

УДК 551.465.7

## О ВЛИЯНИИ ТЕМПЕРАТУРЫ ПОВЕРХНОСТИ ОКЕАНА НА ОБМЕН УГЛЕКИСЛЫМ ГАЗОМ С АТМОСФЕРОЙ

© 2015 г. **Л. Н. Карлин**<sup>1</sup>, **В. Н. Малинин**<sup>1</sup>, **С. М. Гордеева**<sup>1, 2</sup><sup>1</sup>Российский государственный гидрометеорологический университет, Санкт-Петербург<sup>2</sup>Санкт-Петербургский филиал Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Санкт-Петербург

e-mail: rector@rshu.ru, malinin@rshu.ru, gordeeva@rshu.ru

Поступила в редакцию 04.06.2013 г., после доработки 07.04.2014 г.

Рассматривается влияние температуры поверхности океана (ТПО) на обмен углекислым газом с атмосферой ( $\text{CO}_2$ ) в различных пространственно-временных масштабах, которое носит разнонаправленный характер. Исходными данными послужили среднемесячные значения потока  $\text{CO}_2$  за период 1982–2011 гг. в узлах сетки  $4^\circ$  широты  $\times$   $5^\circ$  долготы и спутниковые данные о ТПО с 1 января 1982 г. по 31 декабря 2012 г. в узлах географической сетки  $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ . Осуществлено построение статистических моделей оценки результирующего глобального потока  $\text{CO}_2$  на основе данных об аномалиях ТПО. Показано, что изменения ТПО в экваториальной зоне являются главным регулятором межгодовых колебаний результирующего потока  $\text{CO}_2$  в системе океан–атмосфера.

DOI: 10.7868/S0030157415010098

### ВВЕДЕНИЕ

Как известно, Мировой океан 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 Мировой океан поглощает  $80$  млрд. т С год<sup>-1</sup>, а выделяет в атмосферу  $78.4$  млрд. т С год<sup>-1</sup> [10], 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  $8.3$  млрд. т С год<sup>-1</sup>.

В последние годы появились новые оценки результирующего потока  $\text{CO}_2$  на границе раздела океан–атмосфера. В обзорной работе [13] приводятся климатологические оценки годового потока  $\text{CO}_2$ , полученные как в результате прямых измерений, так и на основе математического моделирования углеродного цикла. Разброс оценок  $\text{CO}_2$  находится в пределах от  $1.8$  Pg С год<sup>-1</sup> [11] до  $2.4$  Pg С год<sup>-1</sup> [9] при среднем значении  $2.1$  Pg С год<sup>-1</sup> (Pg С год<sup>-1</sup> =  $10^{15}$  г С год<sup>-1</sup> =  $1$  млрд. т С год<sup>-1</sup>  $\approx$   $0.25$  моль С м<sup>-2</sup> год<sup>-1</sup>). Достаточно надежно известны также особенности географического распределения потока углекислого газа для средне-голетних годовых условий [3, 15, 16]. Значительно хуже исследована межгодовая изменчивость потока  $\text{CO}_2$ , особенно в глобальном масштабе, поскольку до последнего времени отсутствовали обобщенные систематические данные за длительный период

времени со всей акватории Мирового океана, хотя начиная с 1960-х годов, количество измерений парциального давления  $\text{CO}_2$  ( $p\text{CO}_2$ ) в поверхностном слое океана увеличивалось экспоненциальными темпами. Обобщенная Такахаши (Takahashi) и его рабочей группой в 1997 г. база данных ([http://www.ldeo.columbia.edu/res/pi/CO2/carbondioxide/pages/air\\_sea\\_ix\\_2009.html](http://www.ldeo.columbia.edu/res/pi/CO2/carbondioxide/pages/air_sea_ix_2009.html)), которая тогда насчитывала около 200 тыс. измерений  $p\text{CO}_2$ , на сегодняшний день включает порядка 3 млн. измерений, собранных в период с 1970 по 2008 гг. Это позволило группе исследователей [12], проделавшим поистине гигантскую работу, осуществить расчет потоков углекислого газа в узлах географической сетки с пространственным разрешением  $4^\circ$  широты  $\times$   $5^\circ$  долготы с 1982 г. и создать глобальный архив, находящийся в свободном доступе на сайте AOML NOAA (<http://cwgcom.aoml.noaa.gov/erddap/griddap/aomlcarbonfluxes.graph>) [8].

Среднемесячные потоки  $\text{CO}_2$  оценивались на основе диагностической модели аэродинамическим методом с использованием эмпирических внутригодовых соотношений между парциальным давлением  $\text{CO}_2$  в поверхностном слое воды ( $p\text{CO}_{2\text{sw}}$ ) и температурой поверхности океана (ТПО) [12]. Естественно, использование такого подхода не позволяет учитывать тонкий поверхностный микрослой толщиной порядка 100–200 мкм, температура которого может быть ниже ТПО на  $2$ – $3^\circ\text{C}$  [6]. Кроме того, этот микрослой отличается от нижележащих слоев морской воды величиной pH [4]. Поэтому учет его характеристик необходим при более строгой

оценке потоков  $\text{CO}_2$ . Отметим также, что, помимо физического механизма газообмена, существует биологический, который заключается в том, что обитающие в поверхностном слое воды водоросли могут поглощать углекислый газ непосредственно из воздуха. Этот эффект, по сути “биологический насос”, сложно учитывать в численных моделях газообмена, тем более для всего Мирового океана.

Однако, несмотря на приближенный характер модели [12], она довольно хорошо описывает физические закономерности поглощения (выделения) углекислого газа океаном, хотя несколько занижает величину результирующего потока, который в среднем за период 1982–2007 гг. оказался равным 1.5 млрд. т  $\text{C}$  год<sup>-1</sup>. В работе [1] на основе усреднения потоков  $\text{CO}_2$  по данным архива [8] выполнен независимый расчет глобального результирующего потока  $\text{CO}_2$  за период 1982–2011 гг. (рис. 1). Как и следовало ожидать, между [1] и [12] наблюдается очень хорошее соответствие результатов, максимальная погрешность составляет менее 3%. Из рис. 1 видно, что рассматриваемый период можно разделить на два относительно однородных промежутка времени с разнонаправленными тенденциями: первому из них (1982–1996 гг.) свойственно возрастание потока  $\text{CO}_2$  из атмосферы в океан, в то время как второму (1997–2011 гг.) — уменьшение потока  $\text{CO}_2$ . В первом случае величина тренда составляет  $Tr = -0.016$  млрд. т  $\text{C}$  год<sup>-2</sup>, а тренд описывает 24% дисперсии исходного ряда, во втором случае  $Tr = 0.022$  млрд. т  $\text{C}$  год<sup>-2</sup> 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 г. можно будет считать переломным, после которого Мировой океан начинает превращаться в климатической системе из стабилизатора парникового эффекта в его ускоритель [1].

