Криосфера Земли, 2010, т. XIV, № 4, с. 17–29 **http://www.izdatgeo.ru**

УДК 530.361

РОЛЬ АРКТИЧЕСКОГО МОРСКОГО ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА В ГАЗООБМЕНЕ ПОВЕРХНОСТНЫХ ГЕОСФЕР

В.Н. Голубев

Московский государственный университет имени М.В.Ломоносова, географический ф-т, 119991, Москва, Ленинские горы, Россия, golubev@geol.msu.ru

Распределение углекислого газа (CO_2) между поверхностными геосферами регулируется в основном процессом газообмена океана и атмосферы, динамическое равновесие в котором достигается при определенном соотношении парциального давления газа с температурой и соленостью воды. Большая часть побережья в высоких широтах Северного полушария и Антарктического материка приурочена к той части Мирового океана, где наблюдается сезонное становление и вскрытие ледяного покрова. На поверхности арктических морей морской ледяной покров ежегодно распространяется от 4–7 млн км^2 в сентябре до 11–13 млн км^2 в марте. При сезонном становлении ледяного покрова условия газообмена с атмосферой меняются, поскольку в этот период сток парниковых газов в океан определяется в большей степени газопроницаемостью ледяного покрова, чем растворимостью газов в воде. Вместе с тем влияние ледяного покрова на газообмен атмосферы и океана практически не исследовано.

Установлена высокая корреляция между сезонными вариациями содержания CO_2 и внутригодовыми изменениями площади морских льдов: в зимний период содержание CO_2 в атмосфере возрастает, а в летний опускается ниже среднегодового значения. В результате сезонной цикличности в зимний период каждого года в Северном полушарии дополнительные 8 ppm, а в Южном – 4 ppm углекислого газа повышают парниковый эффект на 2 и 1 % соответственно по сравнению с летним периодом. В Северном полушарии выше 60° с.ш., где изменения содержания CO_2 достигают 20 ppm, парниковый эффект в зимнее время оказывается выше на 6 % по сравнению с летним, что частично компенсирует потери радиационного баланса вследствие сезонного уменьшения прихода солнечной радиации, повышения среднего альбедо поверхности и уменьшения содержания водяного пара в атмосфере.

Периоды, когда происходит смена направленности процесса (от роста концентрации CO_2 к снижению и обратное изменение), согласуются со временем перехода приземной температуры через точку замерзания морской воды (таяния льда). Амплитуда таких колебаний возрастает с широтой от 0–5 ppm на 10°–0° ю.ш. до 6–8 ppm на побережье Антарктиды и до 20 ppm на 60°–80° с.ш. В Северном полушарии формирование значительного дефицита углерода в морской воде, перекрытой в зимний период ледяным покровом, ведет к интенсивному поглощению CO_2 в весенне-летний период (до $3 \cdot 10^{14}$ моль).

Морские льды, углекислый газ, климатические условия, внутригодовые вариации, амплитуда, парниковый эффект

ROLE OF THE ARCTIC SEA ICE COVER IN THE GAS EXCHANGE OF THE SURFACE GEOSPHERES

V.N. Golubev

Lomonosov Moscow State University, Department of Geography, 119991, Moscow, Leninskie Gory, Russia, golubev@geol.msu.ru

The CO_2 balance between the Earth surface geospheres is mainly regulated by the atmosphere–ocean gas exchange. The latter reaches dynamical equilibrium under certain relationships between the gas partial pressure and the water temperature/salinity. The sea ice extent in Arctic seas annually varies from 11–13 millions km^2 in March to 4–7 millions km^2 in September. Since the sea ice is practically impermeable for the atmospheric gases, the variability of the sea ice extent unavoidably affects the gas balance. These effects are not yet fully accounted for in the analysis and modeling of polar meteorology and global climate.

High correlation is observed between the seasonal variability of the atmospheric CO_2 content and the sea ice extent. The CO_2 content decreases in the atmosphere and its increase in the sea water takes place during the period of melting of the sea ice up to the minimal sea ice extent (June–September). The increase in the CO_2 content in the atmosphere of the Northern Hemisphere corresponds to the period of maximal development of the sea ice cover (November–April). The moments of change in the tendencies are strongly related to the near-surface monthly-mean air temperatures reaching the freezing temperature of water (ice melt). The amplitudes of the cycles increase with latitude: from 0–5 ppm at 10° S to 20 ppm at 60–80° N. This corresponds to additional flux at the interface and indicates formation of CO_2 deficit in sea waters during winter seasons.

Due to the sea ice-related seasonal cycles, the green house effect is enhanced by additional 8 ppm of CO_2 in the Northern Hemisphere, which is 2 % higher in comparison to summer seasons, respectively. The zone to the North from 60° N, where the amplitude of the seasonal change of the CO_2 content in the atmosphere reaches 20 ppm, the green house effect in winter seasons becomes 6 % higher than in summers, and partly compensates the heat losses related to seasonal cycle of incoming Solar radiation, increase of the mean surface albedo and decrease in the atmospheric content of the water vapor.

Sea ice, CO_2, climatic conditions, interannual variations, amplitude, greenhouse effect

© В.Н. Голубев, 2010

ВВЕДЕНИЕ

Прогнозы Всемирной метеорологической организации (ВМО), Межправительственной группы экспертов по изменению климата (МГЭИК) и Программы ООН по окружающей среде (ЮНЕП) предполагают к 2100 г. увеличение концентрации углекислого газа, метана и других парниковых газов в атмосфере и потепление климата Земли на 2,5–5,0 °С. В прошлом столетии прогнозируемое на основе парникового эффекта потепление должно было составлять 0,28 °С в 1985 г. и 0,65 °С в 2000 г., однако реальное потепление достигло лишь 0,12 и 0,28 °С, а различие соответствующих значений составило 0,16 и 0,47 °С, т. е. 130–170 % самого изменения. Кроме того, фиксируемые изменения климатических условий (например, похолодание 1970-х гг.) не соответствуют прогнозируемой зависимости от содержания углекислого газа (CO_2) и даже в пределах одной широтной зоны могут существенно различаться по амплитуде и направленности [*Голубев и др., 2010*]. Представляется, что определенная роль в возникновении подобных несогласований принадлежит природным явлениям, характеризующимся сильной обратной связью, т. е. оказывающим воздействие на степень проявления климатического изменения, и малой инерционностью реакции на климатические изменения.

В первую очередь это касается конжеляционных льдов, широко распространенных в атмосфере, гидросфере и литосфере, однако в настоящее время не занимающих соответствующего места в климатических моделях. Высокая энергоемкость и широкое распространение конжеляционного льдообразования (формирование ледяного покрова на водоемах, промерзание грунтов, зарождение атмосферных льдов и др.) определяют роль явлений замерзания воды и таяния льда как основного механизма трансформации, консервации и миграции энергии и массы в криосфере Земли и как важной составляющей теплового баланса земной поверхности. В таблице приведены данные о средней площади распространения основных типов природных конжеляционных льдов в современную эпоху и энергетическом эффекте их образования/таяния [*Голубев, 2004*].

Сезонные и долгопериодные изменения массы и распространения конжеляционных льдов имеют большое значение при формировании климатических условий средних и высоких широт и глобального климата в целом. Энергетический эффект ежегодных изменений площади морских льдов в Мировом океане составляет около 1,4 % радиационного баланса Земли и почти 70 % суммарного радиационного баланса в зоне их распространения, а ежегодного промерзания грунтов – 0,63 и 7,3 % соответственно на 60°–75° с.ш. и ю.ш.

Энергия, законсервированная в многолетних морских льдах, в два раза превышает суммарный годовой радиационный баланс в областях существования этих льдов (выше 75° с.ш. и ю.ш.) и составляет около 1,2 % радиационного баланса Земли. Дрейф морских льдов связан с ежегодным перемещением в незамерзающие области Мирового океана до $7 \cdot 10^3$ км^3 практически пресного льда и с потоками энергии до $2 \cdot 10^{15}$ МДж. Происходящее при этом опреснение и охлаждение поверхностного слоя морской воды в области таяния льдов сказывается на режиме морских течений и газообмене атмосферы и океана. При вызванных изменениями климата долгопериодных колебаниях границ ледяного покрова и промерзания грунтов распределенные во времени потоки энергии составляют до 10^{16} МДж, что позволяет рассматривать многолетнемерзлые грунты и морской ледяной покров в качестве факторов длительной стабилизации климатических условий в полярных областях Земли при глобальных изменениях климата.

