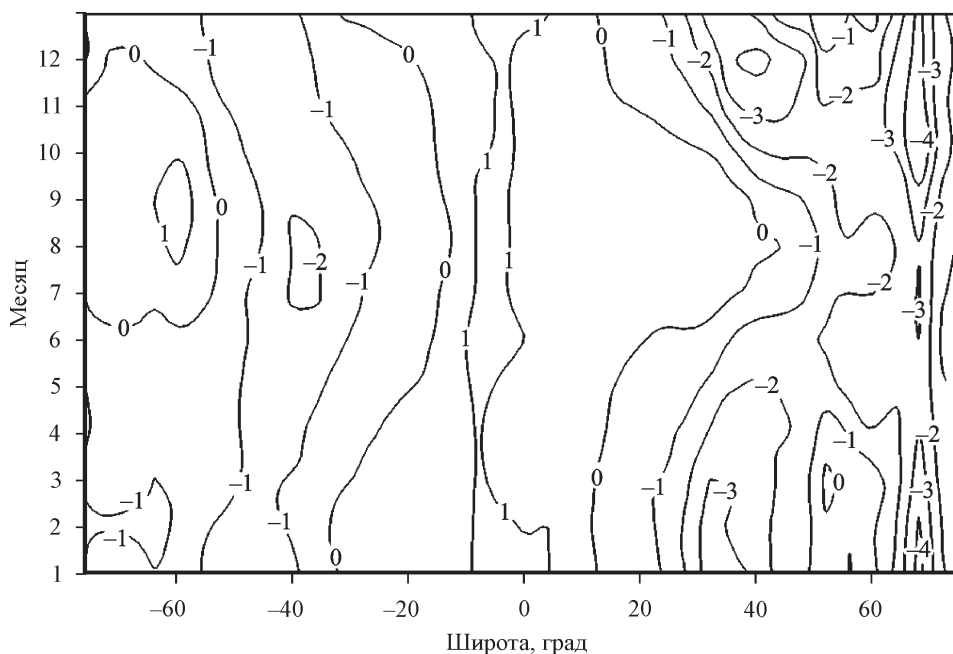


Рис. 1. Распределение среднемесячных среднеширотных данных результирующего потока CO_2 в системе океан—атмосфера за период 1982—2010 гг. в моль/м^2 год.

Положительные значения — поток CO_2 направлен вверх, отрицательные — вниз.

ного максимума на широте 68° , т. е. вблизи границы Северной полярной области. В октябре на этой широте поток достигает 5 моль/м^2 год.

Расположенные в средних широтах Северного полушария районы океана в летний сезон имеют практически нулевой или небольшой положительный поток, тогда как в зимний сезон становятся интенсивной областью стока CO_2 . Это связано с тем, что зимой воды, переносимые к полюсам восточными поверхностными течениями, охлаждаются, а весной и летом биологическое потребление CO_2 в некоторой степени компенсируется увеличением $p\text{CO}_2$ из-за повышения температуры воды.

Субтропические области, напротив являясь областью слабого стока в зимний сезон, летом превращаются в слабый источник CO_2 , что соответствует сезонному ходу ТПО [17]. Хорошо выражен сезонный ход потока CO_2 в южной полярной области. Если в летний период (январь—март) он направлен преимущественно из атмосферы в океан, то зимой его направление уже обратное. Это связано с интенсивным процессом фотосинтеза в поверхностном слое океана в летний период и не менее интенсивным зимним перемешиванием вод.

На рис. 2, а представлено среднеширотное распределение амплитуд годового и полугодового цикла. Наиболее отчетливо он проявляется в Северном полушарии. Максимальная оценка первой гармоники, равная 2.1 моль/м^2 год, отмечается в широтной зоне $30\text{—}34^\circ$ с. ш. и обусловлена преимущественно сезонным ходом ТПО. Почти в 2 раза меньше по величине годовая гармоника (1.1 моль/м^2 год), которая отмечается в широтной зоне $58\text{—}62^\circ$ с. ш. Практически полностью отсутствует годовой ход CO_2 в приэкваториальных широтах (14° ю. ш.— 10° с. ш.), а также в зоне $46\text{—}42^\circ$ ю. ш.