Температура поверхности океана является наиболее важным фактором, определяющим не только величину, но и направление потока  $\text{CO}_2$  на поверхности океана. В частности, от ТПО почти полностью зависит растворимость углекислого газа в морской воде. С повышением температуры воды растворимость  $\text{CO}_2$  снижается, а с понижением — повышается [17]. От пространственного распределения температуры зависит жизнедеятельность морских организмов, за счет которой возникают мощные источники и стоки  $\text{CO}_2$ . Их действие обусловлено процессами поглощения  $\text{CO}_2$  при фотосинтезе и, наоборот, его выделением при окислении органического вещества.

Если влияние ТПО на растворимость углекислого газа является понятным и однозначным, то связь биологических процессов с температурой и их взаимное влияние весьма сложно и многооб-

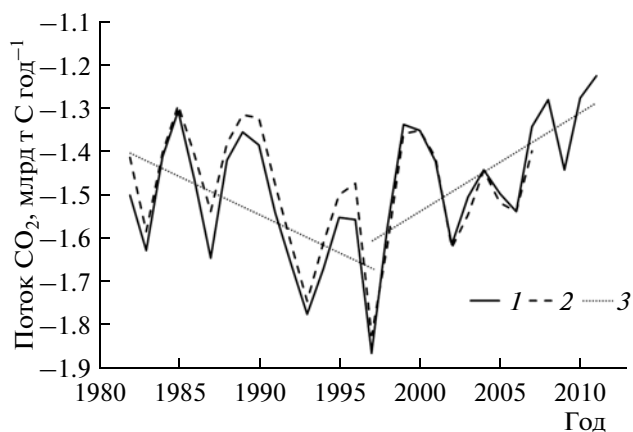


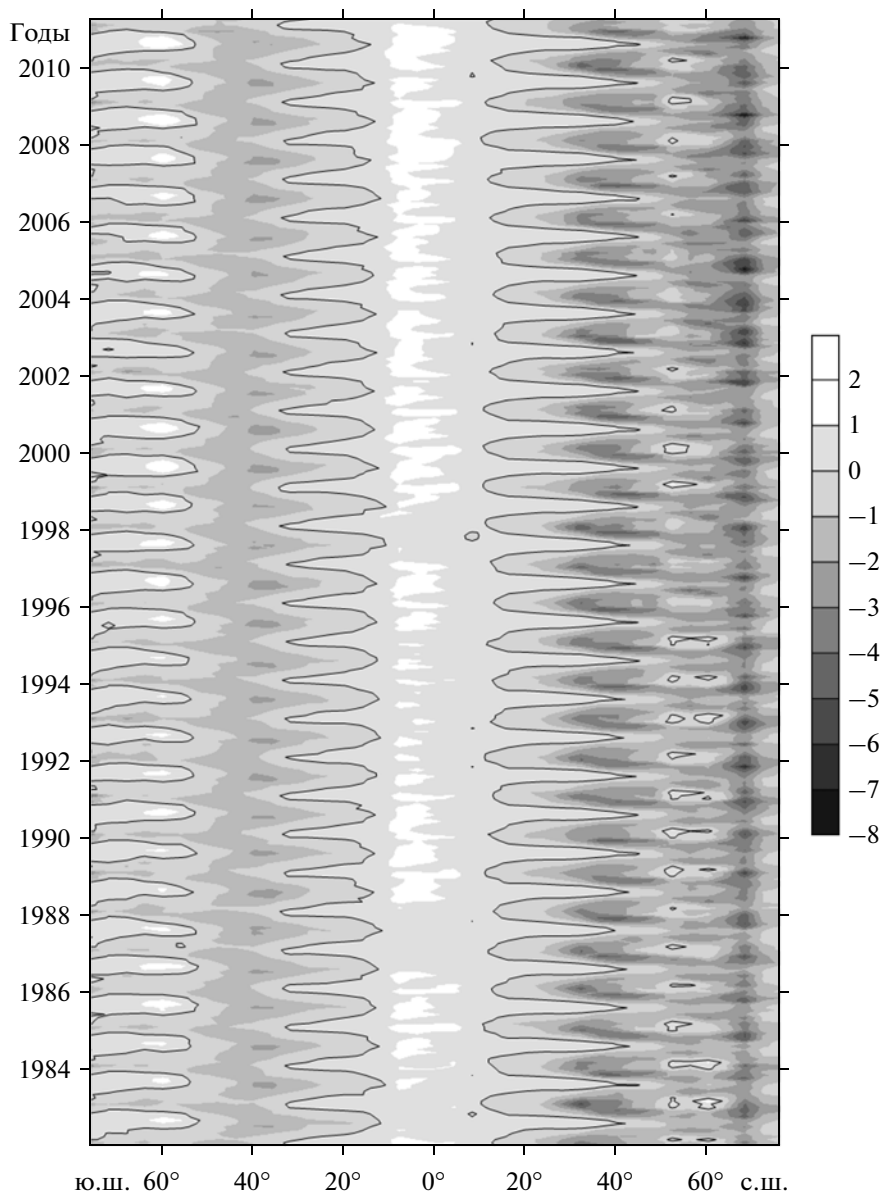
Рис. 1. Межгодовой ход результирующего глобального потока  $\text{CO}_2$  на границе раздела океан–атмосфера за период 1982–2011 гг. в млрд. т  $\text{C}$  год<sup>-1</sup>. 1 — по данным [1], 2 — по данным [12], 3 — линейный тренд.

разно. В общем случае распределение биомассы фитопланктона и его чистая первичная продукция определяются температурой воды, наличием света и питательных веществ (в первую очередь, азота и фосфора). Эти лимитирующие рост фитопланктона факторы в свою очередь подвергаются влиянию процессов циркуляции океана, динамики слоя перемешивания и апвеллинга [7]. В результате все факторы, оказывающие влияние на величину и направление потока  $\text{CO}_2$ , а также на особенности его пространственно-временной изменчивости, связаны между собой как прямыми, так и обратными зависимостями, которые при определенных условиях способны либо усиливать, либо подавлять эффект их совместного воздействия. В частности, температура поверхности океана, помимо прямого влияния на растворимость  $\text{CO}_2$  в морской воде, оказывает опосредованное воздействие на величину чистой первичной продукции фитопланктона, которая тесно связана с процессами биологического потребления углерода, а, следовательно, с потоками  $\text{CO}_2$  на поверхности раздела океан–атмосфера. В связи с этим представляется весьма важным выявление влияния ТПО на обмен углекислым газом с атмосферой в различных пространственно-временных масштабах.