Вклад морского ледяного покрова в формирование климата арктических регионов анализируется обычно в аспекте масштабов его распространения и энергии формирования, а также влияния на альбедо и радиационный баланс поверхности, на теплообмен океана и атмосферы [*Будыко, 1971; Кондратьев, 1980; Barry et al., 1993; Vinnikov et al., 1999*]. Практически неисследованным остается воздействие ледяного покрова на газообмен гид-

Площадь распространения и энергетический эффект образования/таяния основных типов конжеляционных льдов

Компонент	Площадь, 10^6 км^2	Удельная энергия таяния–замерзания, МДж/м^2	Масса льда, 10^{16} кг	Суммарная энергия таяния–замерзания, 10^{16} МДж
Морские льды				
сезонные	24	450	3,2	1,2
многолетние	12	550	1,8	0,7
Мерзлые грунты				
сезонные	70	60	1,2	0,4
многолетние	30	6500	50	17
Атмосферные льды	513	260	40	13

росферы и атмосферы, хотя очевидно, что периодическое формирование льда в этой части Мирового океана, препятствующее стоку атмосферного углекислого газа в арктические моря, должно было бы вести к накоплению его в атмосфере и к соответствующему усилению парникового эффекта. Вместе с тем имеющиеся сведения о составе газовых включений в ледяных щитах Гренландии и Антарктиды показывают быстрое возрастание содержания CO_2 в атмосфере в периоды резкого потепления и дегляциации и постепенное понижение концентрации газа при последующем медленном похолодании и росте ледяных образований [*Котляков, 2000; Caillon et al., 2003*]. Несогласование в отклике состава атмосферы, в частности содержания CO_2, на внутригодовые вариации термического режима и на аналогичные многотысячелетние колебания климата может быть обусловлено изменениями условий газообмена поверхностных геосфер, в том числе и периодическими изменениями распространения морского ледяного покрова. Выявление зависимости содержания CO_2 в атмосфере от распространения морского ледяного покрова может стать одним из недостающих блоков глобальных климатических моделей. В статье представлены результаты исследования ежегодных изменений содержания CO_2 в атмосфере и поверхностном слое океана и связи этих изменений с распространением морского ледяного покрова.

Внутригодовые и многолетние изменения распространения морских льдов

Ежегодно на поверхности Мирового океана образуется и тает морской ледяной покров, суммарная площадь которого в Северном и Южном полушариях изменяется за счет нарастания и таяния сезонных льдов от 24 млн км^2 в сентябре–октябре до 16 млн км^2 в марте [*Захаров, 1996; Голубев, 2007*]. Распространение морского ледяного покрова четко фиксируется при аэрокосмических исследованиях. Ревизия в 1994–1996 гг. методики оценки сплоченности льда привела к снижению оцениваемой площади ледяного покрова на 1,75 млн км^2, вследствие чего потребовалась соответствующая корректировка всех ранее полученных данных.

Средняя толщина нарастающего сезонного льда достигает 1,5–2,0 м, а в области распространения многолетних льдов сезонные изменения толщины не превышают 0,5 м [*Кукла, 1980; Chapmen et al., 1993; Parkinson et al., 1999*]. Масса многолетних и сезонно образующихся льдов гидросферы составляет $5 \cdot 10^{16}$ кг, из которых на многолетние морские льды приходится $1{,}8 \cdot 10^{16}$ кг (см. таблицу). Объем морских льдов в течение года изменяется на $36 \cdot 10^3$ км^3, а потоки энергии в результате фазовых переходов превышают $1{,}2 \cdot 10^{16}$ МДж/год. Многолетние морские льды занимают в настоящее время $12 \cdot 10^6$ км^2. Энергия, законсервированная в них, равна $0{,}7 \cdot 10^{16}$ МДж, что в два раза превышает годовой радиационный баланс в областях существования этих льдов.

Данные о термическом режиме приземного слоя воздуха (рис. 1) свидетельствуют о повышении с 1951 г. средней зимней температуры в Арктике на 1,5–3,0 °С, средней летней – на 0,5–1,0 °С и средней годовой – на 1,0–1,5 °С [*Barry et al., 1993; Vinnikov et al., 1999; Przybylak, 2002*]. С начала 1960-х гг. площадь льдов в Северном полушарии сокращалась со скоростью 4,6 % в десятилетие, а с начала 1980-х – со скоростью до 5,8 % [*Vinnikov et al., 1999*]. Таким образом, зависимость площади зимнего ледяного покрова от изменений средней многолетней температуры соответствует $(1{,}8–2{,}5) \cdot 10^6$ км^2 на 1 °С. Наиболее быстро площадь морских льдов уменьшалась в Охотском море и российском секторе Арктики (Баренцово, Карское и Восточно-Сибирское моря) [*Захаров,*

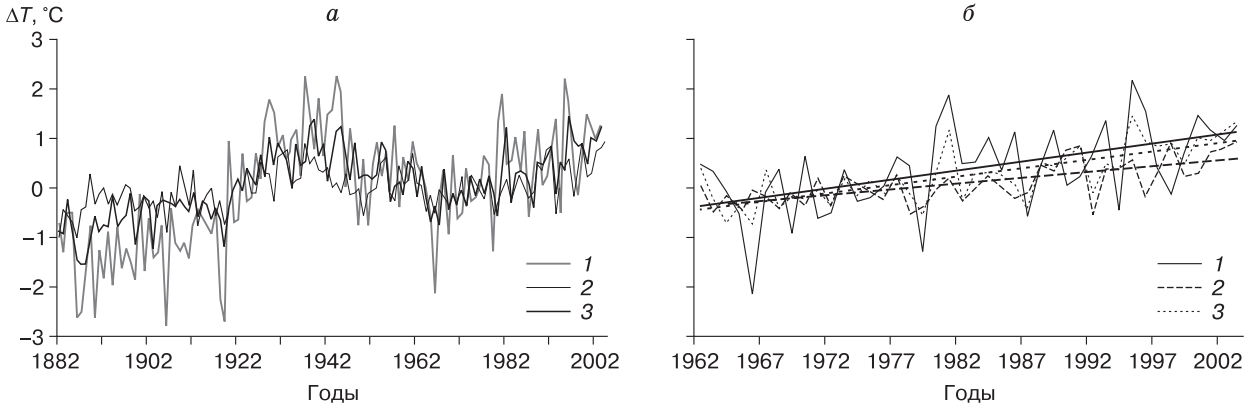

Рис. 1. Аномалии (*а*) и трендовые (*б*) изменения температуры приземного слоя воздуха в Арктике (www.cdiac.eds.ornl.gov):

1 – средняя зимняя температура; *2* – средняя летняя температура, *3* – средняя годовая температура.

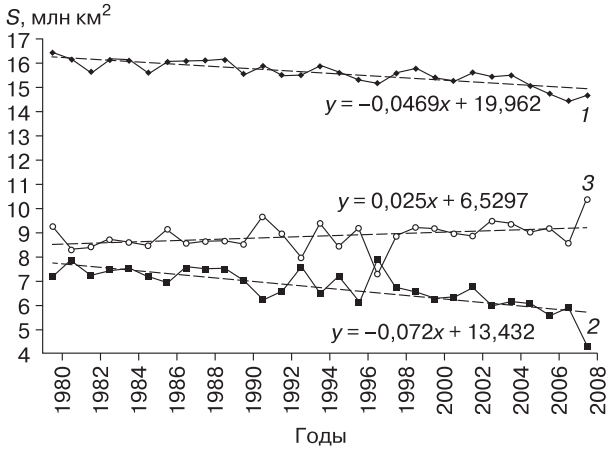

Рис. 2. Вариации площади (*S*) арктического ледяного покрова в 1979–2008 гг.:

1 – при максимальном распространении в марте; *2* – при минимальном распространении в сентябре; *3* – при ежегодном летнем сокращении.

1996]. Интенсификация таяния сезонных и многолетних морских льдов подтверждается также изменениями термического и халинного режимов в Арктическом бассейне, где отмечается прогрессирующее опреснение верхнего 200-метрового слоя морской воды [*McPhee et al., 1998*].

Близкие соотношения существуют и для изменений площади многолетних льдов, обусловленных 3–7-летними колебаниями температуры приземного слоя воздуха. Согласно [*Захаров, 1996; Barry et al., 1993; Vinnikov et al., 1999; Chédin et al., 2002*], в 20-е и 60-е гг. XX столетия, когда средняя годовая температура понижалась относительно средней многолетней на 0,2 °С, площадь многолетних льдов, занимающих центральную часть Северного Ледовитого океана, достигала в период максимального таяния $7{,}25 \cdot 10^6$ км^2, но уменьшалась до $6{,}25 \cdot 10^6$ км^2 в середине 1970-х гг. и до $5{,}75 \cdot 10^6$ км^2 в 1950-е гг. при повышении средней годовой температуры на 0,2 и 0,4 °С соответственно. При другой методике оценки сплоченности многолетних льдов, их площадь изменялась от $4{,}5 \cdot 10^6$ км^2 в 1970-е гг. до $5{,}25 \cdot 10^6$ км^2 в середине 1980-х гг. при похолодании на 0,3 °С и до $3{,}75 \cdot 10^6$ км^2 при потеплении на 0,25 °С в середине 1990-х гг. Однако независимо от методики оценки площадь многолетних морских льдов изменялась согласно 3–7-летним колебаниям температуры приземного слоя воздуха с коэффициентом пропорциональности $2{,}5 \cdot 10^6$ км^2 при изменении средней годовой температуры воздуха на 1 °С. С 1961 г. многолетние льды сокращались в среднем на 3,6 % в десятилетие [*Захаров, 1996; Barry et al., 1993; Chapmen et al., 1993; Parkinson et al., 1999*]. Зависимость их площади от среднегодовой температуры соответствует $(0{,}9–1{,}6) \cdot 10^6$ км^2 на 1 °С, что хорошо согласуется с интенсивностью изменений сезонного ледяного покрова с учетом различий средней толщины сезонных и многолетних льдов.