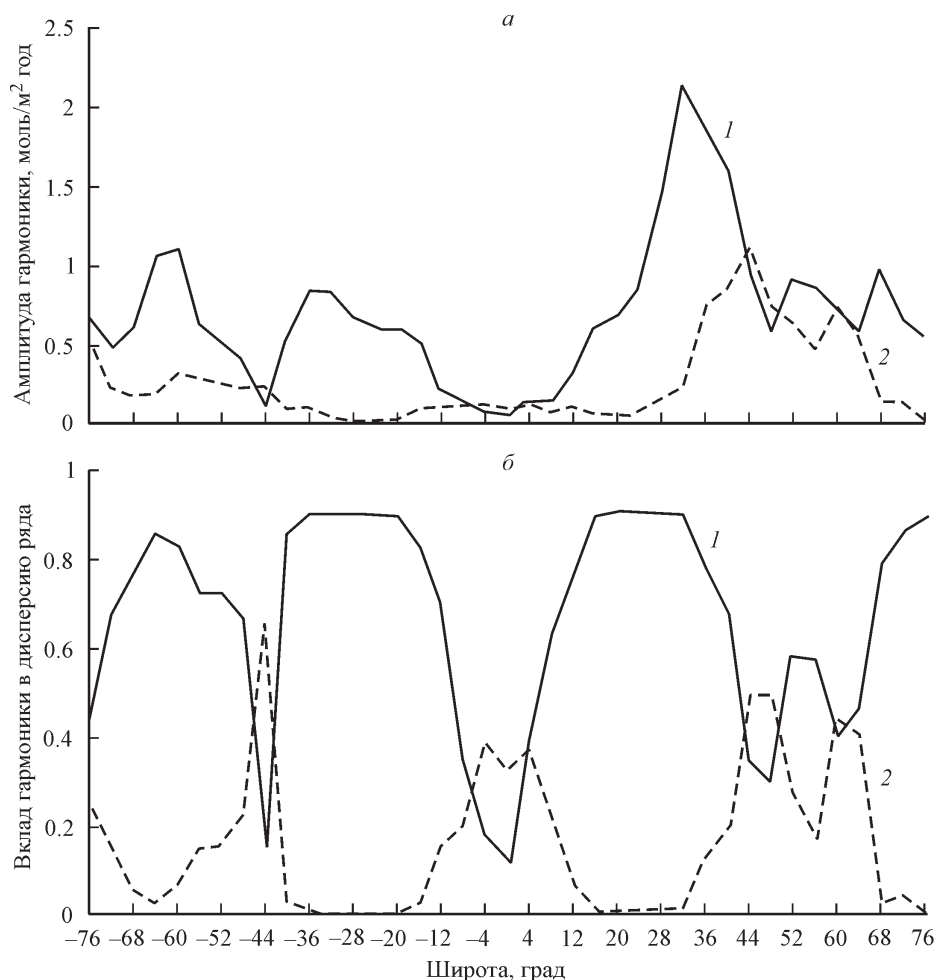


Рис. 2. Распределение по 4-градусным широтным зонам амплитуд годовой и полугодовой гармоник (а) и их вклада в дисперсию (б) исходных временных рядов потока CO_2 .

1 — годовая гармоника, 2 — полугодовая гармоника.

Полугодовая гармоника в большинстве широтных зон значительно уступает годовому циклу. И только в экваториальных районах, в зонах 46—42° ю. ш. и 42—50° с. ш. амплитуда 2-й гармоники превышает амплитуду 1-й гармоники. Максимум 2-й гармоники отмечается в зоне 42—46° с. ш., где она равна 1.1 моль/м² год.

Вклады 1-й и 2-й гармоник в дисперсию исходных временных рядов CO_2 диаметрально противоположны (рис. 2, б). В большинстве широтных зон вклад годовой гармоники значительно превышает вклад полугодовой, причем в субтропических широтах обоих полушарий он достигает 90 %. Максимальное превышение 2-й гармоники над 1-й отмечается в зоне 42—46° ю. ш., где ее вклад в исходную дисперсию составляет более 60 %, что более чем в 3 раза выше вклада 1-й гармоники.