В данной работе рассматриваются следующие задачи:

- оценка влияния сезонных и межгодовых колебаний среднеширотных значений температуры поверхности океана на поток  $\text{CO}_2$  на границе раздела океан–атмосфера;

- оценка взаимосвязи глобальной ТПО и результирующего потока  $\text{CO}_2$ ;



**Рис. 2.** Распределение среднемесячных среднеширотных значений потока  $\text{CO}_2$  на границе раздела океан–атмосфера за период 1982–2010 гг. в  $\text{моль}/\text{м}^2$  год [3]. Положительные значения – поток  $\text{CO}_2$  направлен вверх (в атмосферу), отрицательные – вниз, проведена нулевая изолиния.

– построение статистических моделей оценки результирующего глобального потока  $\text{CO}_2$  на основе данных о температуре поверхности океана.

#### ОЦЕНКА ВЛИЯНИЯ СЕЗОННЫХ И МЕЖГОДОВЫХ КОЛЕБАНИЙ СРЕДНЕШИРОТНЫХ ЗНАЧЕНИЙ ТПО НА ПОТОК $\text{CO}_2$

В данной работе среднемесячные значения потока  $\text{CO}_2$ , заимствованные из архива [8] за период 1982–2011 гг. в узлах сетки  $4^\circ$  широты  $\times 5^\circ$  долготы, усреднялись по  $4$ -градусным широтным зонам Мирового океана. Суточные данные о ТПО

брались с 1 января 1982 г. по 31 декабря 2012 г. в узлах географической сетки  $0.25^\circ \times 0.25^\circ$  из спутникового архива NOAA NCDC OISSTv.2 (<http://iridl.ldeo.columbia.edu/SOURCES/.NOAA/.NCDC/.OISST/.version2/>), важным достоинством которого является однородность временных рядов и высокая оперативность их получения. Суточные данные о ТПО вначале усреднялись за календарный месяц, а затем – по  $4$ -градусным широтным зонам Мирового океана с учетом площадей.

На рис. 2 приводится распределение среднемесячных среднеширотных значений потока  $\text{CO}_2$  на границе раздела океан–атмосфера за период

1982–2011 гг. в моль/м<sup>2</sup> год. Положительным значениям соответствует направление потока CO<sub>2</sub> вверх, в атмосферу, отрицательным – вниз, ко дну океана. Нетрудно видеть, что поток CO<sub>2</sub> в приэкваториальных широтах (18° ю.ш.–14° с.ш.) направлен в атмосферу, при этом его максимальные значения отмечаются вблизи 8° ю.ш. В средних и высоких широтах результирующий поток CO<sub>2</sub> направлен в океан. В Южном полушарии Мирового океана наибольшее значение потока CO<sub>2</sub> отмечается в зоне 38°–42° ю.ш., а в Северном полушарии он достигает абсолютного максимума в широтном поясе 66°–70° с.ш., т.е. вблизи границы Северной Полярной области. Низкая температура воды, интенсивный фотосинтез, большие скорости ветра и высокая щелочность вод, характерные для высоких широт Северной Атлантики, обуславливают мощный сток CO<sub>2</sub> в океан на протяжении всего года, особенно в осенне-зимний период. В октябре поток CO<sub>2</sub> достигает своего абсолютного максимума – 8 моль/м<sup>2</sup> год. Однако, вследствие малой площади океана в приполярной зоне и наличия льдов, вклад широтной зоны 66°–70° с.ш. в глобальный поток CO<sub>2</sub> является небольшим [3].

Расположенные в умеренных широтах районы Мирового океана в летний сезон имеют практически нулевой или небольшой положительный поток, тогда как в зимний сезон становятся мощной областью стока CO<sub>2</sub>. Это связано с тем, что зимой воды, переносимые к полюсам поверхностными течениями, охлаждаются, а весной и летом биологическое потребление CO<sub>2</sub> в некоторой степени компенсируется увеличением pCO<sub>2</sub> из-за повышения температуры воды.

Субтропические области, напротив, являясь областями слабого стока в зимний сезон, летом превращаются в сильный источник CO<sub>2</sub>, что соответствует сезонному ходу ТПО [14]. Обращает на себя внимание хорошо выраженный сезонный ход потока CO<sub>2</sub> в южной полярной области. В зимний период (июль–октябрь) в результате интенсивного перемешивания водных масс и увеличения в верхнем слое океана концентрации CO<sub>2</sub> происходит его активное выделение в атмосферу, а с приходом лета, когда льды отступают, активное биологическое потребление углекислого газа при фотосинтезе снижает парциальное давление CO<sub>2</sub> в поверхностном слое воды ниже атмосферного уровня, тем самым формируя сток CO<sub>2</sub> в океан [16].

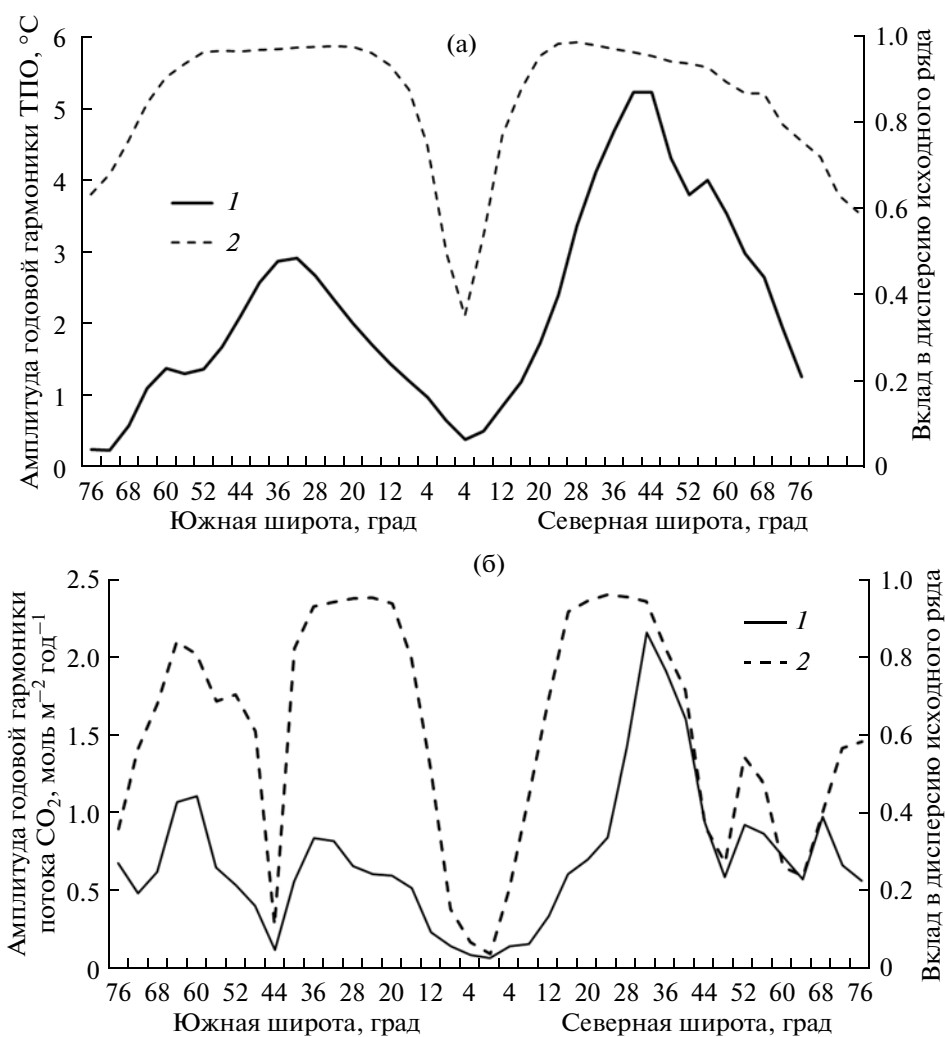
Для изучения сезонной изменчивости среднеширотных значений ТПО и потока CO<sub>2</sub> использовался классический гармонический анализ. На рис. 3 представлено меридиональное распределение амплитуды годовой гармоник и ее вклада в дисперсию исходного ряда среднеширотных значений ТПО и потока CO<sub>2</sub>. Как и следовало ожи-