Общее сокращение морского ледяного покрова связано с интенсивным потеплением, происходившим в Сибири, западной части Канады и на Аляске, хотя в этот же период в западной Гренландии и в Лабрадорском море отмечалось некоторое похолодание [*Кукла, 1980; Захаров, 1996; Barry et al., 1993*]. Сокращению многолетних льдов способствовало изменение атмосферной циркуляции, связанное с понижением давления в центральной части Северного Ледовитого океана. В результате углубления полярных циклонов относительно теплые воздушные массы арктического побережья в весенние и летние месяцы проникали в центральные части океана, способствуя более интенсивному таянию льдов [*Walsh et al., 1996; Higuchi et al., 2002*]. Действие этих факторов привело к удлинению периода таяния морских льдов с 55 до 75 дней за последние 40 лет, в среднем на 5,3 дня в десятилетие [*Захаров, 1996*; *Reid, 1991; Walsh et al., 1996; Higuchi et al., 2002*].

На рис. 2 показаны вариации распространения морских льдов в Северном полушарии в 1979–2008 гг. Суммарная площадь ледяного покрова при максимальном распространении (S_{max}) в марте в течение этого периода уменьшалась с $16{,}5 \cdot 10^6$ до $14{,}5 \cdot 10^6$ км^2, при минимальном распространении (S_{min}) в сентябре – от $8 \cdot 10^6$ до $5 \cdot 10^6$ км^2, а площадь ежегодного сокращения льдов (ΔS) в летний сезон увеличилась с $8{,}5 \cdot 10^6$ до $9{,}5 \cdot 10^6$ км^2. Вариации площади зимнего ледяного покрова не превышали $1{,}5 \cdot 10^6$ км^2 (см. рис. 2), а летнего достигали $3 \cdot 10^6$ км^2, т. е. изменчивость ΔS в большей степени зависела от значений S_{min}, которые определяются в основном средней температурой и продолжительностью летнего периода. В среднем с 1979 г. сокращение S_{max} в Северном полушарии происходило со скоростью $0{,}0469 \cdot 10^6$ км^2/год, а уменьшение S_{min} – со скоростью $0{,}072 \cdot 10^6$ км^2/год, вследствие чего ежегодное увеличение ΔS составляло $0{,}025 \cdot 10^6$ км^2/год.

В морях Северного Ледовитого океана площадь ледяного покрова с начала XXI в. изменялась в среднем от $12{,}5 \cdot 10^6$ км^2 в марте до $5 \cdot 10^6$ км^2 в сентябре. Максимальное распространение ледяного покрова в Северном Ледовитом океане в зимний период не превышает $14 \cdot 10^6$ км^2, поскольку возможность большего распространения на значительной части восточного и западного полушарий ограничивается материковым побережьем. На рис. 3 показаны соотношения между отклонениями среднемесячной площади нарастающего и тающего ледяного покрова $\Delta S_m = S - S_{ср}$ и среднемесячной температуры приземного слоя воз-

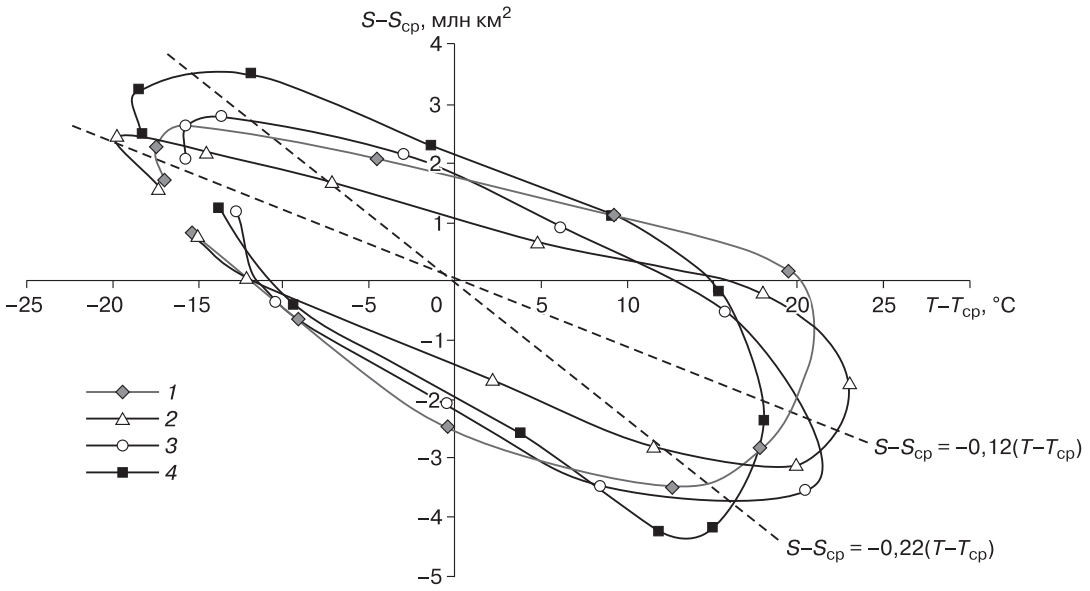

Рис. 3. Соотношения между отклонениями среднемесячной температуры приземного слоя воздуха ($T–T_{ср}$) и среднемесячной площади нарастающего и тающего ледяного покрова ($S–S_{ср}$) от среднегодовых значений:

1 – 1984 г.; *2* – 1987 г.; *3* – 1988 г.; *4* – 1990 г.

духа $\Delta T_m = T - T_{ср}$ от среднегодовых значений ($S_{ср}$, $T_{ср}$) в полярной зоне. При одинаковой температуре приземного воздуха площадь ледяного покрова в период схода (апрель–июль) оказывается на $(2,5–5,0)\cdot10^6$ км^2 больше, чем в период становления (октябрь–январь). Поля точек образуют эллипсы, длинные оси которых описываются уравнением

$$\Delta S_m = -\Delta T_m\cdot(0,12–0,22)\cdot10^6 \text{ км}^2. \qquad (1)$$

Уравнение (1) характеризует среднюю интенсивность нарастания/сокращения площади морского ледяного покрова в зависимости от термического режима приземного слоя воздуха. Низкие значения коэффициента пропорциональности ($0,12\cdot10^6$ км^2) отмечаются при увеличении контрастности климата (холодная зима и теплое лето), разница температур января и июля превышает 40 °С, более высокие ($0,22\cdot10^6$ км^2) – при уменьшении контрастности, когда разница менее 35 °С. Отклонения точек в поперечном направлении, равные $(1,0–1,5)\cdot10^6$ км^2 в случае холодной зимы и теплого лета и $(2,0–2,5)\cdot10^6$ км^2 при теплой зиме и холодном лете, характеризуют запаздывание нарастания или сокращения площади льдов, обусловленное тепловым эффектом фазового перехода и охлаждения/нагревания верхнего слоя морской воды и ледяного покрова.

Коэффициент пропорциональности между площадью сезонных льдов и среднемесячной температурой составляет $(0,10–0,25)\cdot10^6$ км^2/К, что на порядок меньше коэффициента пропорциональности при длительных климатических изменениях (квазивековых и квазидесятилетних), равного $(1,5–2,5)\cdot10^6$ км^2/К. В Южном полушарии площадь морского ледяного покрова в течение года изменяется на $15,5\cdot10^6$ км^2 (от $18\cdot10^6$ км^2 в октябре до $2,5\cdot10^6$ км^2 в марте) при изменении среднемесячной температуры на 9–15 К и коэффициенте пропорциональности $(1,0–1,4)\cdot10^6$ км^2/К.

Общее сокращение морских льдов и соответствующее понижение альбедо поверхности Северного Ледовитого океана предполагают повышение температуры в арктической зоне, которое должно быть особенно заметным в период полярного дня. Однако, как показывают измерения (см. рис. 1), повышение средней летней температуры с 1961 г. происходило менее интенсивно, чем средней зимней.