При глобальном осреднении за период 1982—2010 гг. максимальный поток CO_2 в системе океан—атмосфера отмечается в декабре (–2.56 млрд т С/год), а

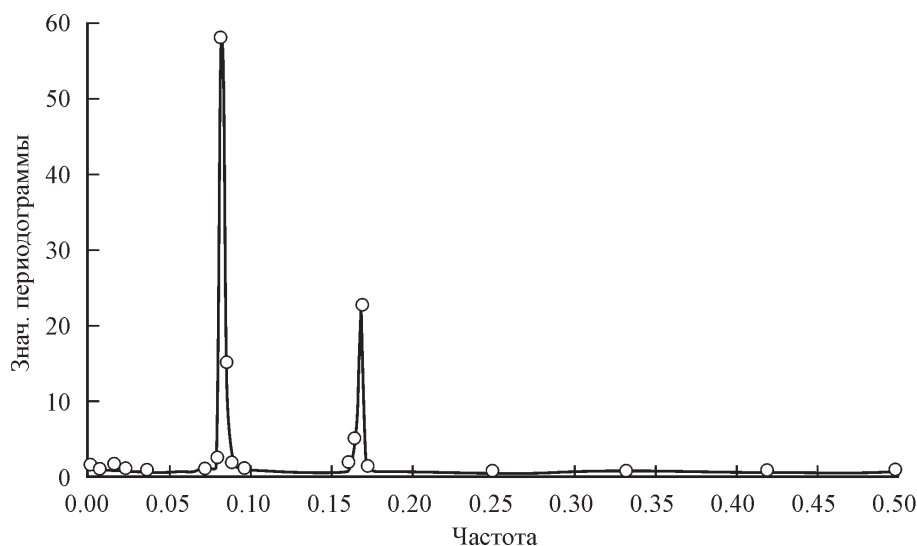


Рис. 3. Спектральное разложение среднемесячных значений глобального потока CO_2 в системе океан—атмосфера за 1982—2010 гг.

минимальный — в августе (-0.52 млрд т С/год). Спектральное разложение среднемесячных значений глобального потока CO_2 в стационарном приближении показало, что амплитуда годового цикла превышает амплитуду полугодовой гармоники примерно в 2.5 раза (рис. 3). Какие-либо другие гармоники в спектре отсутствуют. При этом вклад первой гармоники в дисперсию исходного ряда составляет 44, а второй — 18 %.

Межгодовые колебания потока CO_2 . Межгодовая изменчивость временного ряда $Y(t)$ может быть представлена в виде следующего разложения [4]:

$$Y(t) = Tr + C(t) + P(t), \quad (6)$$

где Tr — трендовая составляющая; $C(t)$ — циклическая компонента, характеризующая регулярные (циклические) межгодовые колебания; $P(t)$ — остаточная часть, характеризующая нерегулярные межгодовые колебания. Под трендовой составляющей понимается некоторое медленное изменение процесса с периодом, превышающим длину исходной реализации.

Результаты расчета параметров линейных трендов среднеширотных потоков CO_2 представлены на рис. 4. На этом рисунке помимо величины тренда Tr представлено распределение значений $|R|R$ — аналога коэффициента детерминации R^2 , представляющего собой вклад тренда в дисперсию исходного ряда. Выбор величины $|R|R$ вместо R^2 связан с тем, что она одновременно показывает направление изменений рассматриваемой характеристики. Значимость трендов оценивалась с помощью критерия Стьюдента при $\alpha = 0.05$. Значимые тренды на рис. 4 соответствуют $R^2 > 0.09$. Максимальный положительный тренд наблюдается в широтной зоне $10\text{—}14^\circ$ ю. ш., а наибольший отрицательный тренд — в широтных зонах $46\text{—}50^\circ$ ю. ш. и $62\text{—}66^\circ$ с. ш. Следовательно, в рассматриваемый период в приэкваториальной зоне происходит рост потока CO_2 в атмосферу и одновременно с этим усиливаются потоки CO_2 в океан в высоких широтах обоих полушарий, т. е. наблюдается отчетливо выраженная интенсификация процессов обмена углекислым газом между океаном и атмосферой.