дать, максимальные оценки годовой гармоник ТПО отмечаются в умеренных широтах обоих полушарий, а минимальные – вблизи экватора и в полярных широтах, покрытых льдом. Более сложный характер имеет распределение амплитуды годовой гармоник потока CO<sub>2</sub>. Наибольшие значения ее смещены в районы субтропических широт обоих полушарий. Кроме того, локальный максимум потока CO<sub>2</sub> отмечается в южной полярной области. При этом в Северном полушарии амплитуды годовых гармоник ТПО и потока CO<sub>2</sub> в среднем почти в 2 раза выше, чем в Южном полушарии. Отметим, что подобное положение отмечается для большинства гидрометеорологических характеристик и объясняется неравномерным распределением площади континентов по полушариям. В приэкваториальных широтах (14° ю.ш.–10° с.ш.) их годовой ход отсутствует.

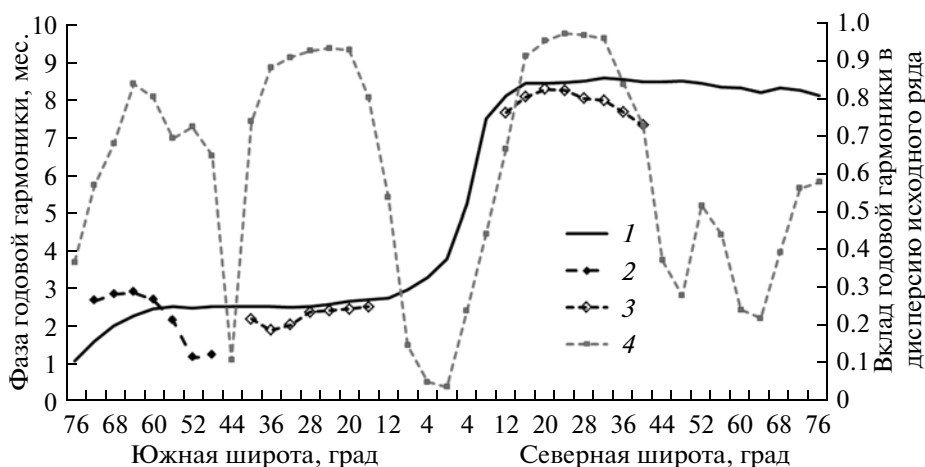
Полугодовая гармоника потока CO<sub>2</sub> существенно главным образом в умеренных широтах Северного полушария, причем в зоне 42°–50° с.ш. ее величина превосходит амплитуду годовой гармоник. Однако максимальное превышение полугодовой гармоник над годовой отмечается в зоне 42°–46° ю.ш., где годовая гармоника потока CO<sub>2</sub> фактически отсутствует.

На рис. 4 представлено меридиональное распределение фаз годовой гармоник ТПО и потока CO<sub>2</sub> в тех широтных зонах, где вклад годовой гармоник потока CO<sub>2</sub> в дисперсию исходных временных рядов превышает 60%. Нетрудно видеть практически синхронную связь сезонной изменчивости ТПО и потока CO<sub>2</sub> для тропических и субтропических широт обоих полушарий. Именно здесь влияние ТПО на поток CO<sub>2</sub> в сезонном масштабе времени представляется наибольшим. Противофазный характер связи сезонной изменчивости ТПО и потока CO<sub>2</sub> отмечается в южной полярной области, где максимальным значениям ТПО соответствуют минимальные значения потока CO<sub>2</sub>, что обусловлено главным образом мощными биологическими процессами (фотосинтез) в летний период (декабрь–март), которые, несмотря на рост ТПО, стимулируют сток CO<sub>2</sub> в океан [16].

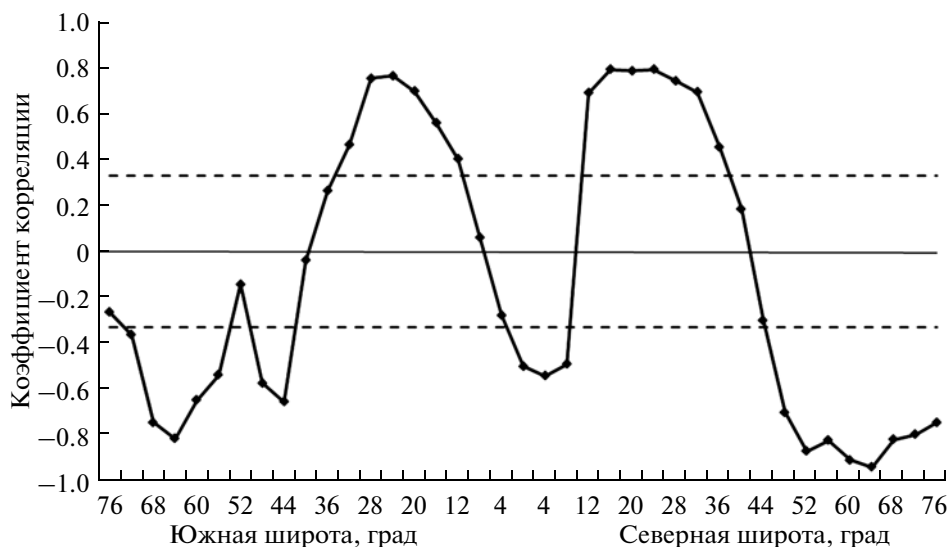
Совершенно иной характер связи отмечается между средними годовыми среднеширотными значениями потока CO<sub>2</sub> и ТПО (рис. 5). Нетрудно видеть, что величина коэффициента корреляции  $r$  и его знак сильно меняются в зависимости от широты. Если для тропических и субтропических широт обоих полушарий в основном характерны высокие положительные коэффициенты корреляции ( $r$  достигает 0.8), то в экваториальном поясе, а также в умеренных и высоких широтах коэффициенты корреляции имеют уже отрицательный знак. Наибольшие (по абсолютной величине) от-



**Рис. 3.** Меридиональное распределение амплитуды годовой гармонической (1) и ее вклада в дисперсию исходного ряда (2) усредненных по 4-градусным широтным зонам Мирового океана значений ТПО (а) и потока CO<sub>2</sub> (б) за период 1982–2011 гг.