Периодические вариации содержания CO_2 в атмосфере Земли

В 1863 г. Д. Тиндаль сформулировал понятие о парниковом эффекте, а в 1896 г. С. Аррениус показал, что удвоение концентрации углекислого газа может привести к повышению температуры тропосферы на 6 °С. Ежегодное возрастание содержания CO_2 в атмосфере Земли послужило основанием Д. Каллендеру высказать в 1938 г. предположение, что в изменениях содержания CO_2 и в потеплении климата существенная роль

может принадлежать антропогенному фактору. На рубеже второго и третьего тысячелетий антропогенный выброс составил 7,5 Гт углерода в год, а суммарное содержание углерода в атмосфере Земли достигло 910 Гт. Возрастание содержания CO_2 с 290 ppm (миллионная доля) в конце XIX в. до 380 ppm в начале третьего тысячелетия послужило основанием для представления о прогрессирующем развитии парникового эффекта вследствие все возрастающего антропогенного выброса CO_2 и других парниковых газов и стало причиной серьезной обеспокоенности не только ученых, но и политиков*.

Определенным подтверждением справедливости гипотезы о прямом воздействии концентрации углекислого газа на температуру тропосферы и земной поверхности могут служить данные палеоклиматологии, согласно которым периоды значительного возрастания содержания CO_2 в атмосфере всегда совпадали с потеплением климата [*Монин, 1982; Falkovski et al., 2000; Caillon et al., 2003*]. Исследования состава газовых включений в ледяных кернах, полученных при бурении ледниковых покровов Гренландии и Антарктиды, также показали значительные вариации содержания диоксида углерода, периоды которых составляют от сотен тысяч до сотен лет (рис. 4) [*Котляков, 2000; Caillon et al., 2003*]. Потепление (дегляциация) и возрастание содержания CO_2 в атмосфере происходили достаточно быстро, тогда как периоды похолодания (роста ледяных образований) и понижения содержания CO_2 занимали в 3–4 раза больший интервал времени. Изучение изотопного состава и газосодержания в кернах антарктического ледникового покрова показало также некоторый временной разрыв между началом потепления и последующим повышением содержания углекислого газа [*Caillon et al., 2003*]. Его продолжительность около 800 лет, что позволяет говорить о первичности естественных длиннопериодных колебаний климатической системы (изменений температуры атмосферы и океана), обусловленных вариациями орбитальных параметров Земли [*Hays et al., 1976; Haigh, 2001*].

Периоды повышения содержания CO_2 приходились на время активизации вулканической деятельности, а понижения и оледенения – на эпохи спокойной Земли [*Будыко и др., 1985*]. В современный геологический период вулканическая активность растет [*Вулканы..., 1986*]. Увеличивается и обусловленный ею выброс CO_2, но величина его едва ли достигает 1 Гт углерода в год. Однако складывающееся в связи с этим представление о незначительной роли эндогенного источника нельзя считать достаточно обоснованным, поскольку при

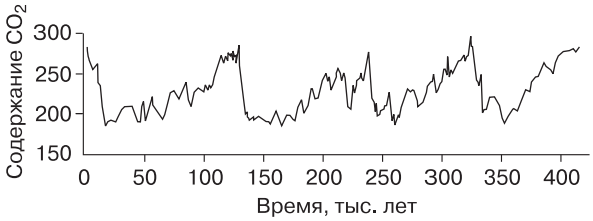

Рис. 4. Изменения содержания CO_2 в атмосфере в течение последних четырех гляциальных 100-тысячелетних циклов.

оценке поступления CO_2 из недр земли учитывается лишь вулканическая деятельность и слабо исследован такой источник, как эманация газа по тектоническим структурам, роль которого среди других источников CO_2 может быть достаточно существенной [*Вулканы..., 1986; Арэ, 1998; Worsley et al., 1986*].

Согласно альтернативной модели термического режима плотной (земной) атмосферы, при повышении содержания CO_2 ведущим фактором становится не радиационный разогрев атмосферы, а возрастание плотности воздуха за счет CO_2 и интенсификация конвективного теплообмена тропосферы и стратосферы, что может привести даже к понижению температуры тропосферы [*Сорохтин, Ушаков, 1996*].

Происходившее в течение индустриального периода увеличение концентрации диоксида углерода в атмосфере с 280 до 380 ppm со средней скоростью 0,4 % в год принято связывать с возрастанием антропогенного выброса [*Юршков, Макарьева, 2002; Keeling et al., 1996; Falkovski et al., 2000; Houghton, 2000*]. Если бы весь антропогенный CO_2 накапливался в атмосфере, то концентрация газа должна была бы возрастать на 3,6 ppm в год. Однако регистрируемый рост, в среднем на 1,5 ppm в год, оказывается вдвое меньше, что предполагает существование активно действующих стоков углекислого газа, и, возможно, определенных условий для его накопления, роль которых еще недостаточно изучена [*Morner, Etiope, 2002*].

Многолетний мониторинг содержания CO_2 в атмосфере на сети континентальных и островных метеостанций показывает наличие регулярных, внутригодовых вариаций с повышением его содержания в холодный зимний период и понижением в теплый летний (рис. 5). Такая цикличность прослеживается в обоих полушариях, но особенно четко в Северном полушарии, где амплитуда внутригодовых вариаций достигает 20 ppm в высоких широтах и падает до 5 ppm в экваториальной области.

* Климатическая доктрина Российской Федерации. Распоряжение № 861-рп Президента РФ от 17.12.2009 г.

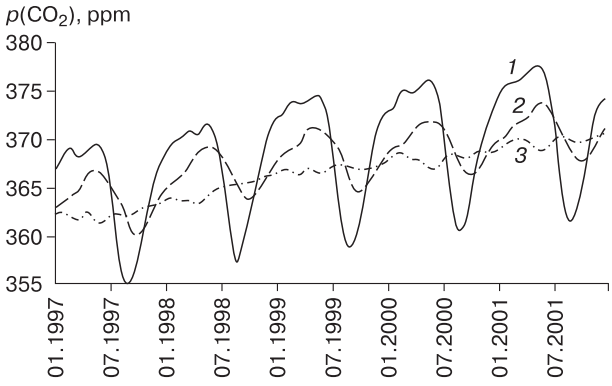

Рис. 5. Внутригодовые вариации содержания CO_2 в атмосфере полярной и тропической зон Северного полушария и в экваториальной зоне.

Станции: *1* – Барроу, *2* – Мауна-Лоа, *3* – Самоа.

На составленных нами по данным континентальных и прибрежных метеостанций картах показаны средние значения амплитуды межсезонных колебаний содержания CO_2 во всех широтных зонах Земли в 80–90-е гг. XX в. (рис. 6, *а*) и в первом десятилетии XXI в. (рис. 6, *б*) [*Trends..., 1994*; www.cger2.nies.go.jp; www.cdiac.esd.ornl.gov]. При составлении карт были использованы данные мониторинга атмосферы на постоянно и периодически работающих станциях. Здесь представлено расположение станций и приведены средние значения амплитуды содержания CO_2 на каждой станции. Изолинии характеризуют расположение зон, в пределах которых межсезонные колебания содержания CO_2 имеют близкие значения. Характер распределения углекислого газа над поверхностью континентов и акваторией океанов в этом временном интервале практически не изменился. Показательно существенное увеличение содержания CO_2 над континентами, особенно в регионах молодого горообразования и активной тектоники (Альпы, Кавказ, Памир, Тибет), что свидетельствует о высокой интенсивности поступления газа из литосферы. Амплитуды колебаний уменьшаются с 15–20 ppm на побережье Северного Ледовитого океана до 5–8 ppm в северной тропической зоне и до 2–5 ppm на экваторе. Согласно данным космического мониторинга, межсезонные (зима–лето) изменения содержания CO_2 прослеживаются и в высоких слоях атмосферы, но их амплитуда уменьшается. В полярной зоне Северного полушария на уровне давлений 2 Па она составляет лишь 5 ppm [*Keeling et al., 1996*].

В атмосфере Южного полушария межсезонные колебания содержания CO_2 имеют аналогичный характер, однако периоды возрастания и уменьшения содержания CO_2 начинают соответствовать весенним и осенним сезонам полушария лишь с 20° ю.ш. и не превышают 5 ppm. При этом широтная зависимость амплитуды вариаций прослеживается весьма слабо, а южной тропической зоне в целом свойствен неустойчивый характер вариаций с более частой сменой периодов повышения и понижения содержания CO_2.