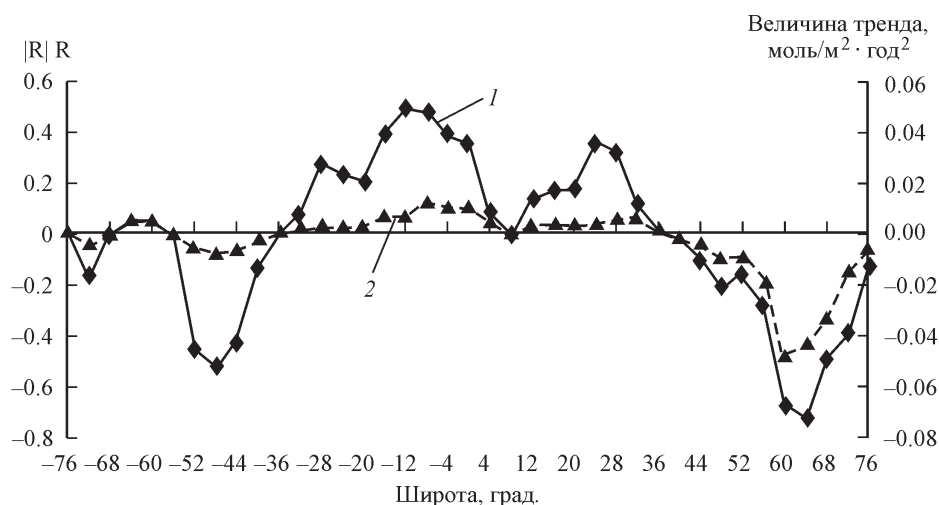


Рис. 4. Распределение характеристик линейных трендов среднеширотных годовых значений потока CO_2 .

1 — аналог коэффициента детерминации $|R|$, 2 — величина тренда (Tr) в $\text{моль/м}^2 \cdot \text{год}$.

Незначимые тренды в основном характерны для Южной полярной области. В Северном полушарии они отмечаются в средних широтах ($34\text{--}42^\circ$ с. ш.). Знаки при Tr , за исключением субтропических ($20\text{--}32^\circ$) широт Северного полушария, совпадают с направлением самого потока CO_2 .

На рис. 5 приводится межгодовой ход глобального потока CO_2 в системе океан—атмосфера, рассчитанный на основе его среднеширотных оценок в работе [6]. Прежде всего отметим очень хорошее соответствие результатов с оценками, полученными в статье [12]. Среднее многолетнее значение глобального потока CO_2 за 1982—2007 гг., по данным указанных работ [6, 12], практически совпадает и составляет -1.48 млрд т С/год. Линейный тренд для всего временного ряда (коэффициент детерминации $R^2 = 0.09$) является положительным и показывает слабое уменьшение потока CO_2 (-0.005 млрд т С/год).

Рассматриваемый период можно разделить (рис. 5) на два относительно однородных промежутка времени с разнонаправленными тенденциями: первому из них (1982—1996 гг.) свойственно возрастание потока CO_2 из атмосферы в океан, в то время как второму (1997—2010 гг.) — уменьшение потока CO_2 . В первом случае величина тренда составляет $Tr = -0.016$ млрд т С/год², а тренд описывает 24 % дисперсии исходного ряда, во втором случае — $Tr = 0.022$ млрд т С/год² при коэффициенте детерминации $R^2 = 0.39$, т. е. оценки величин тренда довольно близки друг к другу.

Для выявления частотной структуры глобального потока CO_2 воспользуемся вейвлет-анализом, который позволяет исследовать каждый масштаб колебаний (интенсивность, изменения периода, локализацию во времени) с достаточной разрешающей способностью. В отличие от спектрального анализа, который выделяет гармоники, параметры которых (период, амплитуда, фаза) строго постоянны во времени, вейвлет-разложение позволяет выделить циклические колебания, параметры которых испытывают нерегулярные изменения во времени в пределах некоторого диапазона. Поэтому его иногда называют спектральным анализом локальных возмущений [1].