**Рис. 4.** Меридиональное распределение фаз годовой гармонической ТПО и потока CO<sub>2</sub> в тех широтных зонах, где вклад годовой гармонической CO<sub>2</sub> в дисперсию исходных временных рядов превышает 60%. 1 – фаза гармонической ТПО, 2 – фаза гармонической потока CO<sub>2</sub>, сдвинутая на 6 месяцев, 3 – фаза гармонической потока CO<sub>2</sub>, 4 – вклад годовой гармонической потока CO<sub>2</sub> в дисперсию исходного временного ряда.



**Рис. 5.** Распределение выборочных коэффициентов корреляции  $r$  между среднеширотными среднегодовыми значениями ТПО и потоком  $\text{CO}_2$  на границе раздела океан–атмосфера. Пунктирные линии обозначают уровень значимости при  $\alpha = 0.05$  ( $|r_{\text{кр}}| = 0.35$ ).

рицательные оценки  $r$  отмечаются в приполярных широтах. Абсолютный максимум наблюдается в широтной зоне  $62^\circ\text{--}66^\circ$  с.ш. ( $r = -0.94$ ).

Учитывая знакопеременный характер потока  $\text{CO}_2$ , в табл. 1 представлена интерпретация значимых коэффициентов корреляции. В целях простоты они рассматриваются относительно повышения ТПО. Как видно из табл. 1, реакция потоков углекислого газа на границе раздела океан–атмосфера на изменение ТПО имеет противоположные тенденции. С одной стороны, в умеренных и высоких широтах обоих полушарий при росте ТПО происходит увеличение потока  $\text{CO}_2$  в океан, а в экваториальной зоне  $6^\circ$  с.ш.– $10^\circ$  ю.ш. — уменьшение потока  $\text{CO}_2$  в атмосферу. С другой — в тропических и субтропических широтах при росте ТПО поток  $\text{CO}_2$  в океан уменьшается, а в зоне  $10^\circ\text{--}18^\circ$  ю.ш. поток  $\text{CO}_2$  в атмосферу увеличивается. Достаточ-

но очевидно, что распространенное мнение о безусловном усилении поглощения  $\text{CO}_2$  океаном при уменьшении температуры воды не соответствует действительности.

#### ОЦЕНКА ВЗАИМОСВЯЗИ КОЛЕБАНИЙ ГЛОБАЛЬНОЙ ТЕМПЕРАТУРЫ ПОВЕРХНОСТИ ОКЕАНА И РЕЗУЛЬТИРУЮЩЕГО ПОТОКА $\text{CO}_2$

Усреднение по Мировому океану среднемесячных значений ТПО и потока  $\text{CO}_2$  на границе раздела океан–атмосфера с учетом площадей 4-градусных широтных зон позволило получить “глобальные” временные ряды этих характеристик. Годовой ход климатических (1982–2011 гг.) оценок аномалий ТПО для Мирового океана ( $\Delta T_{gl}$ ) в основном повторяет их годовой ход в Южном полушарии, поскольку его акватория значительно

**Таблица 1.** Интерпретация значимых корреляционных связей среднеширотных среднегодовых значений ТПО и потока  $\text{CO}_2$  на границе раздела океан–атмосфера

Широтная зона	Изменение ТПО	Изменение потока $\text{CO}_2$
$78^\circ\text{--}42^\circ$ с.ш.	Рост ТПО	Увеличение потока $\text{CO}_2$ в океан
$38^\circ\text{--}14^\circ$ с.ш.	Рост ТПО	Уменьшение потока $\text{CO}_2$ в океан
$6^\circ$ с.ш.– $10^\circ$ ю.ш.	Рост ТПО	Уменьшение потока $\text{CO}_2$ в атмосферу
$10^\circ\text{--}18^\circ$ ю.ш.	Рост ТПО	Увеличение потока $\text{CO}_2$ в атмосферу
$18^\circ\text{--}38^\circ$ ю.ш.	Рост ТПО	Уменьшение потока $\text{CO}_2$ в океан
$42^\circ\text{--}78^\circ$ ю.ш.	Рост ТПО	Увеличение потока $\text{CO}_2$ в океан

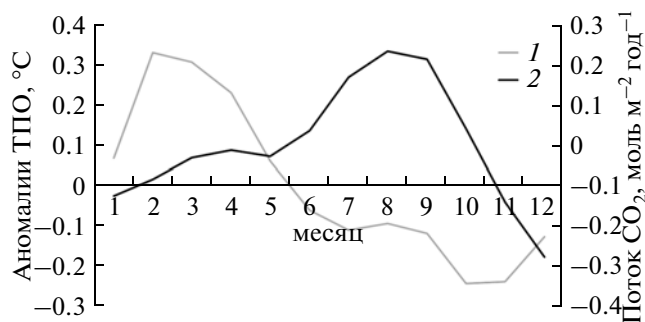


Рис. 6. Годовой ход усредненных по акватории Мирового океана среднемесячных значений аномалий ТПО (1) и потока  $\text{CO}_2$  (2) за период 1982–2011 гг.

больше акватории Северного полушария (рис. 6). Максимальные значения  $\Delta T_{gl}$  отмечаются в феврале, а минимальные – в октябре–ноябре. По иному обстоит ситуация с результирующим (“глобальным”) потоком  $\text{CO}_2$  ( $F\text{CO}_{2(gl)}$ ), ибо годовой ход потоков  $\text{CO}_2$  на разных широтах существенно различен даже в пределах одного полушария. Наибольшие значения  $F\text{CO}_{2(gl)}$  наблюдаются в августе, а наименьшие – в декабре (рис. 6), что соответствует годовому ходу обмена углекислым газом между океаном и атмосферой в тропических и субтропических широтах Северного полушария, где годовая гармоника имеет максимальную амплитуду. Среднегодовая оценка за период 1982–2011 гг. составила  $F\text{CO}_{2(gl)} = -0.37$  моль  $\text{C м}^{-2} \text{год}^{-1} = -1.48 \times 10^{15}$  г  $\text{C год}^{-1}$ .