Внутригодовые изменения содержания CO_2, осредненные по всему Северному полушарию, составляют 8 ppm. В весенний период атмосфера Северного полушария содержит в среднем дополнительно 4 ppm CO_2 по сравнению с трендовыми значениями. В атмосфере Южного полушария в этот осенний для полушария период возникает дефицит в 2 ppm, и между полушариями формируется перепад содержания CO_2, дважды в год (в марте–апреле и в сентябре–октябре) достигающий 6 ppm. Повышение содержания CO_2 в зимние сезоны на 8 ppm в Северном полушарии и на 4 ppm в Южном ведет к возрастанию парникового эффекта на 2 и 1 % по сравнению с летними периодами. В Северном полушарии, в зоне выше 60° с.ш., где амплитуда изменений содержания достигает 20 ppm, парниковый эффект в зимнее время оказывается выше на 6 % по сравнению с летним, чем частично компенсируются потери радиационного баланса, обусловленные сезонным уменьшением прихода солнечной радиации, повышением альбедо поверхности и снижением содержания водяного пара в атмосфере [*Barry et al., 1993; Chédin et al., 2002*].

Причиной роста концентрации атмосферного CO_2 в зимний период принято считать периодичность жизнедеятельности биоты в умеренных и высоких широтах и сезонность антропогенного выброса [*Горшков, Макарьева, 2002; Ciais et al., 1995; Keeling et al., 1996; Falkovski et al., 2000; Houghton, 2000; Chédin et al., 2002; Sarmiento, Gruber, 2002*]. Что касается вклада межсезонных вариаций антропогенного выброса и продуктивности приполярной биоты (каждый составляет не более 0,5 Гт), то их масштабы по крайней мере на порядок меньше наблюдаемых вариаций содержания атмосферного CO_2.

Продуктивность биоты растет при повышении температуры, и за счет этого фактора межсезонные вариации содержания CO_2 в каждом из полушарий могли бы значительно превышать регистрируемые. Однако при повышении температуры одновременно с возрастанием фотосинтеза интенсифицируется и разложение отмершей ее части, сопровождающееся выделением CO_2 и других парниковых газов. В перечне стоков и источников CO_2 величины этих составляющих углеродного баланса Земли практически одинаковы, составляя по 77–78 Гт углерода (фотосинтез со знаком “минус”, а разложение со знаком “плюс”) [*Монин, 1982*]. Изменения интенсивности каждого

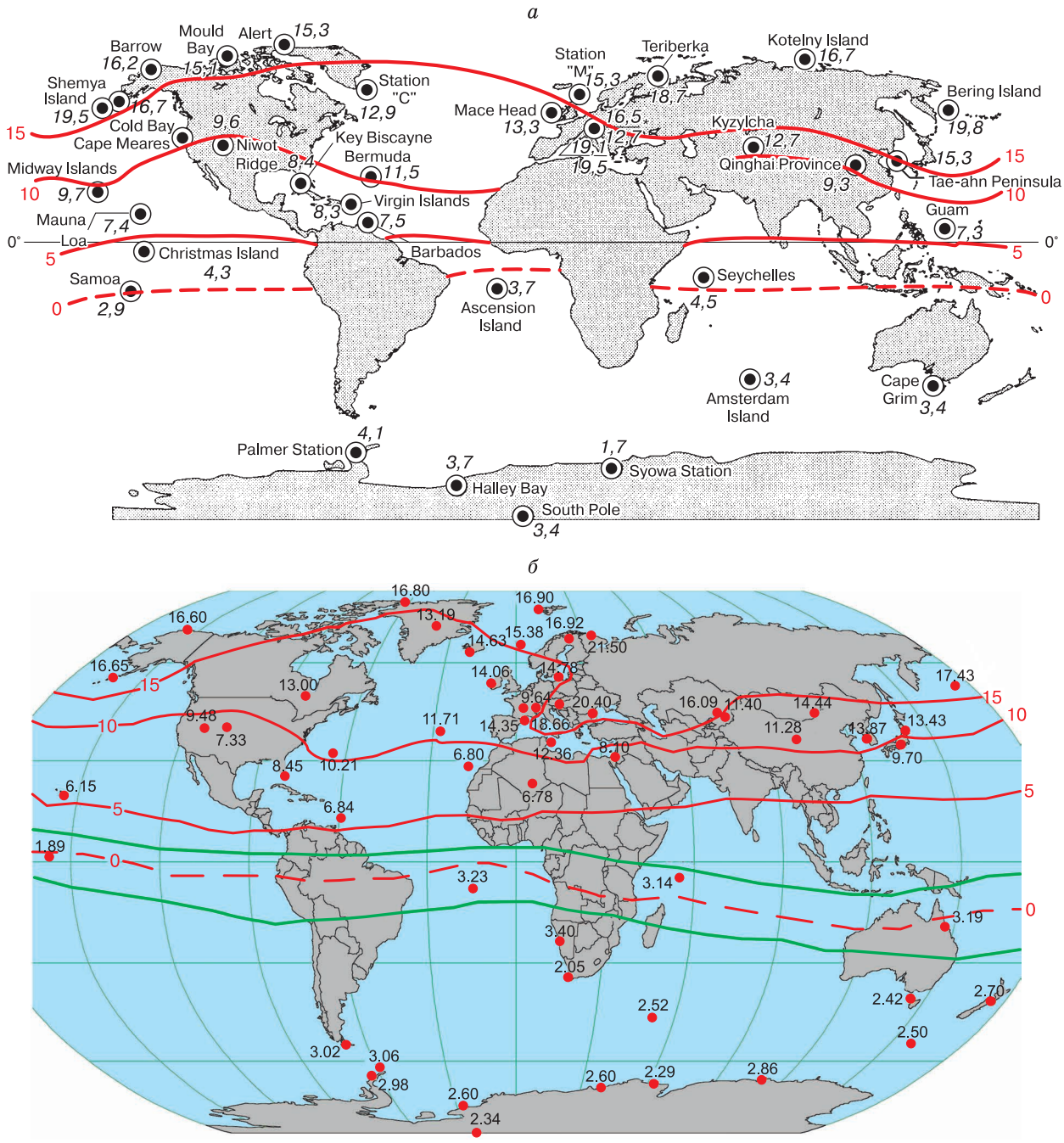

Рис. 6. Карты межсезонных вариаций содержания CO_2 в атмосфере Земли.

Изолиниями показаны средние многолетние амплитуды внутригодовых колебаний содержания атмосферного углекислого газа (ppm) в 1980–1990-х гг. (*а*) и в 2000–2009 гг. (*б*).

из этих процессов синхронизированы с внутригодовыми колебаниями температуры, но имеется кратковременный разрыв между проявлениями максимальной интенсивности фотосинтеза и разложения. Суммарный же эффект этих процессов и его сезонные вариации еще предстоит оценить. Следует отметить также, что количественные оценки (с погрешностью 1–2 Гт) имеются лишь для некоторых источников и стоков CO_2 (содержание в атмосфере, антропогенный источник, вулканизм, пожары). Оценки остальных источников и стоков базируются на предполагаемом соотношении их величин (например, на основе отношений $^{13}C/^{12}C$ и $^{14}C/^{12}C$ [*Горшков, Макарьева, 2002;*

Ciais et al., 1995; Sarmiento, Gruber, 2002]) и составлении баланса и различаются, порой, в несколько раз и даже на порядок [*Barry et al., 1993; Keeling et al., 1996; Houghton, 2000; Sarmiento, Gruber, 2002*]. Поэтому дискуссионной остается и роль антропогенного источника CO_2 в глобальном цикле углерода [*Сорохтин, Ушаков, 1996*].

Газообмен поверхностных геосфер

На рис. 7 представлена блок-схема газообмена поверхностных геосфер: литосферы, гидросферы и атмосферы. Основным источником является литосфера, откуда в атмосферу поступают газы эндогенного, биогенного, антропогенного и геохимического генезиса. Атмосфера Земли служит промежуточным звеном, зоной транзита, через которую осуществляется сток в океан и биосферу углекислого и других газов. Обратное поступление в атмосферу части растворенного или усвоенного газа происходит в результате разложения биоты и испарения воды.

Мировой океан является наиболее емким резервуаром диоксида углерода, где в результате химических процессов и деятельности морской биоты основная часть растворенного газа переходит в связанную форму и на длительный срок выводится из поверхностных геосфер. Балансовые уравнения для зимнего и летнего периодов включают стоки CO_2 (поглощение слоем перемешивания, фотосинтез, аккумуляция в атмосфере) и источники CO_2 (литосфера, разложение биоты, извлечение газа из атмосферы).

Согласно закону Генри–Дальтона, концентрация растворенного газа в воде и интенсивность газообмена атмосферы и гидросферы зависят от парциального давления газа в атмосфере и его растворимости, которая возрастает при понижении температуры и уменьшении солености воды:

$$m_g = Cp_g, \qquad (2)$$

где m_g – молярная концентрация газа в воде; p_g – парциальное давление газа над раствором; C – константа растворимости газа.