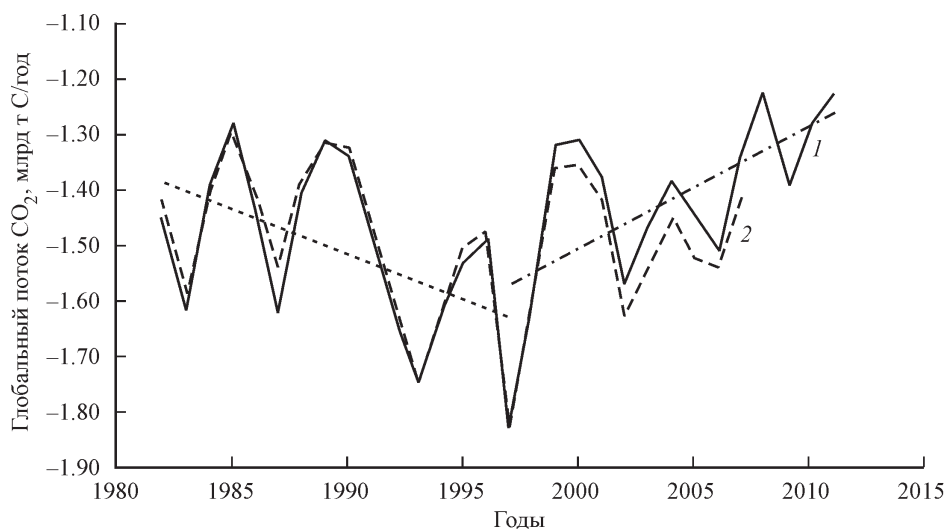


Рис. 5. Межгодовой ход результирующего глобального потока CO_2 в системе океан—атмосфера за период 1982—2010 гг.
1 — [6], 2 — [12].

На рис. 6 приводится вейвлет-преобразование среднемесячных значений глобального потока CO_2 в системе океан—атмосфера за период 1982—2010 гг., в качестве базисных функций взят вейвлет Морле [2, 5]. Наиболее отчетливо проявляются годовой и полугодовой циклы, вклад которых в дисперсию временного ряда составляет соответственно 34 и 14 %, что заметно ниже аналогичных оценок, полученных по спектральному анализу.

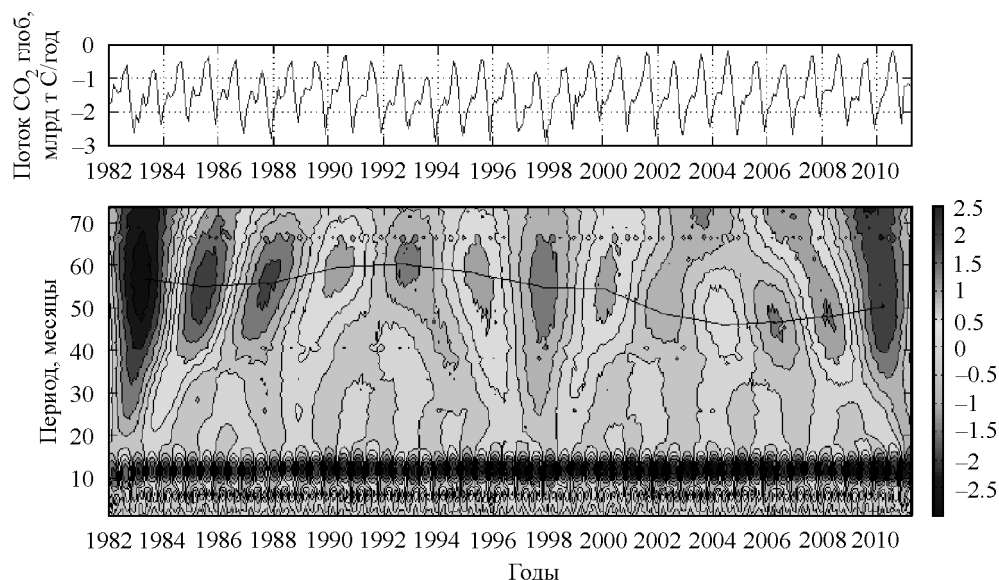


Рис. 6. Вейвлет-преобразование среднемесячных значений глобального потока CO_2 в системе океан—атмосфера за период 1982—2010 гг.