Анализ частотной структуры указанных временных рядов за период 1982–2011 гг. показал, что значимыми на уровне  $\alpha = 0.05$  являются только годовая и полугодовая гармоники. Вклад пер-

вой в дисперсию значений  $\Delta T_{gl}$  и  $F\text{CO}_{2(gl)}$  составляет соответственно 67 и 63%, а второй – 15 и 24%. Формирование полугодовых колебаний обусловлено главным образом противофазностью годовых гармоник ТПО и потока  $\text{CO}_2$  в Северном и Южном полушариях. Таким образом, на долю случайных колебаний приходится всего лишь 13–18% исходной дисперсии временных рядов. При этом, если фазы полугодовой гармоники для  $\Delta T_{gl}$  и  $F\text{CO}_{2(gl)}$  совпадают, то годовая гармоника  $\Delta T_{gl}$  опережает годовую гармонику потока  $F\text{CO}_{2(gl)}$ . По существу это означает, что в годовом ходе именно глобальные изменения ТПО стимулируют изменения результирующего потока  $\text{CO}_2$ .

На рис. 7 представлен межгодовой ход глобальных значений ТПО и результирующего потока  $\text{CO}_2$  на границе раздела океан–атмосфера. Нетрудно видеть, что между этими рядами отмечается сложный характер связи. Так, если глобальному ряду ТПО присущ мощный линейный тренд (коэффициент детерминации  $R^2 = 0.77$ ), показывающий рост ТПО со скоростью  $0.013^\circ\text{C год}^{-1}$ , то потоку  $\text{CO}_2$  – нелинейный тренд, в соответствии с которым до 1997 г.  $F\text{CO}_{2(gl)}$  из атмосферы в океан увеличивался, а после него стал интенсивно уменьшаться. Если же рассматривать эти временные ряды в отклонениях от тренда, то проявляется отчетливая тенденция их противоположных колебаний (коэффициент корреляции  $r = -0.49$ ). При этом положительной аномалии ТПО соответствует усиление поглощения  $\text{CO}_2$  Мировым океаном, что связано с особенностями межгодовой изменчивости ТПО и потока  $\text{CO}_2$  в умеренных и высоких широтах обоих полушарий ( $42^\circ$ – $78^\circ$ ) и в экваториальной зоне ( $6^\circ$  с.ш. –  $10^\circ$  ю.ш.) (см. табл. 1).

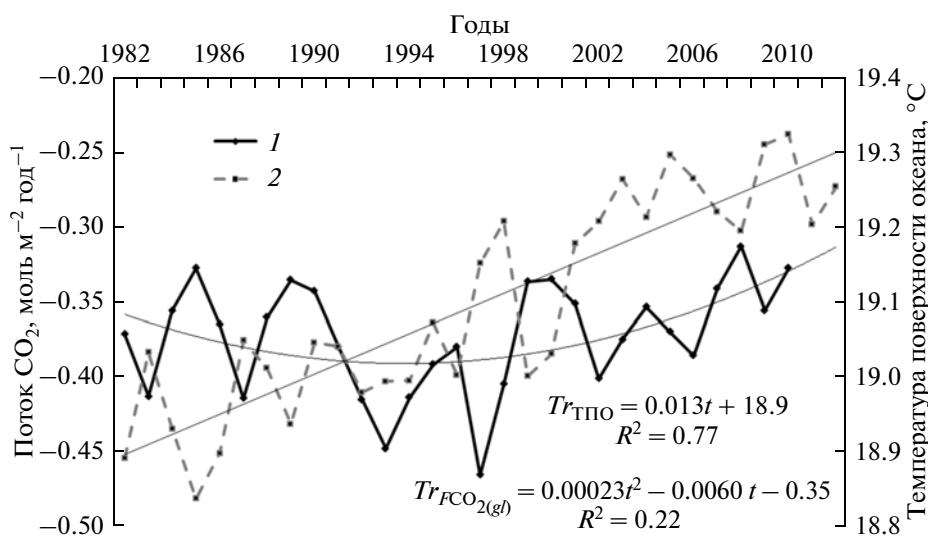


Рис. 7. Межгодовой ход результирующего потока  $\text{CO}_2$  ( $F\text{CO}_{2(gl)}$ ) на границе раздела океан–атмосфера (1) и глобальных значений ТПО (2) за период 1982–2011 гг. Приведены уравнения тренда, где  $t$  – время.

**Таблица 2.** Статистические параметры регрессионных моделей оценки результирующего потока  $FCO_{2(gf)}$  на границе раздела океан–атмосфера

Параметр модели	Предикторы	
	среднеширотные среднегодовые значения аномалий ТПО, модель (1)	среднегодовые значения аномалий ТПО в узлах сетки $4^\circ$ широты $\times$ $5^\circ$ долготы, модель (2)
Коэффициент детерминации	0.86	0.82
Стандартная ошибка модели, моль/(м <sup>2</sup> год)	0.015	0.015
Число переменных	3	2

### ПОСТРОЕНИЕ СТАТИСТИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ ОЦЕНКИ РЕЗУЛЬТИРУЮЩЕГО ПОТОКА $CO_2$ ПО ДАННЫМ О ТПО

Учитывая достаточно высокие корреляционные связи между ТПО и потоком  $CO_2$ , представляется возможным построение статистических моделей, позволяющих косвенным образом оценивать результирующий поток  $CO_2$  ( $FCO_{2(gf)}$ ) по спутниковым данным об аномалиях ТПО, несомненным достоинством которых, как уже подчеркивалось выше, является высокая оперативность их получения. Предварительно временной ряд  $FCO_{2(gf)}$  был представлен в виде суммы двух компонент: нелинейного тренда, описывающего более 22% дисперсии исходного ряда, и отклонений от него  $\delta FCO_{2(gf)}$ , представляющих собой стационарную случайную последовательность. Вначале рассматривалась модель вида:

$$FCO_{2(gf)} = Tr + \delta FCO_{2(gf)} = a_0 + a_1 t + a_2 t^2 + f([\Delta T_1], [\Delta T_2], \dots, [\Delta T_m]), \quad (1)$$