Растворимость CO_2 в пресной воде при 273 К составляет 1710 мл/л при парциальном давлении газа 1013 гПа и уменьшается при повышении температуры и увеличении солености воды. Данные, приведенные в работе [*Хорн, 1972*], позволяют охарактеризовать зависимость растворимости углекислого газа в воде от температуры и солености в интервале 0...20 °С: понижение растворимости на 2,65 % при повышении температуры на 1 °С и на 0,6 % при увеличении солености воды на 1 ‰.

Потепление климата предполагает повышение температуры верхнего слоя (слоя перемешивания) морской воды, снижение растворимости газа в воде и рост его парциального давления в атмосфере при условии, что продуктивность источников CO_2 существенно не изменяется. При похолодании климата растворимость газов в охлаждающейся морской воде возрастает, что при том же условии в отношении источников CO_2 должно привести к понижению его парциального давления в атмосфере.

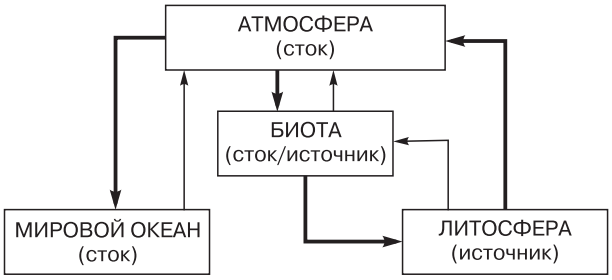

Рис. 7. Блок-схема газообмена литосферы, гидросферы и атмосферы и вклад основных источников и стоков CO_2 в изменения содержания газа в атмосфере.

Толстые линии – основные стоки и источники CO_2, тонкие – вторичные.

Одновременные измерения содержания углекислого газа в атмосфере и морской воде (www.cger2.nies.go.jp) показывают, что содержание CO_2 в воде в основном близко к некоторому равновесному значению, отвечающему содержанию CO_2 в воздухе, но изменяется при понижении или повышении температуры воды соответственно в сторону повышения или понижения (рис. 8, *а*). При анализе данных (www.cger2.nies.go.jp) нами было получено соотношение между содержанием углекислого газа в атмосфере ($p(CO_2)_{air}$) и в морской воде ($p(CO_2)_{ss}$) в зависимости от температуры поверхностного слоя воды (T_{ss}):

$$p(CO_2)_{ss} = p(CO_2)_{air} - 4{,}2(T_{ss} - 10). \qquad (3)$$

Согласно выражению (3), содержание углекислого газа в морской воде с соленостью 34 ‰ повышается в среднем на 1,75 % при понижении температуры на 1 °С (см. рис. 8, *б*).

Температура поверхности океана, в свою очередь, определяется рядом факторов, среди которых ведущими являются температура воздуха (T_{air}) и интенсивность испарения, т. е. влажность воздуха и скорость ветра. Ряды наблюдений в разных регионах Мирового океана за изменениями температуры воздуха и поверхности моря в области положительных значений можно представить в обобщенном виде

$$T_{ss} = 0{,}9T_{air} + 1{,}4. \qquad (4)$$

Используя приведенные выше эмпирические уравнения, можно охарактеризовать изменения содержания CO_2 в слое перемешивания океана на основе сведений об изменении температуры приземного слоя воздуха и содержания CO_2 в нем.

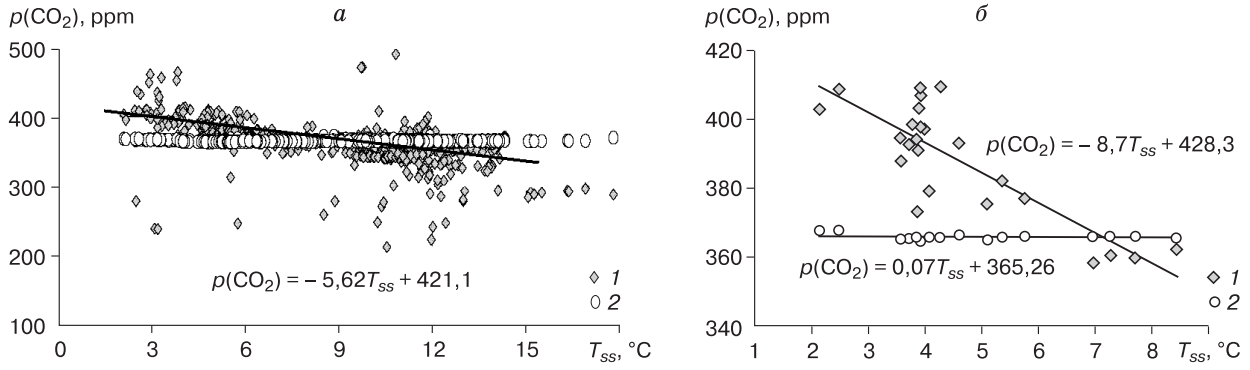

Рис. 8. Изменения содержания углекислого газа в морской воде (*1*) и атмосфере (*2*) в зависимости от температуры поверхностного слоя воды в океане (T_{ss}) в течение всего года (*а*) и в апреле 1998 г. (*б*).

Вместе с тем рис. 8 демонстрирует высокую локальную изменчивость содержания CO_2 в воде и сравнительно малые вариации содержания газа в воздухе, что объясняется различием на четыре порядка коэффициентов диффузии газов в воде и воздухе и сильной зависимостью интенсивности газообмена от метеорологических условий и циркуляционных процессов в слое перемешивания. В целом при потеплении климата и повышении температуры поверхностного слоя океана парциальное давление углекислого газа в атмосфере должно возрастать, а при похолодании и понижении температуры океана – понижаться.

Наблюдаемые внутригодовые изменения содержания углекислого газа в атмосфере, происходящие в каждом из полушарий, имеют направленность, противоположную той, которая должна наблюдаться исходя из закона Генри–Дальтона. Такое изменение направленности (повышение зимой и понижение летом) свидетельствует о наличии иных факторов, суммарная роль которых в сезонных изменениях содержание CO_2 оказывается не только сравнимой, но даже превышает масштабы сезонных колебаний поглощения газа океаническим слоем перемешивания в каждом из полушарий.

Влияние морского ледяного покрова на газообмен атмосферы и океана

Внутригодовые изменения содержания углекислого газа, достигающие 5,3 % в атмосфере полярной зоны и 2,2 % во всем Северном полушарии, обусловлены сезонностью действия и высокой активностью источников и стоков CO_2, в частности газообмена атмосферы и океана, при котором океан и атмосфера периодически выступают в качестве либо источника, либо стока CO_2. Согласно [*Кондратьев, 1980; Монин, 1982; Keeling et al., 1996; Falkovski et al., 2000; Houghton, 2000*], суммарное количество CO_2 в атмосфере к 1980 г. составляло 711–720 Гт. С 1980 г. концентрация CO_2 в атмосфере повысилась с 333 до 380 ppm, что соответствует увеличению парциального давления газа $p(CO_2)_{air}$ до $5{,}75 \cdot 10^{-4}$ атм и росту суммарного количества углерода до 950 Гт. Антропогенный выброс составляет в настоящее время менее 1 % общего содержания углекислого газа в атмосфере. За время инструментальных наблюдений концентрация CO_2 в атмосфере возрастала в среднем на 1,5 ppm (на $4 \cdot 10^{-3}$ год$^{-1}$), что составляет около 40 % антропогенного выброса. Оставшиеся 60 % поглощаются другими природными стоками CO_2. Основным резервуаром для атмосферного углерода служит океан, а представление о динамическом равновесии системы океан–атмосфера предполагает пропорциональное (в соответствии с законом Генри–Дальтона) изменение содержания CO_2 в морской воде при относительно небольших вариациях содержания газа в атмосфере. Возрастание массы растворенного газа в слое перемешивания океана должно происходить с запаздыванием, обусловленным скоростью газообмена, согласно выражению

$$(\Delta m_g / m_g) = (\Delta p(CO_2)_{air} / p(CO_2)_{air}), \qquad (5)$$

где m_g – масса газа, растворенного в слое перемешивания; Δm_g – дополнительное количество газа, растворяющегося в морской воде при возрастании парциального давления на $\Delta p(CO_2)_{air}$. Содержание углерода в морской воде, согласно (5), ежегодно должно было возрастать на 3,0–3,5 Гт, а суммарное количество углерода в слое перемешивания, оцениваемое для второй половины XX в. от 600–670 до 864 Гт [*Keeling et al., 1996; Falkovski et al., 2000; Houghton, 2000*], в настоящее время может превышать 950 Гт. По некоторым оценкам [*Горшков, Макарьева, 2002*], в слое перемешивания океана содержание только растворенного органического углерода достигает 1500 Гт.