Отметим, что помимо указанных циклов выделяется также 48—60-месячное колебание, причем минимальная продолжительность цикла (48 мес, или 4 года) отмечается в начале XXI в., а максимальная (60 мес, или 5 лет) — в начале 90-х гг. прошлого столетия. Именно вследствие такой значительной изменчивости периода цикла он не идентифицируется на спектрограмме (рис. 4).

Анализ вейвлет-разложений для отдельных широтных зон показал, что 4—5-летнее колебание в явном виде не проявляется. Существуют непостоянные циклы с разными периодами, с разной амплитудой и продолжительностью. В некоторых зонах, где годовая гармоника имеет вклад порядка 90 % в дисперсию исходного ряда, более длительные циклы вообще отсутствуют. Поэтому можно полагать, что 4—5-летний цикл в потоке CO_2 формируется как результат сложения различных по периоду колебаний в отдельных широтных зонах. Вследствие этого устойчивость его на длительную перспективу представляется сомнительной.

Заключение. Для выявления пространственно-временных особенностей среднемесячного результирующего потока CO_2 между океаном и атмосферой в 4-градусных широтных зонах Мирового океана за период 1980—2010 гг. использовались данные о потоках CO_2 в узлах географической сетки, заимствованные из глобального архива [7]. Гармонический анализ позволил выявить пространственное распределение амплитуд годовой и полугодовой гармоник и оценить их вклад в дисперсию исходных рядов в зависимости от широты. Максимальное значение 1-й гармоники, равное $2.1 \text{ моль/м}^2 \text{ год}$, отмечается в широтной зоне $30—34^\circ \text{ с. ш.}$, причем ее вклад в дисперсию исходного ряда превышает 90 %. Максимальное значение 2-й гармоники отмечается в зоне $42—46^\circ \text{ с. ш.}$, где она достигает $1.1 \text{ моль/м}^2 \text{ год}$, а вклад в дисперсию составляет более 60 %. Для глобального потока CO_2 вклад годовой гармоники в дисперсию исходного ряда составляет 44 %, а полугодовой — 18 %.

В большинстве широтных зон линейные тренды являются значимыми. При этом максимальный положительный тренд наблюдается в широтной зоне $10—14^\circ \text{ ю. ш.}$, а наибольший отрицательный тренд — в широтных зонах $46—50^\circ \text{ ю. ш.}$ и $62—66^\circ \text{ с. ш.}$ Следовательно, в рассматриваемый период в приэкваториальной зоне происходит рост потока CO_2 в атмосферу и одновременно с этим усиливаются потоки CO_2 в океан в высоких широтах обоих полушарий, т. е. наблюдается отчетливо выраженная интенсификация процессов обмена углекислым газом между океаном и атмосферой.

Линейный тренд глобального потока CO_2 является положительным и показывает слабое уменьшение потока CO_2 ($-0.005 \text{ млрд т/год}$). При этом рассматриваемый период можно разделить на два относительно однородных промежутка времени с разнонаправленными тенденциями: первому из них (1982—1997 гг.) свойственно возрастание потока CO_2 из атмосферы в океан, в то время как второму (1997—2010 гг.) — уменьшение потока CO_2 . В первом случае величина тренда составляет $Tr = -0.016 \text{ млрд т/год}^2$, а тренд описывает 24 % дисперсии исходного ряда, во втором случае — $Tr = -0.022 \text{ млрд т/год}^2$ при коэффициенте детерминации $R^2 = 0.39$, т. е. оценки величин тренда довольно близки друг к другу. Если в ближайшие годы указанная тенденция сохранится, то 1997 год можно будет считать переломным, после которого роль Мирового океана как стабилизатора парникового эффекта начинает уменьшаться.