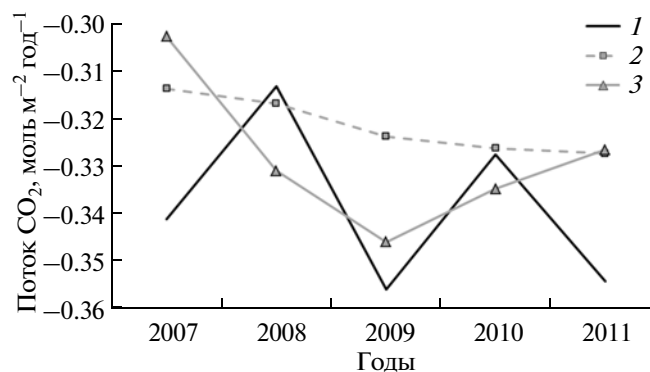
где квадратные скобки означают усреднение по 4-градусным широтным зонам Мирового океана,  $m$  – число широтных зон ( $m = 39$ ). Поскольку оценка трендовой компоненты не представляет каких-либо затруднений, то главной задачей построения модели (1) является отбор наиболее эффективных предикторов  $[\Delta T_j]$ , позволяющих с максимально возможной точностью описывать изменения  $\delta FCO_{2(gf)}$ , получаемых при исключении тренда из ряда  $FCO_{2(gf)}$ . Для этой цели использовалась многомерная линейная регрессия с пошаговым включением переменных и комплексный анализ основных статистических характеристик получаемых моделей [2]. Предварительно исходная выборка была разделена на зависимую (1982–2006 гг.) и независимую (2007–2011 гг.) части. По зависимой выборке рассчитывались статистические параметры и осуществлялось тестирование моделей. Независимые данные использовались для оценки их точности.

В результате расчетов в качестве оптимальной принята модель с 3-мя предикторами, имеющая коэффициент детерминации, равный  $R^2 = 0.84$  и стан-

дартную ошибку  $\sigma_y = 0.015$  моль/м<sup>2</sup> год (табл. 2), которая значительно меньше стандартного отклонения исходного временного ряда  $FCO_{2(gf)}$  ( $\sigma_{FCO_{2(gf)}} = 0.036$  моль/м<sup>2</sup> год). Основным предиктором является широтная зона  $2^\circ$ – $6^\circ$  с.ш., вклад которой в изменчивость  $FCO_{2(gf)}$  составляет 65% (коэффициент корреляции  $r = 0.81$ ). Это даже несколько выше максимальной корреляции  $FCO_{2(gf)}$  непосредственно с потоком  $CO_2$  (с трендом), отмечающейся также в широтной зоне  $2^\circ$ – $6^\circ$  с.ш. и равной  $r = 0.78$ .

Сопоставление фактических и вычисленных по модели (1) оценок  $FCO_{2(gf)}$  представлено на рис. 8. Нетрудно видеть, что хотя вычисленные значения  $FCO_{2(gf)}$  имеют тенденцию к их некоторому завышению, однако систематическая ошибка мала – 0.017 моль/м<sup>2</sup> год, что составляет примерно 5% от средней величины  $FCO_{2(gf)}$ .

На следующем этапе была осуществлена проверка возможности оценки  $FCO_{2(gf)}$  непосредственно по данным об аномалиях ТПО в квадратах  $4^\circ$  широты  $\times$   $5^\circ$  долготы. Отметим, что размеры площади таких квадратов достаточно велики,



**Рис. 8.** Сопоставление по независимой выборке (2007–2011 гг.) фактических и рассчитанных по моделям (1) и (2) оценок глобального потока  $CO_2$  на границе раздела океан–атмосфера  $FCO_{2(gf)}$ . 1 – фактические значения  $FCO_{2(gf)}$ , 2 – вычисленные по модели (1) оценки  $FCO_{2(gf)}$ , 3 – вычисленные по модели (2) оценки  $FCO_{2(gf)}$ .



чтобы сглаживать мелкомасштабные флюктуации, ибо оптимальным масштабом пространственного осреднения при изучении крупномасштабной изменчивости гидрологических процессов в океане является географическая сетка  $5^\circ \times 5^\circ$  [5].

Исходная модель имеет вид:

$$FCO_{2(gf)} = a_0 + a_1 t + a_2 t^2 + f(\Delta T_1, \Delta T_2, \dots, \Delta T_n), \quad (2)$$

где  $\Delta T_i$  — значения аномалий ТПО в узлах сетки  $4^\circ$  широты  $\times 5^\circ$  долготы,  $n$  — число трапеций ( $m = 1756$ ). Как и в предшествующем случае, главной задачей является отбор эффективных предикторов. Однако определение оптимальной модели не составило труда: она содержит всего 2 предиктора, имеет коэффициент детерминации, равный  $R^2 = 0.82$ , и стандартную ошибку  $\sigma_y = 0.015$  моль/м<sup>2</sup> год (табл. 2). Первым предиктором является временной ряд аномалий ТПО в трапеции  $135^\circ$ – $140^\circ$  з.д. и  $2^\circ$ – $6^\circ$  с.ш., расположенной в центре Тихого океана. Вклад этого предиктора в изменчивость  $FCO_{2(gf)}$  достигает 71%. Из сопоставления фактических и вычисленных по модели (2) значений  $FCO_{2(gf)}$  (рис. 8) следует, что расхождения носят преимущественно случайный характер, а среднеквадратическая ошибка составляет 6% от средней величины  $FCO_{2(gf)}$ .

Итак, спутниковые данные о ТПО позволяют косвенным образом с довольно высокой степенью точности и оперативности оценить результирующий поток  $CO_2$  на границе раздела океан–атмосфера. При этом именно экваториальная зона выступает регулятором межгодовой изменчивости результирующего потока  $CO_2$  на границе раздела океан–атмосфера.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основе анализа зонально-осредненных по 4-градусным широтным зонам Мирового океана значений потока  $CO_2$  и спутниковых данных о ТПО выявлены особенности их меридионального распределения и оценена взаимосвязь характеристик их годовых гармоник. Показано, что в тропических и субтропических широтах обоих полушарий отмечается практически синхронная связь сезонной изменчивости ТПО и потока  $CO_2$ . Именно здесь влияние ТПО на поток  $CO_2$  в сезонном масштабе представляется наибольшим. Противофазный характер связи сезонной изменчивости ТПО и потока  $CO_2$  свойствен южной полярной области и обусловлен главным образом мощными биологическими процессами (фотосинтезом) в летний период (декабрь–март), которые, несмотря на рост ТПО в это время, стимулируют сток  $CO_2$  в океан.

Ярко выраженные противоположные тенденции отмечаются во взаимосвязях среднегодовых среднеширотных значений ТПО и потока  $CO_2$ .

С одной стороны, в умеренных и высоких широтах обоих полушарий при росте ТПО происходит увеличение потока  $CO_2$  в океан, а в экваториальной зоне  $6^\circ$  с.ш.– $10^\circ$  ю.ш. — уменьшение потока  $CO_2$  в атмосферу. С другой — в тропических и субтропических широтах при росте ТПО поток  $CO_2$  в океан уменьшается, а в зоне  $10^\circ$ – $18^\circ$  ю.ш. поток  $CO_2$  в атмосферу увеличивается. В связи с этим не соответствует действительности мнение о безусловном усилении поглощения  $CO_2$  океаном при уменьшении температуры воды.