Наблюдаемые межсезонные и многолетние вариации содержания CO_2 в атмосфере являются следствием периодически возникающего нару-

шения условий газообмена океана и атмосферы. При этом обязательным условием следует считать существенное превышение масштаба его воздействия на содержание CO_2 в атмосфере и океане по сравнению с изменениями, вызываемыми сезонными колебаниями температуры слоя перемешивания. Такими нарушениями, регулярно возникающими в Северном и Южном полушариях, служат внутригодовые вариации площади морского ледяного покрова. Коэффициенты диффузии газов в морском льду после преобразования межзерновых пленок рассола в изолированные ячейки становятся на 5–8 порядков ниже, чем в воде, что и позволяет рассматривать морской лед в качестве непроницаемой мембраны, отделяющей атмосферу, где происходит накопление, в том числе, и антропогенного углерода, от океана, перекрытого на длительный период ледяным покровом. В частности, подтверждением роли формирующегося ледяного покрова, как непроницаемой мембраны между атмосферой и морской водой, могут служить многочисленные наблюдения резкого понижения содержания CO_2 в весенний период, после того как среднемесячная температура воздуха достигает температуры таяния снежного покрова и морского льда (около 0 °C), и быстрого роста содержания CO_2 в осенне-зимний период после понижения температуры воздуха и воды ниже точки замерзания морской воды, т. е. –1,7 °C (рис. 9). Прекращение в зимнее время газообмена на почти 14 % акватории морей Северного полушария становится причиной интенсивного повышения парциального давления газа, в несколько раз превышающего эффект роста растворимости CO_2 вследствие сезонного понижения температуры слоя перемешивания на остальной части акватории.

Из анализа сведений о содержании углекислого газа в атмосфере и мониторинга распространения морского ледяного покрова [*Trends..., 1994*; www.cdiac.esd.ornl.gov; www.cger2.nies.go.jp] следует зависимость содержания CO_2 в атмосфере полярных регионов от текущих значений площади распространения морского ледяного покрова (рис. 10):

$$(p_i(CO_2) - p_m(CO_2)) = 1{,}94(S_i - S_m) \pm 3{,}9, \quad (6)$$

где $p_i(CO_2)$ – текущее значение содержания углекислого газа в атмосфере, ppm; S_i – текущее значение площади, занятой ледяным покровом, млн км^2; $p_m(CO_2)$ – трендовое значение содержания углекислого газа в атмосфере; S_m – трендовое значение площади ледяного покрова для данного года.

Зависимость (6) характеризует возрастание амплитуды вариаций содержания углекислого газа в атмосфере при росте межсезонных различий площади морского ледяного покрова, что позволяет предполагать прогрессирующее развитие парникового эффекта в зимнее время в соответствии с гипотезой С. Аррениуса.

Концентрация CO_2 в атмосфере над Северным Ледовитым океаном за зимний период повышается на 20 ppm по сравнению с предшествовавшим осенне-летним периодом, и в ней дополнительно накапливается 1,7 Гт углерода, что составляет около 5 % содержания его в атмосфере Северного полушария. В слое перемешивания Северного Ледовитого океана углерода содержится 52 Гт, и, согласно (5), повышение на 20 ppm содержания CO_2 в полярной атмосфере может вести к дополнительному поглощению 3 Гт углерода (химическое растворение и фитопланктон) в весенне-летний период (май–сентябрь), т. е. дополнительному переносу CO_2 через границу воздух–вода

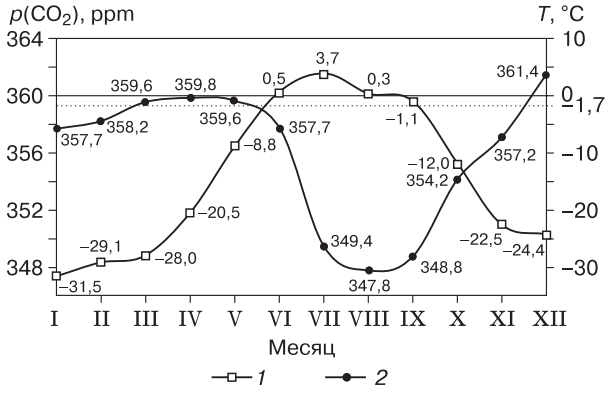

Рис. 9. Согласованные изменения температуры воздуха (*1*) и содержания CO_2 в атмосфере (*2*) на станции Котельный в 2001 г.

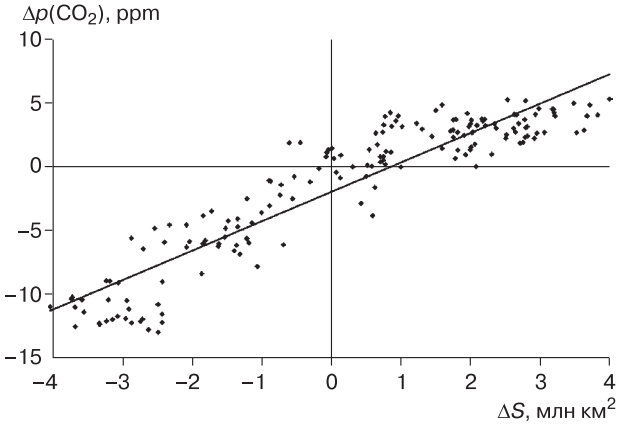

Рис. 10. Соотношения между отклонениями содержания CO_2 в полярной атмосфере и площади распространения ледяного покрова в Арктическом бассейне от среднегодовых значений (по данным еженедельного мониторинга).

около 40 моль/м^2 за сезон. Это значение соответствует существующим данным об интенсивности переноса газа на границе атмосфера–морская вода (например, [*Хорн, 1972*]). Из арктической атмосферы (даже при падении концентрации CO_2 ниже трендовых значений) углерода может поступить только 1,7 Гт, что предполагает его дефицит в слое перемешивания Северного Ледовитого океана. Заполнение дефицита за счет воздухообмена с умеренными и тропическими широтами и "высасывание" из них CO_2 ведет к постепенному понижению парциального давления CO_2 в атмосфере всего Северного полушария.

Таким образом, морской ледяной покров выступает одним из основных регуляторов поглощения CO_2 морской водой вследствие:

– регулярного повышения и понижения содержания углекислого газа в атмосфере всего полушария;

– периодического формирования системы "ледяной покров–морская вода", квазизамкнутой в отношении газообмена с атмосферой и характеризующейся, во-первых, определенным нарушением содержания растворенных газов по сравнению с содержанием их в атмосфере и морской воде, не перекрытой ледяным покровом, во-вторых, высокой степенью связывания растворенного углекислого газа химическим и биологическим путями с более интенсивным, чем в других частях океана, формированием карбонатов и углеводородов [*Романкевич, Ветров, 2001*].

Вместе с тем при рассмотрении газообмена атмосферы и океана необходимо учитывать повышение температуры слоя перемешивания, составившее 0,8 °С с 1945 по 2000 г. [*Reid, 1991; Boyin, Zgengyu, 2001*], в среднем $1{,}6\cdot10^{-2}$ К/год. Растворимость CO_2 в воде при этом понижалась на $4{,}2\cdot10^{-4}$ год$^{-1}$, или на 0,37 Гт углерода, и, следовательно, не менее 10 % современного возрастания концентрации CO_2 в атмосфере обусловлено потеплением поверхностного слоя морской воды в большей части Мирового океана.

ВЫВОДЫ

1. В 1979–2008 гг. площадь ледяного покрова в Северном полушарии в период максимального распространения S_{max} (март) уменьшалась от $16{,}5\cdot10^6$ до $14{,}5\cdot10^6$ км^2, при минимальном распространении S_{min} (сентябрь) – от $8\cdot10^6$ до $5\cdot10^6$ км^2, а площадь ежегодного сокращения льдов ΔS в летний сезон увеличилась с $8{,}5\cdot10^6$ до $9{,}5\cdot10^6$ км^2. Изменчивость ΔS в большей степени зависит от значений S_{min}, которые определяются в основном средней температурой и продолжительностью летнего периода. В среднем с 1979 г. сокращение площади максимального распространения ледяного покрова в Северном полушарии происходило со скоростью $0{,}047\cdot10^6$ км^2/год, а минимального – со скоростью $0{,}072\cdot10^6$ км^2/год, вследствие чего ежегодное изменение площади (ΔS) возрастало на $0{,}025\cdot10^6$ км^2/год.

2. Мониторинг содержания CO_2 в атмосфере показывает наличие регулярных внутригодовых вариаций с повышением его содержания в холодный зимний период и понижением в теплый летний. Согласно составленным картам, средние значения амплитуды межсезонных колебаний содержания CO_2 уменьшаются от 15–20 ppm на побережье Северного Ледовитого океана до 5–8 ppm в северной тропической зоне и до 2–5 ppm на экваторе. В атмосфере Южного полушария межсезонные колебания содержания CO_2 носят аналогичный характер, однако амплитуды колебаний не превышают 5 ppm, широтная зависимость амплитуды вариаций содержания CO_2 прослеживается слабо, и в целом ей свойствен неустойчивый характер.