Список литературы

- [1] Астафьева Н. М. Вейвлет-анализ: основы теории и примеры применения // Успехи физических наук. 1998. Т. 166. № 11. С. 1145—1170.
- [2] Белоненко Т. В. Северо-западная часть Тихого океана. Исследование изменчивости уровня океана в системе вод Куро-Ойясио на основе спутниковой альтиметрической информации. Hmb, Lambert Academic Publishing, 2010. 218 p.
- [3] Бютнер Э. К. Планетарный газообмен O_2 и CO_2 . Л.: Гидрометеиздат, 1986. 238 с.
- [4] Малинин В. Н. Статистические методы анализа гидрометеорологической информации. СПб.: Изд-во РГГМУ, 2008. 408 с.
- [5] Малинин В. Н., Гордеева С. М. О современных изменениях глобальной температуры воздуха // Общество. Среда. Развитие. 2011. № 2. С. 215—221.
- [6] Малинин В. Н., Образцова А. А. Изменчивость обмена углекислым газом в системе океан—атмосфера // Общество. Среда. Развитие. 2011. № 4. С. 220—226.
- [7] ERDDAP EXPERIMENTAL. AOML Monthly Global Carbon Fluxes dataset: <http://cwcgom.aoml.noaa.gov/erddap/griddap/aomlcarbonfluxes.graph>.
- [8] Gurney K. R., Law R. M., Denning A. S. *et al.* Towards robust regional estimates of CO_2 sources and sinks using atmospheric transport models // Nature. 2002. 415 (6872). P. 626—630.
- [9] IPCC. Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change / Eds Houghton J. T. *et al.* Cambridge; New York: Cambridge university press, 2001. 881 p.
- [10] Lamont Doherty Earth Observatory (LDEO) database: http://www.ldeo.columbia.edu/res/pi/CO2/carbondioxide/pages/air_sea_flux_2009.html.
- [11] Orr J. C. Modelling of Ocean Storage of CO_2 : The GOSAC Study // Report PH4/37. IEA Greenhouse Gas R&D Programme, 2004. 96 p.
- [12] Park G.-H., Wanninkhof R., Doney S. C. *et al.* Variability of global net sea-air CO_2 fluxes over the last three decades using empirical relationships // Tellus. 2010. 62B. P. 352—368.
- [13] Sabine C. L., Feely R. A. The oceanic sink for carbon dioxide // CABI Publishing, Oxfordshire. UK, 2007. P. 31—49.
- [14] Takahashi T., Broecker W. S., Werner S. R. *et al.* Carbonate chemistry of the surface waters of the world oceans // Isotope Marine Chemistry. 1980. P. 291—326.
- [15] Takahashi T., Olafsson J., Goddard J. *et al.* Seasonal variation of CO_2 and nutrients in the high-latitude surface oceans: a comparative study // Global Biogeochemistry Cycles. 1993. Vol. 7. P. 843—878.
- [16] Takahashi T., Sutherland S. C., Sweeney C. *et al.* Global sea-air CO_2 flux based on climatological surface ocean pCO_2 , and seasonal biological and temperature effects // Deep-Sea Research II. 2002. 49. P. 1601—1622.
- [17] Takahashi T., Sutherland S. C., Wanninkhof R. *et al.* Climatological mean and decadal changes in surface ocean pCO_2 , and net sea-air CO_2 flux over the global oceans // Deep-Sea Research II. 2009. Vol. 56. P. 554—577.
- [18] Wanninkhof R. Relationship between wind speed and gas exchange over the ocean // J. Geophysical Research. 1992. 97(C5). P. 7373—7382.
- [19] Weiss R. F. Carbon dioxide in water and seawater; the solubility of a non-ideal gas // Marine Chemistry. 1974. Vol. 2. P. 203—215.

Санкт-Петербург

rector@rshu.ru

malinin@rshu.ru

asya_obraztsova@mail.ru

Российский государственный гидрометеорологический университет

Поступило в редакцию

24 апреля 2012 г.