Вклад годовой гармоник в дисперсию среднемесячных глобальных значений  $\Delta T_{gl}$  и  $FCO_{2(gf)}$  составляет соответственно 67 и 63%, а полугодовой — 15 и 24%. Весьма важно, что годовая гармоника  $\Delta T_{gl}$  опережает годовую гармонику потока  $FCO_{2(gf)}$ . По существу это означает, что в годовом ходе именно глобальные изменения  $\Delta T_{gl}$  стимулируют изменения результирующего потока  $CO_2$ .

Из межгодового хода  $FCO_{2(gf)}$  следует, что если до 1997 г. наблюдался рост поглощения океаном  $CO_2$ , то затем наметилась тенденция к уменьшению  $FCO_{2(gf)}$ . Очевидно, что при сохранении указанной тенденции в ближайшие годы, 1997 г. можно будет считать переломным, после которого Мировой океан начнет превращаться в климатической системе из стабилизатора парникового эффекта в его ускоритель. При этом взаимосвязь годовых значений  $\Delta T_{gl}$  и  $FCO_{2(gf)}$  носит сложный характер. Тренды имеют разные знаки до 1997 г. и одинаковые после 1997 г. Если же рассматривать эти временные ряды в отклонениях от тренда, то проявляется отчетливая тенденция их противоположных колебаний (коэффициент корреляции  $r = -0.49$ ). Это означает усиление поглощения  $CO_2$  Мировым океаном при росте ТПО, которое, как показано выше, обусловлено особенностями межгодовой изменчивости ТПО и потока  $CO_2$  в умеренных и высоких широтах обоих полушарий и в экваториальной зоне.

Учитывая высокие корреляционные связи между ТПО и потоком  $CO_2$ , осуществлено построение статистических моделей, позволяющих косвенным образом с достаточно высокой точностью оценивать результирующий поток  $CO_2$  ( $FCO_{2(gf)}$ ) по спутниковым данным об аномалиях ТПО. Первая модель основана на среднеширотных значениях аномалий ТПО и включает всего три предиктора, главным из которых является широтная зона  $2^\circ$ – $6^\circ$  с.ш., другая — аномалии ТПО в узлах сетки  $4^\circ$  широты  $\times 5^\circ$  долготы, в которой также главным предиктором служит квадрат в центре Тихого океана в зоне  $2^\circ$ – $6^\circ$  с.ш. Таким образом, именно ТПО в экваториальной зоне практически регулирует межгодовую изменчивость результирующего потока  $CO_2$  на границе раздела океан–атмосфера.

Работа выполнена в Российском государственном гидрометеорологическом университете при финансовой поддержке гранта Правительства РФ (Договор № 11.Г34.31.0078) для поддержки исследований под руководством ведущих ученых.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Карлин Л.Н., Малинин В.Н., Образцова А.А. Пространственно-временные изменения потока CO<sub>2</sub> в системе океан–атмосфера // Изв. РГО. 2012. Т. 144. Вып. 5. С. 27–36.
2. Малинин В.Н., Гордеева С.М. Физико-статистический метод прогноза океанологических характеристик. Мурманск: ПИНРО, 2003. 164 с.
3. Малинин В.Н., Образцова А.А. Изменчивость обмена углекислым газом в системе океан–атмосфера // Общество. Среда. Развитие. 2011. № 4. С. 220–226.
4. Савенко В.С. Химия водного поверхностного микрослоя. Л.: Гидрометеоиздат, 1990. 184 с.
5. Степанов В.Н. Океаносфера. М.: Мысль, 1983. 270 с.
6. Хунджуа Г.Г., Гусев А.М., Андреев Е.Г. и др. О структуре холодной поверхностной пленки океана и теплообмене океана с атмосферой // Изв. АН СССР. Физ. атм. и океана. 1977. Т. 13. № 7. С. 753–758.
7. Behrenfeld M. Climate-driven trends in contemporary ocean productivity // Nature. 2006. № 444. P. 752 – 755.
8. ERDDAP: AOML Monthly Global Carbon Fluxes dataset. URL: <http://cwcgom.aoml.noaa.gov/erddap/griddap/aomlcarbonfluxes.graph>, free.
9. Gurney K.R., Law R.M., Denning A.S. et al. Towards robust regional estimates of CO<sub>2</sub> sources and sinks using atmospheric transport models // Nature. 2002. № 415. P. 626–630.
10. IPCC, 2013: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change / Eds. Stocker T.F. et al. New York: Cambridge university press, 2013. P. 465–570.
11. Orr J.C. Modelling of Ocean Storage of CO<sub>2</sub> // 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<sub>2</sub> fluxes over the last three decades using empirical relationships // Tellus. 2010. № 62B(5). P. 352–368.
13. Sabine C.L., Feell R.A. The oceanic sink for carbon dioxide // Greenhouse Gas Sinks / Eds. Reay D. et al. UK, Oxfordshire: CABI Publishing, 2007. P. 31–49.
14. Takahashi T., Olafsson J., Goddard J. et al. Seasonal variation of CO<sub>2</sub> and nutrients in the high-latitude surface oceans: a comparative study // Global Biogeochemistry Cycles. 1993. № 7. P. 843–878.
15. Takahashi T., Sutherland S.C., Sweeney C. et al. Global sea-air CO<sub>2</sub> ux based on climatological surface ocean pCO<sub>2</sub>, and seasonal biological and temperature effects // Deep-Sea Res. II. 2002. № 49. P. 1601–1622.
16. Takahashi T., Sutherland S.C., Wanninkhof R. et al. Climatological mean and decadal changes in surface ocean pCO<sub>2</sub>, and net sea-air CO<sub>2</sub> flux over the global oceans // Deep-Sea Res. II. 2009. № 56. P. 554–577.
17. Weiss R.F. Carbon dioxide in water and seawater: the solubility of a non-ideal gas // Marine Chemistry. 1974. № 2. P. 203–215.

## On the Influence of Sea Surface Temperature on Carbon Dioxide Exchange with Atmosphere

**L. N. Karlin**, V. N. Malinin, S. M. Gordeeva

The influence of sea surface temperature (SST) on the carbon dioxide (CO<sub>2</sub>) exchange with atmosphere is considered on different spatial and temporal scales. The initial data were the 4° latitude × 5° longitude gridded monthly mean values of the CO<sub>2</sub> flux for the period of 1982–2011 and the SST satellite data from January 1, 1982 to December 31, 2012 at the 0.25° × 0.25° nodes of the geographical grid. Statistical models were constructed to estimate the global net CO<sub>2</sub> flux on the basis of SST anomalies. The SST variations in the equatorial zone were shown to be the main governing factors of the inter-annual variations of net CO<sub>2</sub> flux at the ocean–atmosphere interface.