3. Внутригодовые изменения содержания CO_2, осредненные по всему Северному полушарию, составляют 8 ppm. В весенний период атмосфера Северного полушария содержит в среднем дополнительно 4 ppm CO_2 по сравнению с трендовыми значениями. В атмосфере Южного полушария в этот осенний для полушария период возникает дефицит в 2 ppm, и между Северным и Южным полушариями формируется перепад содержания CO_2, дважды в год (в марте–апреле и сентябре–октябре) достигающий 6 ppm.

4. Повышение температуры слоя перемешивания морской воды (потепление климата) должно приводить к снижению растворимости газа в воде и росту его парциального давления в атмосфере, что не согласуется с наблюдаемыми внутригодовыми изменениями содержания CO_2 .

5. Причиной накопления углекислого газа в атмосфере могут быть внутригодовые вариации площади морского ледяного покрова, который при достаточной сплоченности льда является непроницаемой мембраной, отделяющей атмосферу от океана. Прекращение в зимнее время газообмена на 14 % акватории морей Северного полушария становится причиной интенсивного повышения парциального давления газа, в несколько раз превышающего эффект роста растворимости CO_2, вызванного сезонным понижением температуры слоя перемешивания на остальной части акватории. Установлена высокая корреляция сезонных изменений площади морских льдов и содержания CO_2 в атмосфере.

6. Повышение содержания CO_2 в зимние сезоны на 8 ppm в Северном полушарии и на 4 ppm в Южном ведет к возрастанию парникового эффекта по сравнению с летними периодами. В Северном полушарии, в зоне выше 60° с.ш., где ампли-

туда изменений содержания достигает 20 ppm, парниковый эффект в зимнее время оказывается на 6 % выше по сравнению с летним, частично компенсируя потери радиационного баланса, обусловленные сезонным уменьшением прихода солнечной радиации, повышением альбедо поверхности и снижением содержания водяного пара в атмосфере.

Литература

Арэ Ф.Э. Проблема эмиссии глубинных газов в атмосферу // Криосфера Земли, 1998, т. II, № 4, с. 42–50.

Будыко М.И. Полярные льды как фактор формирования климата // Климат и жизнь. Л., Гидрометеоиздат, 1971, с. 249–274.

Будыко М.И., Ронов А.Б., Яншин А.Л. История атмосферы. Л., Гидрометеоиздат, 1985, 208 с.

Вулканы, стратосферный аэрозоль и климат Земли / Под ред. С.С. Хмелевцова. Л., Гидрометеоиздат, 1986, 256 с.

Голубев В.Н. Глобальная роль конжеляционных льдов // География, общество и окружающая среда. Т. 1. Структура, динамика и эволюция природных геосистем. М., Городец, 2004, с. 311–323.

Голубев В.Н. Роль льдов Арктики в парниковом эффекте // Земля и вселенная, 2007, № 5, с. 67–78.

Голубев В.Н., Петрушина М.Н., Фролов Д.М. Закономерности формирования стратиграфии снежного покрова // Лед и снег, 2010, № 1(109), с. 58–72.

Горшков В.Г., Макарьева А.М. Изменение глобального круговорота углерода: результаты анализа измерений отношений O_2/N_2 в атмосфере и парциальное давление CO_2 у поверхности раздела океан–атмосфера // Геохимия, 2002, № 5, с. 526–535.

Захаров В.Ф. Морские льды в климатической системе. СПб., ГИМИЗ, 1996, 213 с.

Кондратьев К.Я. Радиационные факторы современного изменения климата. Л., Гидрометеоиздат, 1980, 280 с.

Котляков В.М. Гляциология Антарктиды. М., Наука, 2000, 431 с.

Кукла Г.Д. Современные изменения снежного и ледового покрова // Изменения климата. Л., Гидрометеоиздат, 1980, с. 160–179.

Монин А.С. Введение в теорию климата. Л., Гидрометеоиздат, 1982, 246 с.

Романкевич Е.А., Ветров А.А. Цикл углерода в арктических морях России. М., Наука, 2001, 302 с.

Сорохтин О.Г., Ушаков С.А. Адиабатическая теория парникового эффекта атмосферы // Вестн. МГУ. Сер. 5. География, 1996, № 5, с. 27–37.

Хорн Р. Морская химия. М., Мир, 1972, 400 с.

Barry R.G., Serreze M.C., Maslanik J.A., Preller R.H. The Arctic sea ice-climate system: observation and modeling // Rev. Geophysics, 1993, vol. 31, p. 397–422.

Boyin H., Zhengyu L. Temperature trend of the last 40 yr in the Upper Pacific ocean // J. Climate, 2001, vol. 14(17), p. 3738–3750.

Caillon N., Severinghaus J.P., Jouzel J. et al. Timing of atmospheric CO_2 and antarctic temperature changes across termination III // Science, 2003, vol. 299, No. 5613, p. 1728–1731.

Chapmen W.L., Walsch J.E. Recent variations of sea ice and air temperature in high latitudes // Bull. Amer. Meteorol. Soc., 1993, vol. 74, p. 33–47.

Chédin A., Serrar S., Armante R. et al. Signatures of annual and seasonal variations of CO_2 and other greenhouse gases from comparisons between NOAA TOVS observations and radiation model simulations // J. Climate, 2002, vol. 15(1), p. 95–116.

Ciais P., Tans P.P., Trolier M. et al. A large Northern hemisphere terrestrial CO_2 sink indicated by $^{13}C/^{12}C$ of atmospheric CO_2 // Science, 1995, vol. 269, p. 1098–1102.

Falkovski P., Scholes R.J., Boyle E. et al. The global carbon cycle: a test of our knowledge of Earth as a system // Science, 2000, vol. 290, p. 5490.

Haigh J.D. Climate variability and the influence of the sun // Science, 2001, vol. 294, p. 5549.

Hays J.D., Imbrie J., Shackleton N.J. Variations in the Earth's orbit: pacemaker of the ice ages // Science, 1976, vol. 194, p. 1121–1132.

Higuchi K., Murayama S., Taguchi S. Quasi-decadel variation of the atmospheric circulation changes: 1979–1998 // Geophys. Res. Lett., 2002, vol. 29, No. 8, p. 14-1–14-4.

Houghton R.A. Interannual variability in the global carbon cycle // J. Geophys. Res., 2000, vol. 105, No. D15, p. 20,121-20,130.

Keeling R.F., Piper S.C., Heimann M. Global and Hemispheric CO_2 sinks deduced from changes in atmospheric O_2 concentration // Nature, 1996, vol. 381, p. 218–221.

McPhee M.G., Stanton T.P., Morison J.H. Freshening of the upper ocean in the Arctic: is perennial ice disappearing // Geophys. Res. Lett., 1998, vol. 25, p. 1729–1732.

Morner N.A., Etiope G. Carbon degassing from the lithosphere // Global and Planet. Change, 2002, vol. 33, p. 185–203.

Parkinson C.L., Cavalieri D.J., Gloersen P. et al. Variability of the Arctic Sea Ice cover 1978–1996 // J. Geophys. Res., 1999, vol. 104, p. 20,837–20,856.

Przybylak R. Changes in seasonal and annual high-frequency air temperature variability in the Arctic from 1951 to 1990 // Intern. J. Climatol., 2002, vol. 22, p. 1017–1032.

Reid G.C. Solar total irradiance variations and the global sea surface temperature record // J. Geophys. Res., 1991, vol. 96, No. D2, p. 2835–2844.

Sarmiento J.L., Gruber N. Sinks for antropogenic carbon // Physics today, 2002, vol. 55(b), p. 30–36.

Trends 93 / Ed. by T.A. Boden, D.P. Kaiser, R.J. Sepanski, F.W. Stoss. Carbone Dioxide Inform. Analysis Center, World Data Center-A, 1994. (Publ. No. ORNL/CDIAC-65, Sept. 1994).

Vinnikov K.Y., Robock A., Stouffer R.J. et al. Global warming and Northern Hemisphere sea ice extent // Science, 1999, vol. 286, p. 1934–1937.

Walsh J.E., Chapman W.L., Shy T.L. Recent decrease of sea level pressure in the central Arctic // J. Climate, 1996, vol. 9, p. 480–486.

Worsley T.R., Nance R.D., Moody J.B. Tectonic cycles and the history of the Earth's biogeochemical and paleoceanographik record // Paleoceanographik, 1986, No. 1, p. 233–263.

Поступила в редакцию
24 июня 2010 г.